

SUOMEN GEOLOGINEN
TOIMIKUNTA

GEOLOGISKA KOMMISSIONEN
I FINLAND

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 85

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

I

HELSINKI — HELSINGFORS
FÉVRIER 1929

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 85

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN JULKAISUJA
MEDDELANDEN FRÅN GEOLOGISKA SÄLLSKAPET
I FINLAND

COMPTES RENDUS DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

1

HELSINKI—HELSINGFORS
VALTIONEUVOSTON KIRJAPAINO

SISÄLLYSLUETTELO. — INNEHÅLLSFÖRTECKNING.
SOMMAIRE.

	Sivu
JÄSENLUETTELO — MEDLEMSFÖRTECKNING — LISTE DES MEMBRES, 31. XII.	
1927	4
SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA V. 1927	6
GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1927	7
L'ACTIVITÉ DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1927	8
KOKOUKSIA — MÖTEN — SÉANCES, 1924—1927	10
SELOSTUKSIA — REFERAT — RÉSUMÉS	23
H. Frauenfelder, Der Graphit und seine Verwendung	23
A. Th. Metzger, Über Fazies und Chronologie fossiler Sedimente	24
J. J. Sederholm, To the lecture of H. Hausen 18 Febr. 1925 («De geologiska huvuddragen av N- delen av Petsamo området») ..	38
H. Väyrynen, Zum Vortrag von H. Hausen den 18 Febr. 1925	39
W. Wilkman, Zum Vortrag von H. Väyrynen den 25 Febr. 1926 («Kai- nuun liuskealueiden muodostumista»)	39
J. J. Sederholm, A newly discovered unconformability in the Archaean of the Aland islands	40
A. Laitakari, Über die Entmischungerscheinung in Eisenerz- mineralien	41
— Über den Schwefelkies von Outokumpu	42
E. H. Kranck, Some features of the Pre-Cambrian of Western Ontario	43
A. Laitakari, Über die Erzminerale der Gesteine des Granu- litgebietes	45
G. Brander, Über die Petrographie von Degerö und Sandhamn	47
C. E. Wegmann, Über alpine Tektonik und ihre Anwendung auf das Grundgebirge Finnlands	49
JULKAISUJA — UPPSATSER — ARTICLES	54
P. Eskola, On the occurrence of orthoclase and microcline in the Finnish granites and pegmatites	54
C. E. Wegmann, Stereogramm des Gebietes von Soanlahti—Suis- tamo. Mit 1 Tafel.	58
H. Väyrynen, Weiteres vom Auftreten des Konglomerates beim Gehöft Olli Partanen, Soanlahti	67
E. H. Kranck, A beryl pegmatite from Uuksu in Carelia (E-Finland).	70
P. Eskola, On the rôle of pressure in rock crystallization.	77

SUOMEN GEOLOGINEN SEURA.
GEOLOGISKA SÄLLSKAPET I FINLAND.

JÄSENLUETTELO, 31. XII. 1927.
MEDLEMSFÖRTECKNING, 31. XII. 1927.
LISTE DES MEMBRES, 31. XII. 1927.

- Aarnio, B., fil. tohtori, Valtion Maatutkimuslaitos, Helsinki.
Ailio, J., fil. tohtori, Töölönk. 10, Helsinki.
Aschan, J., bergsingeniör, Estnäsg. 12, Helsingfors.
Auer, V., fil. tohtori, Fredrikink. 66, Helsinki.
Backlund, H., professor, Upsala, Sverige.
Backman, A. L., fil. doktor, Vilhelmsg. 4, Helsingfors.
Bengelsdorff, G., direktör, Badhusg. 14, Helsingfors.
Blankett, H., bergsråd, Myntg. 1, Helsingfors.
Borgström, L. H., professor, Museig. 3, Helsingfors.
Brander, G., fil. magister, Floravägen 16, Helsingfors.
Brenner, Th., fil. magister, Järnvägsstyrelsen, Helsingfors.
Brenner, W., fil. doktor, Bergmansg. 15 B, Helsingfors.
Clopatt, J. A., fil. magister, Lotsg. 11 B, Helsingfors.
Ehrnrooth, E., fil. magister, Fredsg. 13, Helsingfors.
Eskola, P., professori, Tehtaank. 7 E, Helsinki.
Forstén, R., ingeniör, St. Robertsg. 36—40 C, Helsingfors.
Frosterus, B., professor, Bulevardsg. 30, Helsingfors.
Granö, J. G., professori, Kauppiask. 9, Turku.
Grönros, Y., insinööri, Creutzk. 3 A, Helsinki.
Hackman, V., fil. doktor, Parkg. 5, Helsingfors.
Hausen, H., professor, Åbo akademi, Åbo.
Hellaakoski, A., fil. maisteri, Museok. 30, Helsinki.
Järnefelt, H., fil. tohtori, Ritarik. 9 B, Helsinki.
Kranck, E. H., fil. magister, Engelplatsen 5, Helsingfors.
Laitakari, A., fil. tohtori, Pukinmäki.
Leiviskä, I., professori, Museok. 9, Helsinki.
Lindberg, L., studerande, W. Chausséen 31 A 6, Helsingfors.
Linkola, K., professori, Kasvitiet. puutarha, Helsinki.

- Lokka, L., fil. tohtori, Ehrensvärdintie 4—6 B, Helsinki.
- Lupander, K., studerande, Högbergsg. 24 A, Helsingfors.
- Lönnroth, E., professori, Liisank. 21, Helsinki.
- Metzger, A. A. Th., fil. doktor, Pargas kalkverk, Pargas.
- Metzger, C., professor, Jungfrustigen 2 A, Helsingfors.
- Mikkola, E., fil. maisteri, Geol. Toimikunta, Helsinki.
- Mäkinen, E., fil. tohtori, vuori-insinööri, Outokumpu.
- Nordensvan, E. A. O., fil. maisteri, Länt. Viertotie 31 A 5, Helsinki.
- Palmunen, M. K., vuori-insinööri, Outokumpu.
- Pehrman, G., fil. doktor, Åbo akademi, Åbo.
- Petra, A. H., fil. maisteri, Galitsinintie 6, Helsinki.
- Ramsay, W., professor, Bernhardsg. 5, Helsingfors. († 8. I. 1928).
- Rosberg, J. E., professor, Floravägen 6, Helsingfors.
- Ryselin, V., insinööri, Fredriksbergink. 17 C, Helsinki.
- Sahlstein, T., lyseolainen, Vironk. 1 B, Helsinki.
- Salminen, A., fil. maisteri, Valtion Maatutkimuslaitos, Helsinki.
- Sauramo, M. R., fil. tohtori, Tunturilaaksonk. 4, Helsinki.
- Saxén, M. O., fil. tohtori, Temppeilik. 23, Helsinki.
- Sederholm, J. J., professor, Fredriksg. 39, Helsingfors.
- Schjerfbeck, M., fil. magister, Mikaelsg. 10, Helsingfors.
- Sihvonen, V., fil. tohtori, Konstantinink. 28—30, Helsinki.
- Soikero, J. N., geologi, Geol. Toimikunta, Helsinki.
- Sundell, I. G., direktör, Skeppareg. 10, Helsingfors.
- Suomalainen, A. J., fil. maisteri, Vaaajakoski.
- Talvitie, A. H., insinööri, Linnak. 5 D, Helsinki.
- Tanner, V., fil. doktor, ingeniör, Grankulla.
- Toivonen, N. J., fil. tohtori, Vironk. 11 B, Helsinki.
- Tolvanen, V., fil. tohtori, Kustannus O. Y. Otava, Helsinki.
- Trüstedt, O., fil. doktor, ingeniör, Fjälldalsg. 3, Helsingfors.
- Törnqvist, K. H., insinööri, Outokumpu.
- Wahl, W., professor, Marieg. 7, Helsingfors.
- Wegmann, C. E., dr. sc, zur Hagar, Schaffhausen, Schweiz.
- Wilkman, W. W., fil. maisteri, Pietarink. 2 C, Helsinki.
- Väyrynen, H., fil. tohtori, Temppeilik. 13, Helsinki.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1927.

Vähäisten varojen vuoksi Geologisen Yhdistyksen toiminta on kolmena viime vuotena supistunut kokouksiin ja esitelmiin; pöytäkirjoja ei ole voitu tällä ajalla painattaa. (Vuonna 1924 myönsi valtioneuvosto 1 000 mk:n suuruisen painatusapurahan, 1925 saatiin Helsingin Yliopiston konsistorilta Smk. 500: —.) Koska geologinen tutkimustoiminta maassa näinä vuosina on yhä vilkastunut, katsoi yhdistys välttämättömäksi hankkia oman aikakauslehden, joka sisältäisi sekä yhdistyksen pöytäkirjat että itsenäisiä julkaisuja. Tämä oli varsinkin tärkeätä, koska Suomen Geologisella Toimikunnalla vähennettyjen painatusmäärärahojen vuoksi ei enää, niinkuin ennen, ollut tilaisuutta ottaa vastaan julkaisusarjaansa »Bulletin de la Commission géologique de Finlande», tutkimuksia, jotka olivat tehdyt Toimikunnan ulkopuolella.

Geologinen Yhdistys jätti sen vuoksi v. 1925 valtioneuvostolle anomuksen 25 000 mk:n suuruisesta painatusapurahasta sekä oikeudesta liittää julkaisunsa Geologisen Toimikunnan julkaisusarjaan erikoisina numeroina. Anomus määrärahasta kuitenkin hylättiin, mutta yhdistykselle myönnettiin oikeus painattaa »Bulletinissa» julkaisujaan omilla varoillaan. Vuonna 1926 tehtiin uusi anomus, ja silloin myönnettiin yhdistykselle 10 000 mk:n suuruisen valtioapu. Tämä avustus tekee seuralle mahdolliseksi lyhyessä muodossa julaista tiedonannot vuosilta 1924—1927, jotka nyt ilmestyvät. Koska oman julkaisusarjan tarve yhä edelleen on tuntuva, jätettiin tammikuussa 1928 anomus vuosimäärärahan korottamisesta 25 000 mk:aan, josta myönnettiin Smk. 13 000: —.

Seura toivoo tästä lähtien voivansa säännöllisesti toimittaa julkaisujaan vuosittain, yhtenä tai kahtena vihkona, jotka tulevat liittymään eri numeroina sarjaan Bulletin de la Commission géologique de Finlande nimellä »Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes rendus de la Société géologique de Finlande».

Koska geologinen toiminta nyttemmin ei ainoastaan rajoitu pääkaupungin geologisiin laitoksiin, vaan myöskin Turun molemmissa yliopistoissa on samanlaisia laitoksia, päätti yhdistys joulukuussa 1927 muuttaa nimensä Helsingin Geologinen Yhdistys etc. ottaen käytäntöön nimen »*Suomen Geologinen Seura — Geologiska Sällskapet i Finland*». Tämä nimi otettiin valtioneuvoston yhdistysrekisteriin helmikuussa 1928.

Helsingissä, helmikuussa 1928.

GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1927.

På grund av de knappa medel som Geologiska Föreningen i Helsingfors förfogat över under det föregående trienniet, har föreningens verksamhet väsentligen varit begränsad till möten och föredrag; förhandlingarna hava under denna tid ej kunnat tryckas. (År 1924 beviljade statsrådet ett tryckningsbidrag på Fmk. 1 000: —, 1925 erhöles av konsistoriet vid Helsingfors Universitet Fmk. 500: —.) Då livaktigheten inom den geologiska forskningen i landet under dessa år alltjämt ökats, ansåg föreningen redan år 1925 behovet av en egen publikation, som såväl skulle innehålla föreningens förhandlingar som jämväl smärre originalnotiser, oavvisligt. Detta desto mera då Geologiska Kommissionen i Finland på grund av starkt reducerade tryckningsmedel ej var i tillfälle, att såsom tidigare varit brukligt, i sin publikationsserie Bulletin de la Commission géologique de Finlande, intaga arbeten, vilka utförts utanför kommissionen. Geologiska Föreningen inlämnade på den grund år 1925 en anhållan till statsrådet om ett tryckningsbidrag på Fmk 25 000: — samt rättighet att bifoga sina meddelanden till Geologiska Kommissionens publikationsserie såsom särskilt nummer. Anhållan om statsunderstöd avslogs emellertid, men beviljades föreningen i princip rättigheten att trycka i Bulletinen på egen bekostnad. År 1926 återupprepades ansökningsen och erhöles föreningen för år 1927 ett årsanslag på Fmk. 10 000: —. Detta bidrag gör det möjligt att i förkortad form publicera förhandlingarna för åren 1924—1927, vilka nu föreligga i tryck. Då behovet av en egen publikationsserie fortfarande är aktuell inlämnades i januari 1928 en anhållan om ett förhöjt årsanslag på Fmk. 25 000: —, varav beviljades 13 000: —. Föreningen hoppas att bliva i tillfälle att regelbundet kunna härefter utge sina förhandlingar i 1 à 2 häften årligen ingående som nummer i Bulletin de la

Commission géologique de Finlande under namn av »Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande».

Då det geologiska arbetet i Finland numera ej är begränsat till de geologiska institutionerna i huvudstaden, emedan sådana även finnas vid de bägge universiteterna i Åbo, beslöt föreningen i december 1927 att vidtaga åtgärder att förändra namnet till »*Suomen Geologinen Seura — Geologiska sällskapet i Finland*», vilket namn i februari 1928 blev registrerat.

Helsingfors, februari 1928.

L'ACTIVITÉ DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1927.

Les ressources dont l'Association géologique d'Helsinki a pu disposer ces trois dernières années ayant été très modestes, l'activité de l'Association a principalement consisté en séances et en communications; les discussions de cette période n'ont pas pu être imprimées. (En 1924, le Gouvernement a accordé, pour les frais d'impression, une somme de 1 000: — marcs et en 1925 le Consistoire de l'Université d'Helsinki a accordé 500: — marcs.) L'activité des recherches géologiques en Finlande s'étant continuellement accrue au cours de ces années, l'Association a considéré déjà en 1925 qu'il était absolument nécessaire d'avoir une publication destinée aux discussions de l'Association et à certaines informations. Cela d'autant plus que la Commission géologique de Finlande, son allocation pour frais d'impression ayant été considérablement réduite, se voyait dans l'impossibilité de publier, comme auparavant, dans sa série »Bulletin de la Commission géologique de Finlande» des travaux ne provenant pas de la Commission. Pour ces raisons, l'Association géologique a demandé en 1925 au Gouvernement de lui accorder 25 000: — marcs pour frais d'impression ainsi que le droit de joindre ses communications à la série de la Commission géologique comme un numéro spécial. L'allocation de l'Etat fut refusée, mais l'Association obtint, en principe, le droit d'impression à ses propres frais, au Bulletin. En 1926, la Société réitéra sa demande et obtint pour 1927 une allocation annuelle de 10 000: — marcs. Grâce à cette aide, il est maintenant possible de publier en résumé les discussions des années 1924—1927, dont l'impression est maintenant achevée. La nécessité d'une publication se faisant toujours sentir, on a présenté en janvier 1928 une demande

visant à porter l'allocation annuelle à 25 000: — marcs; 13 000: — marcs furent accordés. L'Association espère dorénavant pouvoir publier régulièrement ses discussions en 1 à 2 cahiers par an comme numéro du Bulletin de la Commission géologique de Finlande, sous le titre »Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes rendus de la Société géologique de Finlande».

Les travaux géologiques en Finlande n'étant plus limité aux instituts géologiques de la capitale, les deux Universités de Turku (Åbo) en possédant maintenant elles aussi des laboratoires, l'Association a décidé, en décembre 1927, de prendre les mesures nécessaires pour changer son nom en celui de »Suomen Geologinen Seura — Geologiska Sällskapet i Finland». Ce nom fut inscrit au registre officiel des associations en février 1927.

A la fin de l'année 1927, la situation de la Société était la suivante:

Excédent de l'année précédente.....	3 105: 82
Allocation de l'État pour 1927	10 000: —
Cotisations	840: —
	<hr/>
	13 945: 82
Frais de représentation	213: —
Séances en 1927	297: —
Droits payés	20: —
Excédent	13 415: 82
	<hr/>
	13 945: 82

Helsinki, février 1928.

In fidem

E. H. Kranck.

HELSINGIN GEOLOGISEN YHDISTYKSEN KOKOUKSET
VUONNA 1924.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS I HELSINGFORS MÖTEN
UNDER ÅRET 1924.

SÉANCES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE HELSINKI
EN 1924.

Kokous 31 p. tammik. — Mötet den 31 jan. — Séance du
31 janvier.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Fil. toht. A. Laitakari, Satakunnan hiekkakivi-diabasi-alueen geologiasta. — Sur la géologie de la région de grès et diabase de Satakunta.

A. Laitakari, Über das jotnische Gebiet von Satakunta. Fennia 45, No. 8, (1925).

Prof. P. Eskola, Satakunnan diabasin petrologiasta. — Sur la pétrologie des diabases de Satakunta.

Kokous 27 p. helmik. — Mötet den 27 febr. — Séance du
27 février.

Esitelmä — Föredrag — Communication.

Fil. mag. Th. Brenner, Geotekniska undersökningar vid Finska Statsjärnvägarna. — Recherches géotechniques concernant les chemins de fer de l'État de Finlande.

Kokous 27 p. maalisk. — Mötet den 27 mars. — Séance du
27 mars.

Esitelmä — Föredrag — Communication.

Fil. toht. H. Väyrynen, Havaintoja Itä-Suomen liuskeiden stratigrafiasta. — Observations relatives à la stratigraphie des schistes de la Finlande orientale.

H. Väyrynen, Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiet im östlichen Finnland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 78, (1928).

Kokous 16 p. huhtik. — Mötet den 16 april — Séance du
16 avril.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Fil. toht. A. Laitakari, Suomen grafiittiesiintymät. — Les gisements de graphite en Finlande.

A. Laitakari, Die Graphitvorkommen in Finnland und ihre Entstehung. Geol. komissioni, Geoteknillisiä julkaisuja No. 40, (1925).
Dr. H. Frauenfelder, Der Graphit und seine Verwendung.
Résumé p. 23.

Kokous 8 p. toukok. — Mötet den 8 maj — Séance du 8 mai.

Esitelmä — Föredrag — Communications.

Fil. dr. A. Th. Metzger, Fazies und Chronologie fossiler Meeresformationen.

Résumé p. 24.

Prof. P. Eskola, Itä-Suomen emäksisistä juonista. — Sur des filons basiques de la Finlande orientale.

Kokous 20 p. toukok. — Mötet den 20 maj — Séance du 20 mai.

Esitelmä — Föredrag — Communication.

Ing. I. Tennberg, Resultaten av de senaste malmletningarna i Sverige. — Les résultats des dernières recherches de minerai en Suède.

Kokous 2 p. lokak. — Mötet den 2 okt. — Séance du 2
octobre.

Esitelmä — Föredrag — Communications.

Oberstudiendirektor A. Postelmann, Über Geschiebeforschung in Nord-Deutschland.

Toht. A. Laitakari näytti erästä Petsamon tunturilta löydettyä vulkanista hohkakappaletta. — *M. A. Laitakari* montre une scorie volcanique trouvé dans les montagnes de Petsamo.

Kokous 7 p. marrask. — Mötet den 7 nov. — Séance du
7 novembre.

Esitelmä — Föredrag — Communication.

Fil. mag. Th. Brenner, Om skred. — Sur les glissements de terrain.

Kokous 12 p. jouluk. — Mötet den 12 december — Séance du
12 decembre.

Suoritettiin toimihenkilöiden vaalit vuodeksi 1925, jolloin puheenjohtajaksi valittiin fil. toht. V. Tanner, varapuheenjohtajaksi fil. toht. A. Laitakari, sihteeriksi fil. kand. M. Saxén sekä tilintarkastajiksi prof. L. H. Borgström ja fil. toht. A. Laitakari.

Till funktionärer för år 1925 valdes följande personer: ordförande fil. dr. V. Tanner, vice ordf. fil. dr. A. Laitakari, sekreterare fil. kand. M. Saxén samt revisorer prof. L. H. Borgström och fil. dr. A. Laitakari.

On procède à l'élection du bureau; sont nommés pour l'année 1925: président M. V. Tanner, vice-président M. A. Laitakari, secrétaire M. M. Saxén, vérificateurs des comptes M. L. H. Borgström et M. A. Laitakari.

Esitelmä — Föredrag — Communications.

Prof. W. Ramsay, De forna inlandsisarnas mäktighet. — L'épaisseur des anciennes calottes glaciaires.

Fil. toht. A. Laitakari, Pyhäjärven laskeminen. — L'abaissement du niveau du lac Pyhäjärvi.

A. Laitakari, Onko Säkylän Pyhäjärven kuivaus mahdollinen. Teknillinen aikakauslehti, 1924.

HELSINGIN GEOLOGISEN YHDISTYKSEN KOKOUKSET
VUONNA 1925.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS I HELSINGFORS MÖTEN
UNDER ÅRET 1925.

SÉANCES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE HELSINKI
EN 1925.

Kokous 18 p. helmik. — Mötet den 18 febr. — Séance du
18 février.

Esitelmä — Föredrag — Communication.

Fil. dr. H. Hausen, De geologiska huvuddragen av norra delen av Petsamo-området. — Les lignes directrices de la géologie dans la partie septentrionale du territoire de Petsamo.

H. Hausen, Ueber die prequartäre Geologie des Petsamo-Gebietes. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 77, (1926).

Discussion: M. Sederholm, ref. p. 38.

M. Väyrynen » » 39.

Kokous 27 p. maalisk. — Mötet den 27 mars — Séance du
27 mars.

Esitelmä — Föredrag — Communication.

Fil. dr. B. Frosterus, Kambrium på Karelska näset. — Le cambrien de l'isthme de Carélie.

B. Frosterus, Über die kambrischen sedimente der karelischen Landenge. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 75, (1925).

Kokous 29 p. huhtik. — Mötet den 29 april — Séance du
29 avril.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Prof. P. Eskola, Kullanetsinnät Lapissa v. 1925. — Les recherches
d'or en Laponie en 1925.

Résumé dans la Teknillinen Aikakauslehti, 1925.

Fil. toht. B. Aarnio, Koagulatio ja sedimentatio. (Coagulation
et sédimentation).

Resumé des travaux de Wiegner et de Gallay.

Kokous 22 p. lokak. — Mötet den 22 okt. — Séance du
22 octobre.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Prof. L. H. Borgström, Skellefte-fältet. (Le district minier de
Skellefte).

Maist. M. Saxén selosti malmitutkimusten tuloksia Skellefte-
alueen suomenpuolisella jatkeella Ylivieskan ja Teerijärven—
Kuokkalan liuskevyöhykkeillä. — M. M. Saxén expose les résultats
des études relatives aux minerais du côté finlandais, dans une
région faisant suite au territoire de Skellefte, c. à d. dans les ter-
rains schisteux d'Ylivieska et de Teerijärvi—Kuokkala.

M. E. H. Kranck montre quelques échantillons contenant
des fossiles précambriens du Canada: Atikokania Lawsoni.

Kokous 26 p. marrask. — Mötet den 26 april — Séance du
26 avril.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Fil. dr. V. Hackman, Om ett exempel på metasomatisk omvand-
ling av dolomitisk kalksten i strålstensfels. — Un exemple de trans-
formation métasomatique de calcaire dolomitique en roches actino-
litiques.

Fil. dr. H. Hausen, Undersökningar inom det sydkarelska skiffer-
området sommaren 1925. — Recherches dans la région des schistes
de la Carélie du Sud en été 1925.

— Fennia 50.

Discussion: Väyrynen voir p. 67.

Kokous 17 p. jouluk. — Mötet den 17 dec. — Séance du
17 décembre.

Suoritettiin toimihenkilöiden vaalit vuodeksi 1926, jolloin va-
littiin seuraavat henkilöt: puheenjohtajaksi fil. toht. A. Laitakari,
varapuheenjohtajaksi fil. maist. Th. Brenner, sihteeriksi fil. maist.
M. Saxén ja tilintarkastajiksi prof. L. H. Borgström ja fil. maist.
W. W. Wilkman.

Till funktionärer för år 1926 valdes följande personer: ordf.
fil. dr. A. Laitakari, vice ordf. fil. mag. Th. Brenner, sekreterare
fil. mag. M. Saxén samt revisorer prof. L. H. Borgström samt
fil. mag. W. W. Wilkman.

On procède à l'élection du Bureau; sont nommés pour l'année
1926: président M. A. Laitakari, vice-président M. Th. Brenner, secré-
taire M. M. Saxén et vérificateurs des comptes M. L. H. Borgström et
M. W. W. Wilkman.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Prof. P. Eskola, referoi W. H. Collinsin teosta »North Shore
of Lake Huron». — M. P. Eskola resume l'ouvrage de W. H. Collins
»North Shore of Lake Huron».

Prof. J. J. Sederholm, En nyupptäckt diskordans inom urberget
i åländska skärgården. — Une discordance nouvellement découverte
dans le l'archéen de l'archipel Ålandais.

Résumé p. 40.

Prof. J. J. Sederholm refererade N. Zenzéns arbete »om den
första användningen av namnet fältspat». — M. J. J. Sederholm resume
le travail de N. Zenzén »Sur le premier emploi du nom de feltspat».

HELSINGIN GEOLOGISEN YHDISTYKSEN KOKOUKSET
VUONNA 1926.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS I HELSINGFORS MÖTEN
UNDER ÅRET 1926.

SÉANCES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE HELSINKI
EN 1926.

Kokous 4 p. helmik. — Mötet den 4 febr. — Séance du 4 février.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Fil. mag. Th. Brenner, Ett ovanligt fynd av varvig lera från
Hantula, Leppävesi. — Une décourte intéressante d'argiles ru-
bannés à Hantula, Leppävesi.

Th. Brenner, Värvig lera överlagrad av morän från trakterna öster om Jyväskylä stad i Finland. *Fennia* 47, N:o 9, (1927).

Fil. toht. A. Laitakari, Suotautumisilmiöistä (Entmischung) rautamalmeissa. — Sur les phénomènes dites »Entmischung» dans les minerais de fer.

Résumé p. 41.

Kokous 25 p. helmik. — Mötet den 26 febr. — Séance du
26 février.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Fil. toht. H. Väyrynen, Kainuun liuskealueiden muodostumista. — La formation des schistes de Kainuu.

H. Väyrynen, Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiete. *Bull. de la Comm. géol. de Finlande* N:o 78, (1928).

Discussion: W. W. Wilkman, resumé p. 39.

Prof. P. Eskola, Karjalaisten liuskeiden mineralikookomuksesta. — Sur la composition minéralogique des schistes de Carélie.

P. Eskola, Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finnland. *Fortschritte der Mineralogie etc.* 11, 1927.

Kokous 24 p. maalisk. — Mötet den 24 mars — Séance du
24 mars.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Fil. dr. V. Hackmann, Om berggrunden i Kittilä-lappmark. — Sur les roches préquaternaires de Kittilä, Laponie.

V. Hackmann, Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä-Lappmark. *Bull. de la Comm. géol. de Finlande* N:o 79, (1927).

Fil. toht. B. Aarnio, Eräiden Etelä-Pohjanmaan leikkausten diatomeeanalyseista. — Sur l'analyse des terres diatomacées provenant de fouilles dans l'Ostrobothnie septentrionale).

Prof. P. Eskola esitti selostuksen E. Dittlerin kokeista mikroklinin muuttamisesta ortoklasiksi. — M. P. Eskola expose les expériences de E. Dittler relatives à la transformation du microcline en orthoclase.

Voir p. 54.

Kokous 15 p. huhtik. — Mötet den 15 april — Séance du
15 avril.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Prof. L. H. Borgström, Om telluridernas och sulfosaltens smältpunkter. — Sur les points de fusion des tellurides et des sulfures complexes.

Prof. J. J. Sederholm, Om Almesåkraformationen. — La formation d'Almesåkra.

Voir p. 17.

Prof. P. Eskola, Suomen magmakivilajien kemismistä. — Sur la composition chimique des roches magmatiques de Finlande.

P. Eskola, op. cit. Fortschritte der Mineralogie etc. Bd. 11, (1927).

Kokous 21 p. lokak. — Mötet den 21 okt. — Séance du 21 octobre.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Prof. L. H. Borgström, Den internationella geologkongressen i Madrid. — Le congrès géologique international à Madrid.

Fil. maist. A. Salminen, Liukenevien elektrolyyttien määrääminen maalajeissa. — Sur la détermination des électrolytes solubles des sols.

Compte-Rendus du premier congrès International de la science du Sol 1927.

Kokous 18 p. marrask. — Mötet den 18 okt. — Séance du 18 novembre.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Fil. toht. A. Laitakari, Diabasin ja rapakiven kontakteista Eurajoen pitäjässä. — Sur le contact des diabases et du rapakivi à Eurajoki.

Fil. mag. E. H. Kranck, Några drag av W-Ontarios prekambrium. — Quelques observations sur le précambrien dans l'ouest de l'état d'Ontario.

Résumé p. 43.

Kokous 16 p. jouluk. — Mötet den 16 dec. — Séance du 16 decembre.

Suoritettiin toimihenkilöiden vaalit vuodeksi 1927, jolloin valittiin seuraavat henkilöt: puheenjohtajaksi fil. maist. Th. Brenner, varapuheenjohtajaksi fil. toht. H. Väyrynen, sihteeriksi fil. maist. E. H. Kranck ja tilintarkastajiksi prof. L. H. Borgström ja fil. maist. W. W. Wilkman.

Till funktionärer för år 1927 valdes följande personer: ordf. fil. mag. Th. Brenner, vice ordf. fil. dr. H. Väyrynen, sekreterare fil. mag. E. H. Kranck samt revisorer prof. L. H. Borgström och fil. mag. W. W. Wilkman.

On procède à l'élection du Bureau; sont nommés: président M. Th. Brenner, vice-président M. H. Väyrynen, secrétaire M. E. H. Kranck, vérificateurs des comptes M. L. H. Borgström et M. W. W. Wilkman.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Prof. J. J. Sederholm, Om Ålandsrapakivins västra gräns. — Sur la limite occidentale du rapakivi d'Åland.

Prof. L. H. Borgström, Om Bilbao järnmalmerna. — Sur les minerais de fer de Bilbao.

HELSINGIN GEOLOGISEN YHDISTYKSEN KOKOUKSET
VUONNA 1927.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS I HELSINGFORS MÖTEN
UNDER ÅRET 1927.

SÉANCES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE HELSINKI
EN 1927.

Kokous 27 p. tammik. — Mötet den 27 jan. — Séance du
27 janvier.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Fil. toht. M. Sauramo, Pohjois-Karjalan myöhäisglasialisesta hydrografiasta. — Sur l'hydrographie postglaciaire (finigl.) de la Carélie septentrionale.

Matti Sauramo, Über die spätglaziale Niveaushiftungen in Nordkarelien, Finnland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 80, (1928).

Fil. toht. H. Väyrynen, Outokummun—Polvijärven kiisvaluiden mineraliparagenesiksesta. — Sur les paragenèses minérales des régions pyritifères de Polvijärvi et d'Outokumpu.

Résumé dans la Teknillinen Aikakauslehti N:o 1, 1928.

Fil. toht. A. Laitakari, Outokummun rikkikiisusta. — Sur la pyrite d'Outokumpu.

Résumé p. 42.

Kokous 24 p. helmik. — Mötet den 24 febr. — Séance du
24 février.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Fil. dr. H. Hausen, Om Soanlahtifältet. — Sur la région de Soanlahti.

Prof. J. J. Sederholm, Om de jotniska och s. k. subjotniska bergarterna. — Sur les terrains jotniens et les roches dites sub-jotniennes.

J. J. Sederholm, Om de jotniska och s. k. subjotniska bergarterna. Geol. För. i Stockholm Förh. 49, (1927).

Ylimääräinen kokous Suomen kemistiseurann kanssa maalisk. 9 p. — Extra möte tillsammans med Finska kemistsamfundet den 9 mars. — Séance extraordinaire tenue en commun avec la Société des chimistes de Finlande le 9 mars.

Esitelmä — Föredrag — Communication.

Prof. W. Wahl, Alumosilikaternas konstitution, deras bildningsbetingelser samt deras omvandling till jordarter. — Sur la constitution des alumo-silicates, les conditions de leur formation et leur transformation en sols.

La communication a été publiée dans les »Communications de la Société des chimistes de Finlande», 1, 2, 1927. (Finska kemistsamfundets meddelanden — Suomen kemistiseurann tiedonantoja, 1, 2, 1927).

Huhtik. 13 p. oli yhdistys kutsuttu kuuntelemaan prof. J. Wasastjerna'n esitelmää »Om jonradier och blandkristaller».

Den 13 april var föreningen inbjuden att åhöra ett föredrag av prof. J. Wasastjerna »Om jonradier och blandkristaller».

Le 13 avril, la société est invitée à une conférence de M. J. Wasastjerna »Sur les rayons des ions et sur les cristaux des mélanges isomorphes».

Kokous 6 p. huhtik. — Mötet den 6 april — Séance du 6 avril.

Esitelmää — Föredrag — Communications.

Prof. P. Eskola, Lapin granuliiteista. — Sur les granulites de la Laponie. Esitelmä sisältyy piakkoin ilmestyvään julkaisuun Lapin granuliittien geologiasta ja petrologiasta.

Föredraget ingår i en inom kort utkommande publikation berörande de lapska granuliternas geologi och petrologi.

La communication fera partie d'une publication devant paraître prochainement concernant la géologie et la pétrologie des granulites lapons.

Fil. toht. A. Laitakari, Granuliittialueen kivilajien malmimine-
raleista. — Sur les minéraux métallifères des terrains granulitiques.

Résumé p. 45.

Fil. mag. G. Brander, Om Degerö och Sandhamns petrografi.
— Sur la pétrographie de Degerö et de Sandhamn.

Résumé p. 47.

Kokous 21 p. huhtik. — Mötet den 21 april — Séance du
21 avril.

Esitelmä — Föredrag — Communication.

Prof. J. J. Sederholm, Om klotgraniter. — Sur les granites orbiculaires.

J. J. Sederholm. On orbicular granites. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 83, (1928).

Kokous 6 p. lokak. — Mötet den 6 okt. — Séance du 6 octobre.

Geologisen Yhdistyksen julkaisujen painattamiskysymyksen valmistamista varten valittiin toimituskunta, johon kuuluvat seuraavat henkilöt: professorit Ramsay, Sederholm ja Eskola sekä puheenjohtaja ja sihteeri.

För behandlande av frågan om tryckning av Geol. Föreningens meddelanden tillsattes ett beredningsutskott bestående av professorerna: Ramsay, Sederholm, Eskola jämte ordföranden och sekreteraren.

Pour examiner la question de l'impression des communications de la Société géologique, on nomme une commission dont font partie: MM. les professeurs Ramsay, Sederholm, Eskola ainsi que le président et le secrétaire.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Dr. E. Wegmann, Über alpine Tektonik und ihre Anwendung auf das Grundgebirge.

Résumé p. 49.

Fil. mag. E. H. Kranck, De hogländska porfyrens kontakter och eruptionsförhållanden. — La série éruptive des porphyres de Suursaari (Hogland) et leurs contacts.

E. H. Kranck, A Stereogram of Suursaari (Hogland). Fennia 50, N:o 17, (1928).

Fil. toht. A. Laitakari esitti muutamia edellisenä kesänä Petsamon tuntureilta löydettyjä aksiniittinäytteitä. — M. A. Laitakari présente quelques échantillons d'axinite, trouvés l'été précédent dans les montagnes de Petsámo.

Kokous 10 p. marrask. — Mötet den 10 nov. — Séance du
10 novembre.

Yhdistys päätti prof. P. Eskolan ehdotuksesta ryhtyä toimenpiteisiin nimen »Helsingin Geologinen Yhdistys — Geologiska Föreningen i Helsingfors» muuttamista varten nimeksi »Suomen Geologinen Seura — Geologiska Sällskapet i Finland».

Käsiteltiin toimitusvaliokunnan ehdotus Seuran julkaisujen painattamisesta. Seuraavat pykälät hyväksyttiin:

1. Tiedonannot julkaistaan Suomen Geologisen Toimikunnan julkaisusarjassa »Bulletin de la Commission géologique de Finlande» nimellä Suomen Geologisen Seuran julkaisuja etc.
2. Tiedonannot tulevat sisältämään:
 - a) Lyhyen kertomuksen seuran toiminnasta kuluneena toimikautena. Kertomus painetaan suomeksi, ruotsiksi ja ranskaksi.
 - b) Selostuksia kokouksissa pidetyistä esitelmistä ja keskusteluista, jotka julkaistaan erikseen.
 - c) Alkuperäisiä julkaisuja ja tiedonantoja.
3. Selostukset ja julkaisut painetaan englannin, saksan tai ranskan kielisinä, tai on niihin liitettävä selostus jollakin näistä kielistä.
4. Painattamisen hoitaa julkaisukomitea, johon kuuluu kolme seuran jäsentä sekä puheenjohtaja ja sihteeri. Komitea hyväksyy tai hylkää painattamista varten jätetyt käsikirjoitukset. Jos tässä asiassa syntyy erimielisyyttä, on se jätettävä Seuran ratkaistavaksi.

På förslag av prof. P. Eskola beslöt föreningen vidtaga åtgärder för att förändra namnet »Helsingin Geologinen Yhdistys — Geologiska Föreningen i Helsingfors» till »Suomen Geologinen Seura — Geologiska Sällskapet i Finland.»

Det av beredningsutskottet uppgjorda förslaget om formen för tryckning av Sällskapets meddelanden behandlades, varvid följande punkter antogs:

1. Meddelanden skola publiceras i Geologiska Kommissionens i Finland publikationsserie »Bulletin de la Commission géologique de Finlande» under titeln Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes rendus etc.
2. Meddelandena komma att innehålla:
 - a) En kort redogörelse för Sällskapets verksamhet under föregående verksamhetsperiod. Denna tryckes på finska, svenska och franska.
 - b) Autoreferat av under mötena hållna föredrag och diskussionsinlägg, tryckta i form av fristående artiklar.
 - c) Originaluppsatser och notiser.
3. Referat och uppsatser skola vara avfattade på något av de utländska världsspråken (tyska, engelska eller franska) eller vara försedda med utländskt referat.

4. Tryckningen ombesörjes av en redaktionskommitté bestående av tre personer samt ordföranden och sekreteraren, som äger att antaga eller förkasta till tryckning inlämnade bidrag. Yppar sig härvid meningsskiljaktligheter bör frågan hänskjutas till Sällskapets avgörande.

Sur la proposition de M. P. Eskola, l'Association a décidé de prendre des mesures pour changer le nom »Helsingin Geologinen Yhdistys — Geologiska Föreningen i Helsingfors» (Association géologique d'Helsinki) en celui de »Suomen Geologinen Seura — Geologiska Sällskapet i Finland» (Société géologique de Finlande).

Le projet de la commission relatif à l'impression des communications de l'Association a été discuté et on a voté les décisions suivantes:

1. Les communications seront publiées dans la série de la Commission Géologique de Finlande, Bulletin de la Commission Géologique de Finlande, sous le titre »Suomen Geologisen Seuran Julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes rendus de la Société géologique de Finlande.»
2. Les Communications comprendront:
 - a) Un court exposé de l'activité de la Société pendant la période précédente. Cet exposé sera imprimé en finnois, en suédois et en français.
 - b) Des résumés des conférences et des discussions, imprimés sous forme d'articles indépendants.
 - c) Des articles et des informations.
3. Les articles et les informations doivent être rédigés en allemand, en anglais ou en français ou être suivis d'un résumé dans une de ces langues.
4. L'impression est confiée à un comité de rédaction composé de trois personnes, le président et le secrétaire. Ce comité décide s'il y a lieu d'accepter ou de refuser les articles etc. reçus. En cas de dissentiment, la question doit être soumise à la décision de la Société.

Esitelmii — Föredrag — Communications.

Prof. P. Eskola, Havaintoja Schlesiasta. — Observations en Silésie.

Esitelmöitsijä selosti havaintojaan viime kesänä tehdyllä matkalla Schlesiassa professori H. Cloosin järjestämällä retkellä.

Le conférencier expose ses observations au cours d'un voyage en Silésie organisé par M. le professeur H. Cloos l'été dernier.

Prof. J. J. Sederholm, Om granitindelningen i Sverige och Finland. — Sur la classification des granites en Suède et en Finlande.

J. J. Sederholm, Om graniterna i Sverige och Finland. Geol. För. i Stockholm Förh. 50, (1928).

Kokous 24 p. marrask. — Mötet den 24 nov. — Séance du 24 novembre.

Suoritettiin toimihenkilöiden vaalit vuodeksi 1928, jolloin valittiin seuraavat henkilöt: puheenjohtajaksi fil. toht. H. Väyrynen, varapuheenjohtajaksi prof. J. J. Sederholm, sihteeriksi fil. maist. E. H. Kranck ja tilintarkastajiksi prof. L. H. Borgström ja fil. maist. W. W. Wilkman.

Till funktionärer för år 1928 valdes följande personer: ordf. fil. dr. H. Väyrynen, vice ordf. prof. J. J. Sederholm, sekreterare fil. mag. E. H. Kranck samt revisorer prof. L. H. Borgström och fil. mag. W. W. Wilkman.

On procède à l'élection du Bureau; sont nommés: président M. H. Väyrynen, vice-président M. J. J. Sederholm, secrétaire M. E. H. Kranck, vérificateurs des comptes M. L. H. Borgström et W. W. Wilkman.

Esitelmiä — Föredrag — Communications.

Prof. W. Ramsay, Strandlinjer och israndlägen i Ost-Balticum. — Sur les lignes de rivage et les position de la marge des glaciers quaternaires dans les états baltiques.

Wilhelm Ramsay †, Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Nevatal. Fennia 50, N:o 5, (1928).

Fil. maist. E. Mikkola, Nattastunturien graniitista. — Sur le granite des Nattastunturit.

Erkki Mikkola, Ueber den Nattanengranit im finnischen Lapplande. Fennia 50, N:o 12, (1928).

SELOSTUKSIA. — REFERAT. — RÉSUMÉS.

DER GRAFIT UND SEINE VERWENDUNG.

VON H. FRAUENFELDER.¹⁾

Der Redner sprach zuerst von Untersuchungen über Kohlenstoff und Grafit und erwähnte eine Reihe neuerer Untersuchungsergebnisse, darunter auch, dass die lange fragliche Kristallform des Grafits nun mit Hilfe der Röntgenphotographie als trigonal festgestellt wurde. An Hand einer Anzahl von Photographieen und Präparaten wies der Redner die verschiedenen Formen nach, in der der Grafit auftritt und führte an, dass eine scharfe Trennung von Grafit und Kohle nicht möglich ist, da sowohl Grafit und Kohle, sowie alle Zwischenstufen sich in eine physikalische Adsorptionsverbindung verwandeln lassen, die unter dem Namen »Grafitsäure« bekannt ist. Bei weiterer Oxydation der sogen. Grafitsäure gelangt man über die Hexakarbonsäure durch Abspaltung von Kohlensäure zum Benzol, in dessen Atomring noch ein Bruchstück der ursprünglichen Atomgruppierung beim Grafit zu erkennen ist.

Hierauf kam der Redner auf die verschiedenen Bildungsweisen und Entstehungstheorien des Grafits zu sprechen und berichtete, dass es ihm geglückt ist, durch besondere Vorrichtungen Grafit im Sauerstoffstrom zu oxydieren und das Oxydationsprodukt, die Kohlensäure, bei Diffusion durch glühendes Quarzglas wieder in Grafitkristalle abzubauen, bei Sauerstoff im Überschuss durch scheinbare katalytische Wirkung der Kieselsäure, bei gewöhnlichem Druck und Temperaturen von 700—800°.

Nach der Methode der Kristallätzung in entsprechend abgeänderter Form kam der Redner zu dem Ergebnis dass, die Bildung des Grafitkristalls aus zwei Vorgängen besteht, da der Kristall eigentümlicher Weise zuerst in der Mitte zerstört wird. D. R. betrachtet diesen reinen Kristallkern als den Rest eines Karbids, das unter vorübergehender Bildung als Impfkern für den Grafitkristall diene.

Auch die Frage der Herstellung künstlicher Diamanten wurde kurz gestreift und klargelegt, dass dieses von dem franz. Chemiker Moissan angeblich gelöste Problem auf diesem Wege gar nicht gelöst werden konnte, da er, wie alle die nach seinen Anschauungen arbeiteten,

¹⁾ Vortrag vom 16. April 1924.

von falschen Voraussetzungen ausgegangen war. Das Problem dürfte jedoch, wenn auch auf ganz anderem Wege, lösbar sein.

Hierauf ging der Redner auf den technischen Teil über und behandelte die Grafitvorkommen Finnlands und die verschiedenen Aufbereitungsweisen. Allgemein interessierende Angaben sind vielleicht folgende:

Unter den bis jetzt bekannten Vorkommen gibt es einige, deren Grafit sich im gereinigten Zustand für verschiedene Zwecke eignen würde, wie z. B. für Schmier- und Anstrichzwecke, zur Bleistiftfabrikation, als Elementegrafit und für Schmelztiegel.

Die jährliche Weltproduktion ist 150 000 to Raffinade, davon werden 75 % für Tiegelfabrikation verwendet.

Der Want 1 to Kristallgrafit war in den letzten Jahren etwa 85 Dollar.

Finnland importierte 1920 an Grafit, Tiegeln und sonstigen Grafitfabrikaten rund 750 to im Wert von 2 ½ Millionen Fmk.

Diese 750 000 kg für den Verbrauch im eigenen Land könnten aus eigenen Gruben gedeckt werden, als Abnehmer im Ausland käme hauptsächlich Deutschland in Frage. Eine Aufbereitungsanlage müsste eine zu den grösseren und besseren Vorkommen zentrale Lage haben und so eingerichtet sein, dass auch Erze mit ungleichen Eigenschaften verarbeitet werden können, am günstigsten wäre die Gegend von Kuopio oder St. Michel.

Bis jetzt sind etwa 100 Fundorte bekannt, die fast alle nur zufällig gefunden wurden, eine systematische Such- und Schürfarbeit dürfte sicher zur Aufdeckung neuer und abbauwürdiger Vorkommen führen.

Auch als sogen. »kriegswichtige Industrie« verdient der Grafit und seine Verarbeitung Erwähnung.

Die bis jetzt in Finnland angestellten Versuche zur Belegung einer Grafitindustrie scheiterten alle an der Unkenntnis der Aufbereitungsmethoden oder aus finanziellen Gründen.

ÜBER FAZIES UND CHRONOLOGIE FOSSILER SEDIMENTE

VON ADOLF A. TH. METZGER,¹⁾

Zwei Probleme sind für die historische Geologie von Bedeutung, das der Fazies und das der Chronologie der fossilen Sedimente. Die Fazies ermöglicht es, das räumliche Nebeneinander der Sedimentbildung zu erkennen, während die Chronologie das zeitliche Nacheinander in dem Zyklus der Meeresentwicklung wiederabrollen soll.

¹⁾ Vortrag vom 8. Mai 1924.

Grundlage für eine zweckmässige Auswertung der verschiedenen Faziestypen ist das Faziesystem. Ein solches System soll in möglichst eindeutiger Weise palaeogeographische Schlussfolgerungen erlauben. Im heutigen geologischen Lehrgebäude hat man allgemein ein Fazies-system angenommen, das sich in erster Linie auf die Ergebnisse der modernen Ozeanographie stützt. Im rezenten Meere kann man drei wohlumgrenzte morphologische Abschnitte, den Schelf, den Schelfabfall und die Tiefsee unterscheiden. Diese drei Raumeinheiten sind nun durch z. T. recht typisch entwickelte Bodensedimente ausgezeichnet. Auf dem Schelf finden sich in erster Linie terrigene Sand- und Schlammablagerungen. Weiterhin kommen hier organogene Kalkgesteine vor, zu deren Bildung durchleuchtetes und sauerstoffbeladenes Meerwasser notwendig ist. Auch auf dem Schelfabfall lagern sich noch terrigene klastische Sedimente ab, die aber infolge der grösseren Küstenferne nur noch aus feinsten Schwebstoffen zusammengesetzt sind. Kalkschlicke kommen hier ebenfalls in reichlichen Mengen vor. Der eigentliche Tiefseeboden ist von vorwiegend planktonischen Ablagerungen eingenommen, die als eigentliche Abyssite den grössten Raum unter den heutigen Sedimenten einnehmen. Diese Eigenheiten der heutigen Meeresräume mit ihren Sedimenten haben den Anlass dazu gegeben, auch unter den fossilen Schichtgesteinen die Gegenstücke zu den rezenten Meeresbildungen zu suchen. Aus den verschiedensten Versuchen hat sich zuletzt ein Fazies-system herausgebildet, das mit den Begriffen einer litoralen Küstenfazies, einer neritischen Schelffazies, einer bathyalen Schelfabfallsfazies und einer abyssischen Tiefseefazies arbeitend allen Ergebnissen der heutigen Ozeanographie gerechtzuwerden sucht.

Diese Betrachtungsweise ist von prinzipieller Bedeutung. Sie gründet sich auf das sich aus dem allgemeinen geologischen Aktualismus herleitende ontologische Prinzip (J. Walther 1893/94). Dieses Prinzip benutzt die heute auf dem Erdball herrschenden Verhältnisse als einzig geltende Erklärungsursache für die Bildungen der geologischen Vergangenheit. Es wird nun aber hierbei oft übersehen, dass die heute sich auswirkenden Prozesse und insbesondere deren Ergebnisse gerade durch die geohistorische Entwicklung bedingt sind. Rezente Verhältnisse sind ja nicht Ursache, sondern nur Folge der Erdentwicklung, und können daher nicht ohne weiteres erklärenderweise in das Bild der Vergangenheit zurückprojiziert werden. Man kann nicht daran zweifeln, dass die heute wirkenden z. B. exogenen Kräfte auch in der Vorzeit gewirkt haben, aber können ihre Auswirkungen infolge der dauernden Veränderung der irdischen Grundformen im Laufe der Geohistorie ausserordentlich gewechselt haben.

Das ontologische Prinzip ist also insofern unhistorisch, als es nicht die Gegenwart aus der Vergangenheit heraus verstehen will, sondern den umgekehrten Weg betritt. Dieses ist eine Schwäche, die zu besonderer Vorsicht bei der Beurteilung paläogeographischer Fragen mahnt. Was uns heute als typisch erscheint ist historisch Gewordenes und es wäre eine Verkennung des gesammten Evolutionsgedankens, wenn wir den heutigen Prozessen und Ergebnissen unveränderlichen Erkennungswert zulegen wollten.

So ist es denn auch nicht leicht geworden die fossilen Meeresablagerungen in das oben beschriebene Faziesssystem einzureihen. Für die litoralen und neritischen Faziesgesteine lassen sich ausserordentlich zahlreiche Gegenstücke aus den fossilen Meeren auffinden. Hierher gehören die grobkörnigeren terrigenen Sedimente, sowie die als echte Riffkalke erkannten organogenen Kalksteine. Wellenfurchen, dickschalige Konchylien und eingeschwemmte Pflanzenreste lassen leicht das neritische Flachmeer erkennen. Die bathyale Fazies wird hauptsächlich durch feinkörnige Pelite und durch Kalksteine vertreten. Man rechnet hier den weitaus grösseren Teil der fossilen Sedimente. Vorherrschend sind Gesteinstypen wie die Wissenbacher Schiefer und Cypridinschiefer des Devons, der Posidonien-schiefer des Carbons, die ammonitenreichen Tonsteine des Jura und die Trilobiten- und Graptolithenschiefer des Silur. Auch eine grosse Menge von Kalksteinen, namentlich solche die durch »hochseebewohnende« Organismen, wie Cephalopoden und Crustaceen, ausgezeichnet sind, werden mit Vorliebe zu den bathyalen Sedimenten gestellt. Streng genommen ist es nun aber ausserordentlich schwer zu bestimmen, in welcher Tiefenstufe sich dieses Sedimente abgelagert haben. Die klastischen Gesteine gehen oft unmittelbar in zweifellos neritische Bildungen über. Für ihren bathyalen Charakter können nur die biologischen Komponenten angeführt werden. Doch kommt hierfür nur die Bodenfauna in Betracht. Es ist aber sehr schwer sich eine Vorstellung von der Meerestiefe zu machen, in der die fossilen Benthostiere lebten. Die allermeisten Tiere lebten jedoch mit aller Sicherheit in der durchleuchteten und durchlüfteten Flachsee. Auch die oft als Organismen des tieferen Wassers angesehenen Trilobiten sind nach R. Richter typische Flachseetiere. Ähnliches gilt von den Brachiopoden und Echinodermaten. Zweifellos haben sich die mächtigen Kalkgesteine nicht unterhalb der diaphanen Region gebildet. Diese an organischen Resten reichen Gesteine sind aus den am fossilen Meeressgrunde wuchernden Tierrasen entstanden, die zu ihrer Bildung unbedingt Sonnenlicht und genügende Mengen von Sauerstoff gebrauchen. Es ist daher, wie vor allen J. WALTHER

(1919) betont, kaum möglich in diesen Gesteinen Bildungen des tieferen Wassers zu sehen. Man kann sich also nur wundern, wenn z. B. Andrée (1925) erklärt der Vaginatenkalk des Baltikums mit allen seinen Orthoceren, Trilobiten und Brachiopoden sei in der lichtlosen bathyalen Region gebildet worden, zumal er selbst später zugibt, dass die als Tiefwasseranzeichen auftretenden Ätzsuturen auch im flachen Wasser gebildet werden können.

Noch schwieriger ist es, Gegenstücke zu den rezenten Abyssiten unter den fossilen Meereabsätzen zu finden. Der wissenschaftliche Streit für und wider erreicht daher gerade hier die grössten Ausmasse. Während die Schreibkreide von Cayeux (1891) und J. Walther (1912) als Flachmeerbildung aufgefasst wird, treten de Grossouvre (1892) und Andrée (1925) für ihren Tiefseecharakter ein. Für das Vorkommen fossiler Tiefseeabsätze überhaupt haben sich in jüngster Zeit vor allen Steinmann (1925), Arn. Heim (1923) und Andrée (1925) ausgesprochen. Ohne Zweifel gibt es Gesteine, deren allgemeines Gepräge erlaubt sie unter die Abyssite einzureihen. Aber in den meisten Fällen ist es ausserordentlich schwierig, die wahre Meerestiefe zu bestimmen. Besonders die planktogene Entstehungsweise erschwert die Erkennung der Meerestiefe, wie wir weiter unten sehen werden. Lediglich das Vorkommen eines fossilen roten Tiefseetons kann von bathymetrischer Bedeutung sein, da hier ja die, durch die grosse Tiefe bedingte Kalkauflösung eine bestimmende Rolle spielt, sofern die Auflösung in fossilen Meeren nicht schon in geringerer Tiefe stattgefunden hat. Es sind daher die in dieser Richtung gemachten Untersuchungen der fossilen Abyssite des alpin-appenninischen Meeresraumes durch Steinmann von grösster Bedeutung.

Im Grunde genommen ist die Gliederung der heutigen Meeresedimente in Tiefenstufen nur eine scheinbare. Mit Ausnahme des roten Tiefseetones ist ja eigentlich kein Sediment unbedingt von der Meerestiefe abhängig. Stellen wir uns einmal den Schelf, der heute nur als schmaler Rand die Festländer umsäumt, seewärts verbreitert vor, so würde dies zur Folge haben, dass auch die bathyalen feineren terrigenen Schlicke und Kalkschlicke sich auf dem Schelfe in neritischer Flachsee absetzen würden, ohne dabei grössere Veränderungen zu erleiden. Dass also heute terrigene Schlicke bis in die bathyale Tiefsee hinunterreichen ist nicht durch die Ablagerungen selbst, sondern durch die verhältnismässige Schmalheit des Schelfrandes bedingt. Aber auch die planktogenen Gesteine abyssischer Fazies würden sich bei der grösseren Schelfbreite in der neritischen Zone ablagern können. Denn für ihre Bildung ist weniger grosse Meerestiefe als ruhiges, von mechanischen Schwebestoffen freies Wasser

erforderlich. Ist nur diese Bedingung erfüllt, können sich Gesteine von abyssischem Habitus auch in flachem Meere ansammeln. Da, wo, wie auf den rezenten Schelfen, klastisches Material im Uebermass und mit grosser Geschwindigkeit abgesetzt wird, wird die planktogene Sedimentkomponente, die immer vorhanden sein muss, infolge ihres grossen Feinheitsgrades stets unterdrückt. Das gleiche geschieht in Sedimenträumen mit starker organogener Kalkausscheidung. Ein gutes Beispiel hierfür geben die silurischen Graptolithenschiefer ab. Im allgemeinen hat man sie nach Lapworth mit Walther (1897) als Ablagerungen der Tiefsee angesehen. In den reinen Graptolithenschiefern finden sich die Reste dieser Planktonten in unzähligen Exemplaren. In den fossilreichen Kalksteinen derselben Zeitperiode kommen sie aber nur spärlich vor, obgleich wir annehmen müssen, dass sie auch über diesen Tierrasen in grösseren Schwärmen vorkamen. In den stillen und klaren Buchten und küstenfernen Meeresteilen konnten die Graptolithenskelette ruhig zu Boden sinken und sich anhäufen, in den Gebieten der organischen Sedimentierung wurde dies verhindert durch die grosse Lebhaftigkeit der gesammten Gesteinsbildung. Nun haben Grabau und O'Connell (1917) und Scupin (1921) nachgewiesen, dass die Graptolithenschiefer sich keineswegs in der Tiefsee gebildet haben können, sondern in engster Verbindung mit typischen Flachmeergesteinen auftreten. Es war also zu ihrer Bildung nicht eine grössere Meerestiefe sondern lediglich schwebstoffarmes, wenig bewegtes Wasser nötig. Ähnliches muss auch für andere planktogene Ablagerungen gelten.

Nach allem was wir heute über die fossilen Weltmeere, die Geosynklinalen wissen, so waren diese nun weniger tiefe langgestreckte Sammelbecken, deren Untergrund in einer langandauernder Absenkungsbewegung begriffen war (vergl. Dacque 1915). Die geosynklinalen Gesteinsserien beginnen gewöhnlich mit klastischen, küstennah gebildeten Ablagerungen, die nach oben in immer mehr kalkige Gesteine übergehen. In den obersten Teilen der Geosynklinalen herrschen gewöhnlich die kalkigen Gesteine vor. Diese Eigenheit der Geosynklinalen deutet schon darauf hin, dass diese Meere nicht unseren heutigen Ozeanen vergleichbar sind. Denn sonst müsste gerade im zentralen Teil der Geosynklinalen auf dem Boden derselben das Gegenstück zur heutigen Tiefsee mit allen ihren Sedimenten gefunden werden. Aber auch die grosse Mächtigkeit der Sedimentstösse gerade der zentralsten Teile der Geosynklinalen steht in einem scharfen Gegensatz zu den rezenten Meeresbildungen, die umgekehrt in den peripheren Teilen eine grössere Mächtigkeit zeigen als in den zentralen Tiefseebecken. Alle diese Eigenschaften deuten nun darauf hin, dass

die fossilen Weltmeere nicht Abbilder der rezenten sein können, und dass daher auch eine Fazies-systematik, die auf dieser fehlerhaften Voraussetzung aufbaut, nicht angewendet werden kann. Vor allem aber erscheint es schwierig eine Tiefengliederung für die fossilen Schichtgesteine einzuführen, da die Geosynklinalmeere wohl selten grössere Tiefen erreicht haben dürften.

Es ist nun aber auch weniger wichtig, die Meerestiefe bei der Ablagerung eines fossilen Sedimentes festzustellen, als die seitliche Verbreitung der Sedimentfazies zu ermitteln. Denn nur dann können unsere paläogeographischen Karten Inhalt bekommen, wenn wir sie als Bodenkarten der fossilen Ozeane auffassen. Die räumliche Verbreitung der einzelnen Sedimente auf dem Boden des Sedimentierungsraumes muss notgedrungen auch Aufschluss über die umliegenden Festländer geben, wenn wir nur den Faziesbegriff in ein zweckentsprechendes System bringen können. Nun zerfallen die marinen Sedimente in drei Gruppen, die sich mehr oder weniger ausschliessen. Die erste grosse Gruppe ist die der klastischen Sedimente, die als detritogene Massen vom Festlande in die Meeressenken hineingeführt werden. Die zweite Gruppe sind die Gesteine, die sich nur dort bilden können, wo klastische Schwebstoffe gänzlich fehlen oder nur in geringem Masse vorhanden sind. Hierher gehören vor allem die benthogenen Kalksteine und die planktogenen kalkigen und pelitischen Gesteine. Die dritte Gruppe wird von den chemischen Sedimenten gebildet. Diese verschiedenen Sedimenttypen kommen rein nur nebeneinander vor. Uebergänge von der einen zur anderen kommen vor, treten aber zurück. Küstennähe und Küstenferne wird in der ersten Gruppe ihr Gepräge auf die einzelnen Bildungen setzen. Da diese erste Fazies stets durch das Vorhandensein von Schwebstoffen ausgezeichnet ist, nenne ich sie Trübungsfazies. Im Gegensatz zu ihr steht die Klarwasserfazies der zweiten Gruppe und die Halmyrogenfazies der dritten Gruppe. Wie sich die einzelnen Gesteinsfazies in dieses System einordnen lassen, möge das folgende Schema zeigen:

		Küstennahe:	Küstenfern:	
Trübungs- fazies	{	Sandfazies {	Konglomerate, Grobkörnige Sandsteine.	Feinkörnige Sandsteine.
		Schlamm- fazies {	Grobkörnige Schlammgesteine, Grauwacken, Bituminöse Schlammgesteine	Feinkörnige Schlammgesteine
		Bituminöse Kalksteine, Mergelkalke, Kalksteine, Riffkalke.	Kalk- fazies.	Klarwasser- fazies.
		Radiolarite, Pteropodenschlick, Foraminiferenschlick, Graptolithenschlamm, Abyssite (roter Ton).		

Die Zuordnung der rein chemischen Sedimente ist hier nicht weiter zu erwähnen, da sie ohne weiteres klar sein dürfte. Was weiter die Vorteile des vorgeschlagenen Systems betrifft, so sei hier kurz folgendes erwähnt. Da die primäre Gesteinsbeschaffenheit, die ja auch die gesammte Fauna beeinflusst, als Grundlage gewählt worden ist, so kommen wir mit Hilfe dieses Systems in erster Linie zu einer Bodenkarte. Aus dieser können wir wiederum eine Menge von Schlüssen über die Beschaffenheit der umliegenden Festländer, die uns oft fossil nicht erhalten sind, ziehen. Vorherrschen der Trübungsfazies deutet auf ein hohes Relief des Festlandes hin. Die Beschaffenheit der einzelnen Ablagerungen wird von den klimatischen Umständen abhängen. Herrscht wiederum die Klarwasserfazies vor, so war das Relief schon ausgeglichen. So wird der fossile Meeresboden als Spiegel der Festländer auswertbar.

Diese Ueberlegungen führen uns zu dem zweiten Hauptproblem der Geohistorie, demjenigen der Chronologie über. Es gibt zwei verschiedene chronologische Betrachtungsweisen in der Geologie, die absolute Zeitrichtung und die relative oder stratigraphische. Die absolute Chronologie ist bisher in genauer Weise nur für die letzten postglazialen Zeitspannen durchgeführt worden. Mit Hilfe der Radioaktivität hat man absolute Messungsversuche an den geologischen

Formationen vorgenommen (Barrel 1917), die aber bisher nur recht schwebende Werte geliefert haben. Das bei weitem wichtigere Verfahren der Geochronologie ist vorläufig immer noch die relative Homotaxis der Stratigraphie. Man kann auch hier zwei Wege gehen, den weitaus besser ausgebauten der Biostratigraphie mit Hilfe von Leitfossilien und den nur beschränkt benutzbaren des Diastrophismus, der namentlich durch Chamberlin (1909) in die Geologie eingeführt worden ist. Während die Biostratigraphie mit ihrer in das Kleinste gehenden Methode eine genaue Aufteilung der geologischen Zeitbildungen erlaubt, so kann die diastrophische Methode nur für grössere Einheiten zu verwenden sein.

Es ist nun die grosse Frage ob die durch die relative Chronologie, d. h. insbesondere durch die Biostratigraphie, geschaffenen Einheiten in sich gleichzeitig oder synchron sind. Einige Forscher wie Perrin Smith (1900), Ruedemann (1911) und Pompeckj (1914) nehmen an, dass die etwaigen Zeitunterschiede zwischen der Bildung ein und derselben Einheit an verschiedenen Orten kaum so gross seien, dass sie eine Rolle spielen könnten. Dagegen haben SEMPER (1908) und Deninger (1910) sich gegen diese Annahme der Gleichaltigkeit der einzelnen Teile einer stratigraphischen Einheit ausgesprochen. Auch Dacqué (1915) ist geneigt, gewisse Zeitunterschiede anzuerkennen. Scupin (1923) kommt ebenfalls zu dem Schluss dass zwei Ablagerungen nur dann gleichaltig sind, wenn sie nicht allzu weit von einander entfernt liegen. Gegen die absolute Gleichzeitigkeit der stratigraphischen Einheiten in sich spricht vor allem der Umstand, dass auch heute eine weltweite Fauna nur in der offenen Tiefsee existiert, und dass es recht merkwürdig erscheint, dass immer nur eine Fauna über die ganze Erde gleichzeitig verbreitet gewesen sein soll. Andererseits ist gerade die erstaunenswerte Präzision, mit der unsere stratigraphischen Einheiten in allen Erdteilen wiedergefunden werden, schwer zu verstehen, wenn man nicht eine synchrone Verbreitung annehmen will.

Wandern verschiedenen Faziestypen, jede mit der ihr eigentümlichen Fauna, transgredierend, so decken sie sich allmählich gegenseitig ein. Die ursprünglich nebeneinander vorkommenden Faziestypen treten nun im Profil übereinander auf. Auf dieses Ergebnis der Fazieswanderung hat namentlich J. Walther (1909) mit Nachdruck hingewiesen. Sind die faziellen Einheiten faunistisch gekennzeichnet, so werden sie zu stratigraphischen. Haben wir nun mehrere Profile vor uns und vergleichen die einzelnen stratigraphischen Einheiten in diesen mit einander in Bezug auf ihre absolute Entstehungszeit, so müssen wir mit Rutot (1883), van den Broeck (1883) und

Grabau (1906, 1924) erkennen, dass ein und dieselbe Einheit zeitlich später entstanden also jünger ist, je weiter wir in der Transgressionsrichtung verfolgen. Sind nun diese stratigraphischen Einheiten durch fazielle Verschiedenheiten ausgezeichnet, so gilt, was Daqué (1915) betont, dass die gleiche Fazies über grössere Räume nicht gleichaltrig sein kann.

Wir haben nun zu untersuchen, inwiefern diese Zeitunterschiede so gross sind, dass sie für unsere Leitfossilienstratigraphie von Bedeutung sind oder nicht. Zeigt es sich, dass ein stratigraphischer Horizont oder grössere Einheit an verschiedener Stelle der Erde bedeutende Altersunterschiede besitzt, dann können wir natürlich keine paläogeographische Karte dieser Einheit durch Einzeichnen der Vorkommen allein herstellen. Eine solche Karte würde nur eingeschränkten Wert besitzen. Sie wäre vergleichbar mit einer Karte, die z. B. sämtliche Orte verzeichnet, die die Westgoten während der Völkerwanderung erreicht haben. Man wird in diesem Falle niemals behaupten, dass die Karte die Ausbreitung der Westgoten darstelle, sondern dass sie lediglich eine Vorstellung von der Beweglichkeit dieses Stammes geben soll. Ähnliches ist nun von einer Karte Europas zur Llandoverzeit zu behaupten, wenn sich herausstellen sollte, dass die, durch die Meeresbewegungen entstandenen Zeitunterschiede so gross sind, dass die Llandoverbildungen in verschiedenen Teilen des betreffenden Gebietes zu verschiedenen Zeiten anlangten.

Die Leitfossilien sollen nun Lebewesen gewesen sein, die sich ausserordentlich schnell weltweit verbreitet haben. Scupin (1923) hat die hierher hörenden Gesichtspunkte ausführlich behandelt. Er kommt zu dem Ergebnis, dass man nur denjenigen Leitfossilien chronologischen Wert beilegen kann, die ausser einer schnellen natürlichen Verbreitung genügende Unabhängigkeit von sowohl Klima wie auch Fazies besitzen. Die Forderungen sind keine geringen. Selbst bei günstigen Verbreitungsmöglichkeiten, wie durch planktonische Verfrachtung fazies- und klimafester Larven, muss eine gewisse Zeit vergehen, ehe eine Form grössere oder gar weltweite Gebiete besiedelt hat. Scupin betont nun noch besonders, dass eine recht grosse Wahrscheinlichkeit für chronologische Gleichwertigkeit zweier Bildungen besteht, wenn eine weitgehende Uebereinstimmung ganzer Faunen über grosse Räume festzustellen ist. Eine weite Verbreitung ganzer Faunen kann nach Scupin nicht anders als durch schnelle Wanderungen erklärt werden. Walther (1922) betont aber, dass eigentlich nur sehr wenige wirkliche Leitfossilien vorhanden sind, und dass nur sehr wenige Formationen wirklich auf Grund von

Leitfossilien vollkommen gegliedert worden sind. Wir müssen nun erkennen, dass eigentlich nur planktonischen Formen ohne jeglichen benthonischen Generationswechsel chronologischer Wert beigelegt werden kann. Solche Formen sind aber im allgemeinen selten, sie kommen aber vor. Ein gutes Beispiel für solche Leitfossilien sind die Graptolithen, deren chronologischer Wert besonders von Ruedemann (1907) und Hundt (1921) betont worden ist. Für die allermeisten anderen Leitfossilien muss man aber selbst bei günstigsten Verbreitungsmöglichkeiten einen teilweise sogar recht grossen Zeitverbrauch annehmen, der es unmöglich macht, von einer Gleichzeitigkeit der einzelnen Vorkommen zu sprechen. Auch die Verbreitung ganzer Lebensgemeinschaften ist sicher nicht so ausserordentlich schnell vor sich gegangen, dass nicht auch hier erhebliche Zeitunterschiede zwischen zwei weit von einander abliegenden Vorkommen zu vermerken sind. Deshalb betont auch Scupin, dass zwei Faunengemeinschaften umso grösseren chronologischen Wert besitzen je näher sie einander in räumlicher Hinsicht liegen. Dacqué (1915, 1922) und Wedekind (1918) haben ausserdem noch auf die Möglichkeit hingewiesen, dass eine Form nicht unbedingt in einem Gebiete entstanden zu sein braucht, sondern dass man vielmehr an gleichsinnige Umwandlungen phylogenetischer Art an den verschiedensten Stellen der Erdoberfläche zu denken habe. Solche unabhängig von einander geschehende Umwandlungen sollen nun gleichzeitig vor sich gehen. Aber auch in solchen Fällen ist der Begriff der Gleichzeitigkeit sicher recht dehnbar und relativ. Von einer absoluten Gleichzeitigkeit wird man auch hier nur sehr schwer mit Bestimmtheit sprechen können. Immerhin aber hat die Einmischung des phyletischen Problems in die Stratigraphie gezeigt, wie wichtig es ist, als Leitfossilien solche Formen zu verwenden, die genotypisch gleichwertig sind. Die Unterscheidung der phänotypischen und genotypischen Merkmale wird gerade für das chronologische Problem von allergrösster Bedeutung sein, wengleich es gerade bei fossilen Formen oft schwer sein wird, zwischen den beiden Eigenschaftsformen zu unterscheiden. Andererseits ist es sicher, dass wie Walther (1920) hervorhebt, alle in den Profilen übereinander vorkommenden faziell verschiedenen Einheiten in den fossilen Meeren auch nebeneinander vorhanden gewesen sind. Kommt es uns nun bei der Chronologie auf einen grösseren Genauigkeitsgrad nicht an, so dass grössere oder kleinere Zeitschwankungen keine Rolle spielen, so ist das biostratigraphische Schema auch chronologisch zu verwenden. Legen wir es aber darauf an, absolute Zeiteinheiten zu erfassen, so ist das stratigraphische System nicht mehr ausreichend.

Denn in diesem Fall müssen wir jeden durch Meeresbewegungen, Fazieswanderungen und ähnliche Erscheinungen entstandenen Zeitunterschied berücksichtigen. Auf dieses letztere Ziel sollte aber jede paläogeographische Kartendarstellung losgehen, wenn sie wirklich einmal vorhandene Verhältnisse darstellen will, und sich nicht mit der Vorführung vollkommen relativer Dinge begnügen will.

Bei der Erforschung der postglazialen Strandlinien in Finnland ist Ramsay (1920) zu dem Ergebnis gekommen, dass diejenigen Strandlinien, die in ein und derselben Meereshöhe vorkommen, nicht gleichzeitig gebildet worden sind, sondern verschiedenen Stadien der Meeresbedeckung angehören. Ferner sind Strandlinien verschiedener Meereshöhe gleich alt, wenn sie sich unter ein und demselben Meeresspiegel gebildet haben. Ramsay nennt nun Strandlinien gleicher Meereshöhe *metachron*, während diejenigen gleicher Meeresspiegellage aber verschiedener Meereshöhe als *synchron* zu bezeichnen sind. Das Vorhandensein solcher metachronen und synchronen Einheiten im Strandliniensystem, beruht nun auf den Bewegungsverhältnissen des postglazialen Meeres, dessen Bewegungen mit einer isostatischen Absenkung und späteren Hebung des Meeresbodens in Verknüpfung stand. Ähnlich hat sich aber wohl auch das Bewegungsspiel der fossilen Meere abgewickelt. Aus den zentralen Teilen der Sammelmulden heraus haben sich die Sedimentmassen mit fortschreitender Absenkung des Festlandes immer mehr seitlich ausgedehnt. Hierbei schoben sich die Faziesgebiete über einander hin und wurden aufeinander aufgelagert. Diese Auflagerung geschah aber an verschiedenen Teilen des Meeresgebietes zu verschiedenen Zeiten. Wir haben hier also recht ähnliche Dinge wie bei den postglazialen Strandlinien. Die stratigraphischen Einheiten treten immer in gleicher Höhe in den Profilen auf haben aber zu ihrer Ausbreitung Zeit verbraucht, sind also in sich nicht gleichaltrig. Sie können daher nur als metachrone Einheiten angesehen werden. Dagegen müssen wir alle unter ein und demselben Meeresspiegel gebildeten Ablagerungen verschiedener stratigraphischer Höhenlage als synchron ansehen.

Es entsteht nun die Frage, welcher Wert den metachronen und synchronen Einheiten zuzumessen ist. Ist der Unterschied gross so ergeben sich die oben erwähnten Schwierigkeiten für paläogeographische Karten. Ist der Unterschied nur gering, so kann er sicher in unseren Darstellungen vernachlässigt werden. Es ist nun anzunehmen, dass der Unterschied zwischen metachron und synchron umso grösser wird, je grösser die Entfernung zwischen den untersuchten Profilen ist. Ferner werden wir bei Betrachtung der kleineren und kleinsten stratigraphischen Einheiten ebenfalls nur mit gerin-

geren Unterschieden zwischen den Synchronen und Metachronen annehmen können.

Dass die stratigraphischen Einheiten nicht synchrone, sondern lediglich metachrone Dinge darstellen, geht auch aus anderen Verhältnissen hervor. Es kommen Fälle vor, wo eine jüngere Bildung, die im System nächst ältere diskordant überlagert, wobei die letztere deutlich orogenetisch gestört aber auch ausserdem noch Spuren einer zwischenliegenden Erosionsperiode zeigt. So in dem einen Gebiete, in dem wir einen bedeutenden Zeitunterschied zwischen den beiden Bildungen annehmen müssen. In einem anderen Gebiet lagern die gleichen Einheiten vollkommen konkordant ohne jede Schichtlücke über einander. Hier müssen wir wohl eine unmittelbare Aufeinanderfolge der Einheiten annehmen, was uns notgedrungen zur Annahme einer metachronen Beschaffenheit des oberen Horizontes führen muss. Ueberhaupt ist die Bedeutung der Schichtlücken und Diskordanzen noch nicht genügend für das chronologische Problem gewürdigt worden. Schichtlücken sind sicher nur selten als Zeitlücken zu betrachten. Nur da wo man deutliche Spuren einer zwischenliegenden Abtragung oder Umlagerung findet, kann man auch Zeitlücken annehmen. Finden sich keine solche Anzeichen, kann man nur eine stratigraphische Unkonformität, aber keine zeitliche solche feststellen. Es bildete sich eben an der einen Stelle mehr Sediment wie an der anderen. Auch der Mächtigkeitswechsel ist hier von Bedeutung. Eine grosse Schwierigkeit für alle synchrone palaeogeographische Untersuchungen ist das bisher oft versäumte genaue Angeben der Mächtigkeit der einzelnen Bildungen in den verschiedenen Profilen. Liegt z. B. die grössere Mächtigkeit einer Ablagerung in der Richtung der Erosionsbasis, so kann man annehmen, dass der mächtige und weniger mächtige Teil der Ablagerung synchron ist, dass der dünnere Saum nur das Abnehmen der Ablagerung seawärts anzeigt. Liegen die Verhältnisse jedoch umgekehrt, so ist zu untersuchen ob eine Meeresbewegung anzunehmen ist, und ist in diesem Falle der weniger mächtige Teil bedeutend jünger. Die Einheit ist in sich nur metachron aber nicht synchron.

Wenn also die Biostratigraphie nur zu metachronen Einheiten führt, deren Abweichung von den Synchronen umso bedeutender wird, je grössere Einheiten und je weitere Ablagerungsräume wir vergleichen, so muss es natürlich das Ziel der Palaeogeographie und Geohistorie sein, diese Abweichungen zu erkennen, und damit die synchronen Dinge zu erfassen. Eine eindeutige Methode haben wir hierfür vorläufig noch nicht. Immerhin gibt es gewisse Anhaltspunkte, die sozusagen als Festpunkte des geohistorischen Zeitschemas

angesehen werden können. Wir erwähnten oben, dass die obersten Deckschichten in einem Geosynklinalmeer als nahezu synchron angesehen werden können. Wir können somit diese als Ausgangspunkt für weitere Erforschung des Ablaufes der Geschehnisse verwenden. Es muss dann versucht werden, die Bewegungen des Geosynklinalmeeres nach rückwärts wiederabzurollen, und durch ins Einzelne gehende Feinarbeit die verschiedenen Stadien der Entwicklung herauszuarbeiten. Die von Chamberlin eingeführte diastrophische Methode bedarf ebenfalls einer Verbesserung dahin, dass wir nur diejenigen Ereignisse als zeitliche Einheiten ansehen können, die die gesammte Geosynklinalentwicklung zu Abschluss bringen. Die Geosynklinalensysteme sind die am besten bestimmten Zeiteinheiten in der Geohistorie.

Auch für die Biologie dürfte die Unterscheidung der synchronen und metachronen Einheiten von Bedeutung sein. Walther hat verschiedentlich betont, dass die in Horizonten übereinander vorkommenden Lebewesen auch nebeneinander vorgekommen sein müssen. Dieses Nebeneinandervorkommen hat natürlich entlang der Synchronen stattgefunden. Entlang der Synchronen müssen wir die phyletischen Verbindungen aufsuchen. Damit ist aber auch gesagt, dass das stratigraphisch tiefste Vorkommen eines Fossils jünger sein kann, als andere höher liegende Vorkommen. Es werden hier bedeutend weitere Perspektiven für die Palaeobiologie eröffnet. Damit hört aber auch jegliche stratigraphische Stammbaumkonstruktion auf, und es können nur mehr rein biologische Prinzipien verwendet werden.

Es soll nun durch diese Ausführungen keineswegs der Wert der Biostratigraphie herabgesetzt werden. Diese Disziplin ist und bleibt die einzige sichere Grundlage für die Feststellung der Stellung der verschiedenen Ablagerungen innerhalb des geohistorischen Systems. Es sollte lediglich gezeigt werden, dass man bei einer rein chronologischen Auswertung biostratigraphischer Profile darauf zu achten hat, dass die in sich metachronen stratigraphischen Einheiten von den synchronen Geschichtsstadien abweichen, und dass dieses Abweichen umso grösser ist, je weiter die verglichenen Profile von einander entfernt liegen, und je mächtiger die verglichenen Einheiten sind. Man kann also palaeogeographische Karten nur dann richtig darstellen, wenn man auf die durch Meeresbewegungen und Fazieswanderung entstandenen Zeitunterschiede Rücksicht nimmt, und eben nicht lediglich metachrone Dinge darstellt, sondern die diese schneidenden Synchronen aufsucht.

Litteratur: ANDRÉE (1919), *Geologie des Meeresbodens*, Berlin — ANDRÉE (1925), *Das Meer und seine geologische Tätigkeit*, Stuttgart, Salomons Grundzüge I, 2 — BARREL (1917), *Rhythms and the Measurement of Geological Time*, Bull. Geol. Soc. America, vol. 28, pp. 745—904 — CAYEUX (1891), *La craie du nord de la France et la boue à Globigérines*, Ann. Soc. Géol. d. Nord, vol. 21, pp. 95—102. — CHAMBERLIN (1909), *Diastrophism as the Ultimate Basis of Correlation*, Journ. Geol. 17, pp. 685—693. — DAQUÉ (1915), *Grundlagen und Methoden der Palaeogeographie*, Jena. — DAQUÉ (1922), *Vergleichende biologische Formenkunde der fossilen niederen Tiere*, Berlin. — DEECKE (1913), *Faziesstudien an europäischen Sedimenten*, Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B., 20, pp. 7—46. — DE GROSSOUVRE (1892), *Sur les conditions de dépôt de la craie blanche*, Ann. Soc. Géol. d. Nord, 20, pp. 1—ff. — DENINGER (1910) *Einige Bemerkungen über die Stratigraphie der Molukken und über den Wert paläontologischer Altersbestimmungen überhaupt*, N. Jb. Min. Geol. Pal. II, p. 1—15. — GRABAU (1906) *Types of Sedimentary Overlap*, Bull. Soc. Geol. America, 17, pp. 567—636. — (1924), *Principles of Stratigraphy*, New York. — GRABAU & O'CONNELL (1917), *Were the graptolite shales, as a rule, deep or shallow water deposits?*, Bull. Geol. Soc. America, 28, pp. 959—964. — HEIM, Arn. (1923), *Ueber submarine Denudation und chemische Sedimente*, Geol. Rundsch. 15, pp. 1—47. — HUNDT (1921), *Die weltweite Verbreitung des Monograptus priodon als Beitrag zur Paläogeographie des Graptolithenmeeres*, Geol. Rundsch. 12, pp. 341—342. — POMPECKJ (1914), *Die Bedeutung des schwäbischen Juras für die Erdgeschichte*, Stuttgart. — Ramsay (1920) *Vortrags-Mitteilung*. — RICHTER (1919—1924), *Flachmeerbeobachtungen zur Palaeontologie und Geologie*, Senckenbergiana I—VI. — RICHTER (1919, 1925), *Bau und Leben der Trilobiten I—III*, Senckenbergiana I, VII. — RUEDEMANN (1911), *Significance of wide distribution of graptolithes*, Bull. Geol. Soc. America, 22, pp. 234 ff. — RUTOT (1883), *Les phénomènes de la sédimentation marine étudié dans leur rapport avec la stratigraphie régionale*, Bull. Mus. Roy. Hist. nat. Belge 2, pp. 41—83. — SEMPER (1908) *Die Grundlagen palaeogeographischer Untersuchungen*, Centrbl. Min. Geol. Pal. p. 434 ff. — SCUPIN (1921), *Ist der Dictyonemaschiefer eine Tiefseeablagerung?*, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 73, p. 153 ff. — SCUPIN (1923), *Der chronologische Wert der Leitfossilien*, Centrbl. Min. Geol. Pal. pp. 370—383, 400—414, 430—447. — STEINMANN (1925), *Gibt es Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung?* Geol. Rundsch. 16, pp. 435—468. — WALTHER (1893—94), *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*, Jena. — WALTHER (1912), *Geschichte der Erde und des Lebens*, Leipzig. — WALTHER (1919—22), *Allgemeine Palaeontologie*, Berlin. — VAN DEN BROECK (1883), *Note sur un nouveau mode de classification et de notation graphique des dépôts géologiques etc.*, Bull. Mus. Roy. Hist. nat. Belge 2, pp. 341 ff. — WEDEKIND (1918), *Grundlagen der Biostratigraphie*, Berlin. — WEIGELT (1924), *Angewandte Geologie und Palaeontologie der Flachsegesteine und der Erzlager von Salzgitter*, Fortschr. Geol. Pal. 4. — FRECH (1892—1909), *Lethaea Palaeozoica*, Stuttgart.

REMARKS CONCERNING THE LECTURE OF H. HAUSEN, 18 FEBRUARY 1925.

by J. J. SEDERHOLM.

Professor Sederholm declared his adherence to the opinions of Dr. Hausen and gave some additional informations on the ore-bearing rocks of South Varanger which Dr. Hausen had mentioned, and their relations to the conglomerates of Töllevi and Naeverskrukvand. He had studied them during a few days last summer. The ore-bearing formation is entirely of sedimentary origin. No rocks of leptitic character, which could be regarded as effusive eruptive rocks, have been observed by him. A quartzite or chert quartzite is closely associated with the iron ores, and alternates with them. Older than this quartzite is a schistose conglomerate with strongly deformed pebbles of gneissose granite. Sparagmitic rocks do not, as other observers have thought, occur among the pebbles.

The conglomeratic zone NW. and SW. of Björnevand is several hundred metres broad. The conglomerates alternate with a dark micaschist that forms the lowest part of the sedimentary formation.

The similarity between the pebbles of the conglomerate and the best preserved portions of the granitic gneisses in the neighbourhood show that the latter-mentioned rocks must have formed the basement of the conglomerate and the associated sediments. After their formation they were, together with the granitic gneisses, penetrated by granites which are in part pegmatitic. These pegmatites occur as straight fissure dykes transversely cutting the sheared conglomerates. The sedimentary formation is very strongly dislocated, the ore very much contorted and in part brecciated.

The conglomerate of Töllevi, on the Finnish side of the boundary, and at Naeverskrukvand, at the Norwegian side, is younger than the granites which penetrate the schists. It dips at low angles, and lies directly upon the ore-bearing formation and the granite. The unconformability is very clear. The conglomerate is cut by dykes of amphibolite.

These younger conglomerates probably belong together with the sediments intercalated with the greenstones of the Petsamo mountains in Finland.

The granite which penetrates the ore-bearing rocks is not similar to the typical »post-Kalevian» granites of northern Finland, rather to others which occur in northern Lapland and on the Peninsula of Kola and are possibly older. These granites seem to be more closely connected with the rocks of the granulite formation and are often, themselves, when they occur as veins, rich in garnets.

ZUM VORTRAG VON H. HAUSEN DEN 18. FEBR. 1925.

Von H. VÄYRYNEN.

Herr Väyrynen bemerkte, dass die, vom Vorredner gezeigten, als Einlagerungen in den Grünsteinen an den nördlichen Böschungen der Berge Petsamontunturit auftretenden, karbonathaltigen Quarzite und Konglomerate ganz und gar frei von Kalksilikatmineralen waren. Wenn diese Gesteine tatsächlich, wie der Vorredner dachte, innerhalb so mächtigen Lakkolitmassive, deren Dicke mehrere hundert Meter misst, eingeschlossen wären, fand der Redner ihren Mineralbestand nicht erklärlich. Ausserdem sollte man in so dicken Lakkolithen weiter vorgeschrittene magmatische Differentiationserscheinungen erwartet haben als vom Vorredner beobachtet wurde. In Anbetracht dieser Erscheinungen war die Lakkolithhypothese, nach der Ansicht des Redners, nicht befriedigend.

ZUM VORTRAG VON H. VÄYRYNEN, DEN 25. FEBR. 1926.

Von W. W. WILKMAN.

Anlässlich Väyrynens Vortrag bemerkte Wilkman, dass er soweit derselben Ansicht sei wie Väyrynen, nämlich dass die kalevische Formation in besondere Untergruppen und Abteilungen aufgeteilt werden kann. In den Beschreibung zur Felsgrundskarte D 3, Joensuu, p. 86, wurden zum unteren Teil der Formation gerechnet: Grundkonglomerat, Augenschiefer und Serizitquarzite; zur mittleren Gruppe: graue Quarzite, Dolomite, Phyllite und Glimmerschiefer. Über diesen wurden oberkalevische Quarzite, und vielleicht auch Dolomite und Tonschiefer abgelagert, worauf Verhältnisse in Nordfinnland und in Lappland deuten. In Kuusamo z. B. liegen die jatulischen Ablagerungen in der Mitte der Geosynklinalverzweigung und nicht an den Rändern wie in Karelän. Was Väyrynens Entdeckung eines »Konglomerates« mit hellen Quarzitfragmenten und einigen Granitfragmenten in der Rieskavaara-Breccie, Sotkamo, betrifft, glaubt Wilkman nicht, dass dies ein Beweis dafür sei, dass die Quarzite dieser Gegend älter sein sollten als die Phyllite. Die in diesem Berge auftretende Quarzitbreccie wurde nämlich von Wilkman als eine typische Reibungsbreccie betrachtet, und dies mit guten Gründen: die gleiche Zone zieht sich nach W N W bis zum Hofe Keskitalo, und dort enthält diese Breccie bläulichgraue Quarzitfragmente. Dieser graue Quarzit aber bildet zahlreiche Einlagerungen im Phyllite; dies ist der Fall bei Keskitalo und auch an anderen Stellen der Umgebung.

Als Beispiel für solche Breccien, welche man auch als jüngere Bildungen interpretieren könnte, nannte Wilkman diejenigen von Sopenvaara, SW vom Jormasjärvi, Sotkamo. Sie enthalten sowohl weisse, als graue Quarzitfragmente und ausserdem solche von kohligem Phyllit, also Bruchstücke der in der Nähe anstehenden kalevischen Schiefer. Von ähnlicher Art ist die Melalahti-Breccie in Paltamo; ausser Quarzit und Schiefer enthält sie auch zahlreiche Dolomitfragmente.

Die kalevischen Grundkonglomeratzonen am Latvajärvi in Kontiolahti enthalten Zwischenlager von Serizitquarzit und Glimmerschiefer. Die Formation hat sich daher bis an die Grenze des Kirchspieles Eno ausgestreckt. Weisser Quarzit wiederum wurde in dieser Gegend als Einlagerungen in der Glimmerschieferzone NW des Latvajärvi gefunden, und Glimmerschieferlager wiederum W von Kolvananuro an der Grenze des Kirchspieles Eno im weissen Quarzite. Diese Gesteine wurden daher zur selben Formation gerechnet. Das als Jatul bezeichnete Quarzitgebiet wird von den Glimmerschiefern im W durch eine schmale Breccienzone und von den Gesteinen des Grundkomplexes im S, ausser dem Kyykkä-Konglomerat, durch ein Konglomeratlager, mit kleinen Quarz- und Quarzitbruchstücken, geschieden. Die Altersfrage beruht also hier in weitem Masse darauf, wie weit man auf Grund der Beschaffenheit der Quarzitbruchstücke in den Konglomeraten und Breccien bestimmen kann, von welcher Formation sie stammen. Nach der Lagerstellung zu schliessen liegen diese konglomeratartigen Schichten hier wie im Koligebirge am Pielisjärvi unter den oberen Quarzitlagern. Da sie Quarzitbollen enthalten, so deutet dies darauf, dass sie zum mindesten kalevisch, wenn nicht etwas jünger sind.

A NEWLY DISCOVERED UNCONFORMABILITY IN THE ARCHÆAN OF THE ALAND ISLANDS.

by J. J. SEDERHOLM.¹⁾

The writer had found, in Enklinge in the parish of Kumlinge, immediately E. of the eastern border of the Aland area of rapakivi granites, a formation of Archæan schists of partly sedimentary, partly volcanic origin, the latter in part similar to the metabasalts of the Pellinge area previously described by him. Some metamorphic schists were lying unconformably on older rock masses consisting of gneissose granites and »leptitic» schists which the former penetrated. The contacts between the younger schists and the gneissose granites of their basement were at several places quite sharp, no injection

¹⁾ Lecture 17 December 1925.

on the part of the granite being visible. At one place a typical bottom conglomerate existed, where the pebbles consisted of the same adjacent granite as formed the basement of the schists. Thus there was no doubt about the fact that the schists in question were younger than the granite and the schists which it injected. These older schists were also at some places in contact with the younger schists.

While one portion of this formation of schists consisted of metamorphic sediments, mainly phyllites and micaschists, with some intercalations of quartzitic schists and limestone, another part of it consisted of basic volcanic rocks which in spite of the strong metamorphism which they had undergone often showed typical lava structures. These volcanics were synchronous with those occurring as numerous dykes all over the archipelagoes on the southern coast of Finland, as well as with those metabasalts (uralite-porphyrites) which occurred as effusive shists in the larger areas of Pellinge, Tammela—Kalvola etc.

In the present area, also, the younger schists were penetrated by Archæan granites belonging to the Hangö group.

Thus it was proved, as the lecturer had always maintained in face of much opposition, that among the schists interwoven with granites of southwestern Finland, there were also some which were distinguished by a marked unconformability from the oldest schists of the same region, and the older granites injecting them. The metabasalts earlier studied by him belonged to this younger group.

The Enklinge formation of schists showed in general, in spite of the small area which it occupied, a greater variety of interesting phenomena than any similar Archæan area studied by the lecturer.

ÜBER DIE ENTMISCHUNGERSCHEINUNG IN EISENERZ-MINERALEN,

VON A. LAITAKARI.¹⁾

Als Untersuchungsmaterial diente schwere Minerale enthaltender Goldseifenabfall aus Finnisch-Lappland. Ausser einigen Silikatmineralen findet man darin: 1) reinen Hämatit, 2) reinen Ilmenit, 3) Hämatit-Ilmenitentmischungen, 4) Magnetit-Ilmenitentmischungen und 5) Limonit; dazu vielleicht noch einige Splitter reinen Magnetits. Diesmal betraf die Untersuchung nur die als Mischkristalle auftretenden Minerale, weil nur in ihnen die Entmischungerscheinung vorkommt.

¹⁾ Vortrag vom 4. Februar 1926.

Nach den zahlreichen Beobachtungen zu urteilen, scheint das Mischkristallsystem Ilmenit-Hämatit in seiner Kristallisationstemperatur praktisch gesprochen ein kontinuierliches Mischkristallsystem zu bilden, da in den einzelnen Fällen die Komponenten in sehr verschiedenen grossen quantitativen Verhältnissen vorhanden sind. Das ursprünglich entstandene homogene Mischkristallsystem ist regelmässig entmischt, d. h. beide Komponenten haben sich bei den niederen Temperaturen voneinander abgeschieden. Die zuerst erfolgte Abscheidung zu einem ziemlich grobkörnigen Lamellensystem scheint noch nicht zu einem Gleichgewichtszustande geführt zu haben, denn in jenen groben Lamellen hat noch regelmässig eine zweite Abscheidung stattgefunden, eine zweite Entmischung zu gleichförmigen, aber viel kleineren Individuen. Dies beruht darauf, dass die Mischungslücke sich nach den niederen Temperaturen hin erweitert. Die erste Entmischung hat noch keine bleibenden Komponenten ergeben, sondern erst die zweite. — Späterhin hat sich der Ilmenit in jenen Lamellen häufig sekundär in ein Silikatmineral, wahrscheinlich in Leukoxen, umgewandelt.

Ganz wie im vorigen Falle scheint der Magnetit bei seiner Bildung in seine Mischkristalle beträchtliche Mengen von Nebenbestandteilen aufnehmen zu können, die sich dann bei niederen Temperaturen einzeln abscheiden. Ein derartiger Nebenbestandteil ist namentlich der Ilmenit, aber auch der Spinell. Der Ilmenit scheidet sich gewöhnlich in oktaedrischen, der Spinell in hexaedrischen Lamellen, zuweilen aber auch in anderer Art aus. In den Ilmenitlamellen scheint sich noch Spinell als kleine Körnchen entweder an den Rändern oder im Innern der Ilmenitlamellen abgeschieden zu haben. Hier findet man also auch eine doppelte Entmischung, aber eine ganz andere als die oben beschriebene.

Die Eisenerzminerale der Goldseifen stammen teils aus den Quarzkarbonatgängen, teils aus anderen Gesteinen der Gegend. In den Goldseifen bietet sich uns die seltene Gelegenheit dar, die Eisenerzminerale der Gesteine, die sonst in grösseren Mengen schwer erhältlich sind, zu untersuchen.

ÜBER DEN SCHWEFELKIES VON OUTOKUMPU,

VON A. LAITAKARI.¹⁾

Wie bekannt enthält das Kupfererz von Outokumpu auch Schwefelkies in abgerundeten idiomorphen Kristallen. Ein Teil dieser Kristalle ist stark magnetisch. Diese Eigentümlichkeit bekommt

¹⁾ Vortrag vom 27. Januar 1927.

ihre natürliche Erklärung, wenn man die Kristalle in mikroskopischen Anschliffen untersucht. Die besagten Schwefelkieskristalle stehen eben im Begriff, sich in Magnetkies umzuwandeln. Sie stellen einen Magnetkies dar, der kleine, in orientierter Lage reihenförmig angeordnete Schwefelkieskörner enthält. Aber die Form des Kristalls hat sich nicht verändert. Die Umwandlung ist in einigen Kristallen weiter fortgeschritten, in anderen befindet sie sich in ihrem Anfangsstadium. Kein einziger vollständig in Magnetkies umgewandelter Kristall ist gefunden worden. In Outokumpu haben also solche Zustände geherrscht, dass der anfänglich entstandene Schwefelkies später nicht vollkommen erhalten geblieben ist, sondern sich teilweise in Magnetkies umgewandelt hat.

Die obige Darstellung ist darum von grösserer Tragweite, weil man auf Grund derselben in bezug auf den Mutterfelsen der im Dorf Selkie, Kirchsp. Kontiolahti, gefundenen Erzblöcke Schlüsse ziehen kann. Jene Erzblöcke enthalten ausser Kupferkies auch reichlich Schwefelkies, aber keinen Magnetkies. Sie können somit nicht von Outokumpu herkommen, wo solche Zustände geherrscht haben, dass Magnetkies überall vorkommt, ja, sich sogar auf Kosten des Schwefelkieses gebildet hat. Den Mutterfelsen der Blöcke von Selkie hat man wahrscheinlich östlicher zu suchen, wo gerade Dr. VÄYRYNEN magnetkiesfreie Erze nachgewiesen hat.

SOME FEATURES OF THE PRE-CAMBRIAN OF WESTERN ONTARIO,

by E. H. KRANCK.¹⁾

One of the principal problems of the geology of Ontario concerns the relation between the formations of the eastern and the western parts of the state. In the west an attempt has been made, especially in the region between Rainy Lake and Steeprock Lake, to solve this problem. In the summer of 1925, Dr. Tanton, in charge of the Geological Survey of Canada, begun a detailed geological survey of the area in the vicinity of Steeprock Lake. The author had the opportunity of taking part in these investigations.

The area in question, which is known especially by the works of Lawson, consists partly of old supracrustal formations, partly of gabbros and granitic rocks.

Among the first mentioned rocks volcanic greenstones have the widest distribution. They very commonly show pillow structure. Interbedded with or infolded in them different sedimentary and pyroclastic rocks occur. Small outcrops of iron formation and of ferruginous

¹⁾ Lecture 18 November 1926.

carbonates are also found in connection with the lavas. Around Steeprock Lake, the carbonates attain a thickness of more than 1 000 feet. They have in part been interpreted as sediments. In the southernmost part of the area micaceous schists outcrop which are probably of sedimentary origin; they strike nearly E—W. — The granitic rocks occupy the areas north and south from the supercrustal formations. The gabbros are found mainly within the greenstone areas and may partly represent a hypabyssic facies of the basic lava rocks.

The central parts of the greenstone areas are, especially near Steeprock lake, but also in the regions further westward, somewhat less changed than in the marginal parts and nearer to the contacts with the granites. Especially along the southern border (south of the C. N. Railway) both the sedimentary rocks and the volcanic greenstones are highly sheared and have been changed into sericitic and chloritic schists.

Lawson divides the sediments of the region into two formations, both younger than the Keewatin. The older of them, forming »the Steeprock Series», includes the sediments and partly also the lavas and pyroclastic rocks next to the lake. To the younger one, the »Seine Series», are referred the schists lying south from the Steeprock area. A third subdivision, »Couchiching», is according to Lawson older than the Keewatin. It consists of micaceous schists and mica gneisses, and occurs in the Rainy Lake area farther west. According to Tanton, the micaceous schists south of the Steeprock area are highly sheared greenstones and have been changed into sericitic schists probably to be correlated with the last-mentioned rocks. The Steeprock and Seine series have been correlated by Lawson with the Huronian formations of Western Ontario.

The survey in 1925 showed that the stratigraphical sequence between the different lithological members of the Steeprock Lake area was much more difficult to explain than was thought after the earlier survey. Especially the unconformity between the Seine Schists and the so-called Steeprock Series is very doubtful. There is even reason to believe that the first mentioned is in fact older than the latter, contrarily to the opinion of earlier explorers. A distinct unconformity between the rocks reckoned to the Steeprock Series and the adjacent Keewatin rocks could not be ascertained. The pillow lavas interbedded with the Steeprock conglomerate (S. of the lake) can hardly be distinguished from the Keewatin pillow lavas. Thus, the difference in age between both formations seems not to be great.

On the other hand, the greenstone formations, and the sediments interbedded with them, greatly resemble the Keewatin of other parts of Ontario. Therefore, the old interpretation of Mc Innes, according to which the rocks around Steeprock Lake belong to the Keewatin, still seems to be justified. In particular, the corresponding formation of the Michipicoten area, the Doré formation, which has been recently described by Collins, Kirke and Thomson in an interesting paper, is evidently very similar, both lithologically and stratigraphically. The Doré formation was also earlier interpreted as belonging to the Huronian, but is now proved to correspond to the upper parts of the Keewatin. The present author wishes to suggest that the Steeprock and Seine series might likewise belong to the youngest part of the Keewatin.

The granites of the area are as yet too incompletely known to allow of any exact subdivision. During the field survey, the author received the impression that there must have been at least two stages of granitization. The occurrence of a granite older than certain sediments is indicated by the fact that granite pebbles are found in conglomerates (e. g. Vagita Bay) connected with lavas which have suffered contact metamorphism caused by a later granitization. The latter has been very strong, and it is therefore probably impossible to prove the existence of an older granite without a very detailed petrological investigation in the field.

In addition to that, the granites within the complex of supercrustal rocks, for instance westward from SE-bay and especially along the south shore of W. Clarewater Lake seem to have been affected by orogenic stress and are in some degree mylonitized. The granites and migmatites further north are, on the contrary, decidedly anorogenic and have erupted later than the last folding of the Steeprock greenstones and sediments.

A continued survey of the area will probably give the clue to these problems.

ÜBER DIE ERZMINERALE DER GESTEINE DES GRANULIT- GEBIETES VON LAPPLAND.

Von A. LAITAKARI.¹⁾

Der Verfasser hat früher die Erzminerale der Goldseifen des Ivalogebiets untersucht. Sie stellen zwei Haupttypen dar; der eine besteht aus Magnetit-Ilmenit-Spinell (Mt-Ilm-Spi), der andere aus

¹⁾ Vortrag vom 6. April 1927.

Hämatit-Ilmenit (Häm-Ilm). Beide Typen sind augenscheinlich durch Entmischung entstanden, und der erstgenannte ist regelmässig doppelt entmisch. Um darüber ins klare zu kommen, von wo jene Eisenerze der Goldseifen herkommen, wurden von zahlreichen Gesteinsproben etwa 2—3 cm² grosse Anschliffe hergestellt. Es wurden dazu bei der Verfertigung von Dünnschliffen nachgebliebene Steinstücke benutzt. In den Anschliffen war also der Stein genau derselbe wie in den entsprechenden Dünnschliffen. Die Untersuchung legte dar, dass fast alle Gesteine soviel Erzminerale enthielten, dass es möglich war, an einer beliebigen etwa 2 cm² messenden Oberfläche die darin vorkommenden Minerale und, mit Benutzung der üblichen ekalkographischen Verfahren, ihre innere Struktur festzustellen.

Wegen der geringen Grösse der Erzkörner mussten im allgemeinen starke Vergrösserungen (1 000- bis 1 500-fache Ölimmersionsvergrösserung) angewandt werden. Bei dieser Untersuchungsmethode, (die nicht früher zur Anwendung gekommen sein dürfte), wurde der Ursprung der Erzminerale der Goldseifen klargestellt. Alle Erzminerale, in ihren verschiedenen Formen, die man in den Goldseifen gefunden hatte, wurden auch in den verschiedenen Gesteinen der Gegend angetroffen.

Der Granulit enthält Magnetit-Ilmenit, Ilmenit, Schwefelkies, Magnetkies und Rutil, aber nicht Hämatit-Ilmenit.

In den Noriten findet man Mt-Ilm-Spi, Häm-Ilm, Schwefelkies, Magnetkies und Rutil. Sehr schön sichtbar ist stets die doppelte Hämatitentmischung.

In den Dioriten und Graniten gibt es Mt-Ilm-Spi, Häm, Ilm und Rutil.

In den Peridotiten findet man nur Magnetit ohne irgendwelche Entmischungserscheinungen.

Der Sagvandit (Ivalojoiki) enthält Pentlandit in Einzelkörnern, aber keinen Magnetkies. Dies ist ein beachtenswerter Umstand, weil der Pentlandit gewöhnlich nur im Magnetkies und in Verbindung mit demselben vorkommt.

Der Eisenglanz und der Limonit der Goldseifen sind genau von derselben Art wie die entsprechenden Minerale in den Quarzkarbonatgängen der Gegend.

Die Untersuchung der Eisenerze der Goldseifen hatte vermuten lassen, dass das Erz vom Typus Mt-Ilm-Spinell enthielte. Um darüber Gewissheit zu erlangen, wurde von einer ausgereicherten Goldseife, die Spinell reichlich und in relativ grossen Körnern zu enthalten schien, ein Dünnschliff hergestellt. Die Körner der Goldseife wurden zu diesem Zweck mit Zement gekittet. Aus diesem Dünnschliff ging

hervor, dass das fragliche Mineral tatsächlich Spinell war und dass jenes nichtmetallische Mineral, welches man aus dem Ilmenit des Mt-Ilm:s sich hatte abscheiden sehen, aus Spinell bestand. Es ergab sich weiter, dass in jenen Eisenerzen ausser Spinell auch Högbomit ¹⁾ auftrat, ein Mineral, welches nicht früher in Finnland gefunden worden ist. (Prof. ESKOLA fand es nicht in den Eisenerzen Südfinnlands, obwohl er speziell darauf fahndete.) Man findet es in den lappländischen Erzen vom Typus Mt-Ilm-Spi zusammen mit Spinell, aber auch in Einzelkörnern. Dieser Högbomit ist von derselben Beschaffenheit wie der von GAVELIN in Schweden vom Ruotevaara beschriebene. Kristallformen hat man hier nicht gesehen. Die Korngrösse ist unter $\frac{1}{2}$ mm. Auch in später ausgeführten Dünnschliffen von anderen Stellen des Ivalagebiets hat Verf. den Högbomit gefunden; er scheint somit ein hier regelmässig mit dem Spinell zusammen auftretendes Mineral zu sein.

Diese Untersuchung hat dargelegt, dass man die Erzminerale der Gesteine mit Erfolg an Anschliffen studieren kann, die sich gut und mit wenig Mühe aus den bei der Anfertigung von Dünnschliffen nachgebliebenen Gesteinsplittern herstellen lassen.

ÜBER DIE PETROGRAPHIE VON DEGERÖ UND SANDHAMN.

VON G. BRANDER.²⁾

Etwa zwei Kilometer von Helsingfors entfernt, im östlichen Schärenhofe der Stadt, liegen dicht nebeneinander die beiden petrographisch interessanten Inseln Degerö und Sandhamn, ein Ziel mancher geologischer Excursionen wegen der Mannigfaltigkeit verschiedener, teilweise sehr interessanter Gesteine, die hier auf einem relativ kleinen Gebiete zusammengedrängt sind. Beim Durchstreifen der Inseln von Norden nach Süden stösst man zuerst auf eine Leptitzone, die mit eingefällten Kalksteinslinsen den nördlichsten Teil Degerös einnimmt. Im Süden wird der Leptit von einem grösseren, einheitlichen Amphibolitgebiet begrenzt; dann folgt Quarzdiorit, der das grösste Areal der beiden Inseln einnimmt. Im Innern des grossen Quarzdioritgebietes steht in grösseren Mengen Cordieritgneis mit eingefällten cordierit-anthophyllitfelsführenden Partieen an. Diese obengenannten Gesteine sind am reichlichsten repräsentiert; überdies ist noch das Vorkommen von Skarn in acht kleineren Körpern an

¹⁾ AXEL GAVELIN Ueber Högbomit. Bull. of the Geol. Instit. of Upsala. Bd. XV, S. 289—316. Upsala 1916.

²⁾ Vortrag vom 6. April 1927.

der östlichen Quarzdiorit-Cordieritgneisgrenze, samt endlich Pegmatit in kleineren Partien, gleich auf alle Gesteine verteilt, zu erwähnen.

Was die Frage der Genesis dieser Gesteine betrifft, hat die Untersuchung folgendes ergeben: Der Leptit nebst den Kalksteinseinlagerungen ist ein Rest einer alten suprakrustalen Formation, die einst den Erdboden in mächtigen Schichten bedeckte. Während einer Epoche lebhafter vulkanischer Tätigkeit wurde das Leptitmaterial, feinsten Aschentuff, abgelagert und gleichzeitig damit das Kalksteinsmaterial als Kalziumkarbonat aus den thermalen Gewässern ausgefällt. Über und zwischen diese Schichten ist nachher ein Ergussgestein, der jetzige Amphibolit, eingedrungen. Hiernach ist eine Zeitperiode lebhafter orogenetischer Bewegungen eingetroffen, während welcher der ganze Komplex gefaltet und zerbrochen wurde; während der Faltung und nachher drang das Quarzdioritmagma empor. Der Quarzdiorit, ein typisches Tiefengestein, kann gemäss der Mineralzusammensetzung in Hornblendequarzdiorit und Biotitquarzdiorit eingeteilt werden, wovon der Erstgenannte als eine eher erstarrte Fraktion zu betrachten ist. Der Pegmatit ist der letzte Erstarrungsrest des Quarzdioritmagma's.

Für die Frage nach der Bildung des Cordieritgneises bot die Felduntersuchung viel von Interesse, da die Ansichten moderner Forscher über die Genesis dieses Gesteins diametral divergieren; einige halten ihn für einen wahren Paragneis, andere dagegen für einen Orthogneis. Aus den bisherigen Untersuchungen scheint es, als ob die Paragneistheorie besser mit den Verhältnissen im Felde übereinstimme. — Besonders diese Frage, samt der Frage über die Bildung des Cordierit-Anthophyllitfelsens bildet den Gegenstand fortgesetzter Untersuchungen.

Der Skarn endlich tritt, wie erwähnt, in acht runden und gegen die umgebenden Gesteinsarten scharfbegrenzten Körpern auf. Sieben von diesen Körpern sind vollkommen analog gebaut; sie bestehen aus Granat-Pyroxenskarn, der mehr oder weniger erzführend ist. In nutzbaren Mengen ist Erz, Magnetit, jedoch nur in einem einzigen Skarnkörper gefunden. (Die alte Eisengrube von Stansvik.) — Diese Skarne stehen in innigster genetischer Relation zu dem nördlichen Leptitkomplexe, obwohl sie in unseren Tagen tief im Inneren des Quarzdiorites angetroffen werden. Ihre Bildung ist folgendermassen zu erfassen: Zur selben Zeit als das Material zur suprakrustalen Formation abgelagert wurde, wurde auch das Erzmaterial, Eisenkarbonat, aus den thermalen Gewässern ausgefällt. Bei der Faltung der Formation geschah eine durchgreifende Metasomatose, die unter anderem Skarnbildung und Erzanreicherung bewirkte. Die spezifisch

schwereren Skarnkörper sanken dann in das Quarzdioritmagmaabassin und zwar zu denjenigen Stellen, wo sie jetzt angetroffen werden.

Der achte und zugleich am weitesten nördlich gelegene Skarnkörper wurde dagegen auf andere Wege gebildet. Der Skarn ist hier von anderer Beschaffenheit, da Amphibolskarn weit überwiegt; auch Oxyderz giebt es wenig, dagegen reichlich Sulfiderze. (Die alte Silbergrube von Stansvik.) Die Sulfiderze verdanken ihren Ursprung dem auf dem Grubenfelde reichlich anstehenden Pegmatit; dieser hat die schweren Metalldämpfe in sich gesammelt und dann in das umgebende Gestein abgegeben.

ÜBER ALPINE TEKTONIK UND IHRE ANWENDUNG AUF DAS GRUNDGEBIRGE FINNLANDS.

VON C. E. WEGMANN.¹⁾

Der Vortragende zeichnet zuerst ein Profil durch die Westalpen, und erklärt kurz die Verhältnisse der einzelnen tektonischen Gebilde. Das Profil erstreckt sich über eine Mächtigkeit von mehr als 20 km, und erscheint daher manchen als phantastisch. Es wäre nicht möglich, in so grosse Tiefen zu sehen, wenn die Axen der Deformationskörper (Falten, Decken usw.) parallel mit der jetzigen topographischen Oberfläche verlaufen würden. Glücklicherweise stehen sie meistens schief zu dieser Fläche. Es ist das Verdienst von Männern wie Lugeon, Argand u. a., darauf aufmerksam gemacht zu haben; darauf bauten sie ihre neue Methode zur Erforschung des Alpengebäudes auf, welche seither auf viele andere Gebirge ausgedehnt wurde. Auf dieser Anschauungsweise ruht ein grosser Teil der Lehre von den grossen Decken.

Hierauf wird kurz auf die Prinzipien der Profilkonstruktionen gemäss dieser Anschauungsweise eingegangen; einige Beispiele aus den Alpen und aus Norwegen werden kurz besprochen (Wallis, Stavanger-Bergensgebiet, Trondhjemsdepression, Liernekulmination). Er ergibt sich daraus, dass die Grössenordnung der Höhendifferenzen zwischen den Axialkulminationen und Axialdepressionen eine ganz andere ist als diejenige selbst der grössten Erhebungen einer jungen Kette, wie derjenigen der Alpen. Wenn man dort tiefe Aufschlüsse hat, so ist es infolge der ungleichen Axenlage und nicht infolge des accentuierten Reliefs; dasselbe gilt für das kaledonische Gebirge in Skandinavien, obwohl seine jetzigen Erforscher wenig Sympathie für eine solche Anschauungsweise zeigen. *Die jetzige*

¹⁾ Vortrag vom 6. Oktober 1927.

Topographie muss als eine zufällige Schnittfläche durch das deformierte Segment betrachtet werden. Im Detail können sich die topographischen Formen der Verteilung der Gebirgsarten anpassen.

Das Fehlen eines hervortretenden Reliefs in Finnland ist also kein Hindernis für die Erforschung des tektonischen Baues, sobald die richtigen Methoden angewendet werden.

Dank der Freundlichkeit Herrn Prof. Eskolas hatte der Vortragende Gelegenheit, einige interessante Gebiete Finnlands zu bereisen, und sich an Ort und Stelle von den grossen Zukunftsmöglichkeiten zu überzeugen. Der Vortragende wird versuchen, einige Beispiele zu liefern.

Vorläufig könnte man *nach der Axenlage folgende Einteilung des Gebirges in Karelrien* vorschlagen: die *süd-karelische Depression* (durch Schwankungen der Axe weiter gliederbar; diese Schwankungen scheinen im Osten deutlicher zu sein; das Verhältnis der Ladoga-massive im Längsprofil scheint noch nicht klar gestellt.), die *Kulmination von Joensuu*, die *Depression von Nordkarelrien*, die *Kulmination von Nurmes*, und endlich die *Depression des Oulujärvi*.

An der Nordseite des *Massives von Kontiolahti* z. B., fallen die Axen ungefähr gegen NNW: wenn wir die Karte dieser Gegend betrachten, so ist sie also eine Art stark verzogenes Profil, da im grossen und ganzen alle Punkte welche im NNW liegen, geologisch so viel über anderen Punkten im SSE sich befinden, als die Axe auf dieser Strecke gefallen ist, also $= a \sin \alpha$ (a = Abstand der zwei Punkte, α = Winkel der Axe mit der Horizontalen). Wir erhalten also hier auf einem verhältnismässig kleinen Gebiete ein Profil, welches sehr an die Keile der Randmassive der Alpen (Aarmassiv, Gotthardmassiv, Montblancmassiv etc.) erinnert. Besser eignet sich für diese einfache Methode das Gebiet von *Mölönjärvi*, das wir mit der prächtigen Karte von Wilkman in der Hand kennen lernten. Wir beobachteten ein mittleres Einfallen der Axen von etwa 45° . Man beachte, dass in diesem Falle das Streichen der Axen nicht mit demjenigen der Schichten oder der Schieferung zusammenfällt, sondern mit diesem einen Winkel von $25-30^\circ$ gegen N bildet. Wenn wir die Deformationskraft als senkrecht zur Axe, (oder zu den Mantellinien der deformierten Gebilde) annehmen, so steht sie also nicht senkrecht zum Streichen der Schichten, sondern bildet mit dieser Richtung einen mehr oder weniger grossen Winkel. Sie steht ganz schief zum jetzigen Horizontalplan und zu einem Vertikalplan, welcher quer zum Streichen der Schichten gelegt wird. Die Missachtung dieser rein geometrischen Überlegung hat an manchen Orten, z. B. im kaledonischen Gebirge, zu Fehlern geführt.

Bei einem mittleren Axialfall von 45° steigt man also, wenn man in der Richtung der Axialspur nach Süden wandert, a. sin α ; oder mit jedem km steigt man ungefähr 700 m. Wir können hier also auf einer kurzen Strecke ein recht tiefes Profil erhalten. Ein gewöhnliches Vertikalprofil würde die Verhältnisse ungefähr mit derselben Verzerrung wie die Karte zeigen. Das Profil von Mölönjärvi ist besonders für den Baustil recht wichtig.

Die *Richtung der Axen* kann auf verschiedene Weise bestimmt werden. Im einfachsten Falle wird sie durch die Flächen geringsten Einfallens und durch das Streichen vertikalstehender Schichten bestimmt. Ein geübter Tektoniker wird sich sofort zurecht finden. Für eine genauere Bestimmung wird es sich empfehlen eine *statistische Methode* anzuwenden:

Die verschiedenen Streich- und Fallrichtungen werden auf ein Wulf'sches Netz aufgetragen. Man wird so eine Häufung von Punkten über ein gewisse Zone erhalten, die Axe dieser Zone ist diejenige der Deformationskörper. Eine solche Statistik auf dem Netze einer stereographischen Projektion hat ausserdem den Vorteil, dass sie uns auch die Zahl und Art der Abweichungen zeigt, und uns so die Genauigkeit und die Fehlergrenze der Konstruktion der erhaltenen Axe beurteilen lässt. Die Hauptverschieberichtungen treten deutlich hervor; ihre Winkel sind direkt im Raume messbar. Das Wulf'sche Netz ist überhaupt, wie später gezeigt werden wird, in vielen Zweigen der Tektonik verwendbar, z. B. muss es die sogenannten Klüftrosen, welche dem Wiegenalter der Tektonik entsprechen, ersetzen.

Die Technik der Profilkonstruktion muss den finnländischen Verhältnissen angepasst werden. Der Vortragende gibt einige Methoden an, welche sich hier am besten zu eignen scheinen. Man wird so ein neues Raumbild der Gebirgszüge erhalten, das die Erfahrungen, welche man bis jetzt aus den jüngeren Ketten hat, in der glücklichsten Weise kompletieren wird, so dass man daraus noch tiefer gehende, typische Bewegungsbilder zusammensetzen können wird.

Auf stratigraphische Diskussionen wird die Bestimmung der Raumform oft wohlthuend einwirken.

Oft hört man den Einwand, dass die Intrusionen magmatischer Gesteine um so mehr die Tektonik verunmöglichen, je tiefer man hinuntersteige. Es sei uns gestattet, die Berechtigung dieses Einwandes nur unter gewissen Bedingungen anzuerkennen. Vielmehr scheint uns, dass gerade die Intrusionen magmatischer Gesteine die Tektonik besser verstehen helfen. Nicht etwa, dass wir die gebirgsbildende Kraft in diesen Intrusionen suchen würden; sondern wir

möchten die Form derselben, als für die Spannungsverhältnisse, welche während der Intrusion im Gebirge geherrscht haben, charakteristisch ansehen. Die Form der Intrusivgesteine (soweit es die Intrusionsform ist), ist ein Spezialfall der Ausbildung von Deformationskörpern, und reiht sich ungezwungen in die, vom Vortragenden an anderer Stelle ausführlicher dargestellte *Kinetik der Gebirge*:

In der *Magmatektonik* können wir zwei extreme Fälle unterscheiden, zwischen welchen alle in der Natur vorkommenden liegen: nämlich einen magmagefüllten Raum in einem festen Gebirge einerseits, und einen anderen in einem vollständig plastischen Gebirge. Das Magma betrachten wir vorerst als mehr oder weniger leicht flüssig. Das umgebende Gebirge kann entweder bewegt oder in Ruhe sein.

Betrachten wir zuerst den zweiten Fall: Ist der Druck im Magma gleich demjenigen des Gebirges, so herrscht mechanisches Gleichgewicht (das Magma kann deswegen dennoch chemisch wirken). Ist der Gebirgsdruck grösser, so entsteht in der Wandung des Bassins Gewölbedruck; die Wände werden auf Druck beansprucht. *Ist der Druck im Magma grösser, so wird die Wandung des Bassins auf Zug beansprucht. Die Gesteine haben aber bekanntlich eine viel grössere Druckfestigkeit als Zugfestigkeit, ja die Zugfestigkeit sinkt in gewissen Abständen auf Null, nämlich überall da, wo es Schichtfugen, Klüfte und dergleichen gibt. Das Magma wird also längs den Zonen geringster Zugfestigkeit eindringen.* Man beobachtet nun aber meistens, dass gewisse Richtungen bevorzugt werden.

Dekomponieren wir an den Klüften oder Fugen den dort wirkenden Druck, so erhalten wir eine Komponente in der Ebene der Kluft, eine andere quer dazu; die letztere könnte man *Schliesskomponente* nennen. Nehmen wir über einen gewissen Raum ein einheitliches Druckfeld an, so werden diejenigen Ebenen, welche der Richtung des Hauptdruckes am nächsten liegen, also *die kleinste Schliesskomponente haben, die besten Intrusionsmöglichkeiten bieten.*

Im unbewegten Gebirge ist der Hauptdruck (Schwerkraft) ungefähr vertikal; die Gänge werden also steil aufsetzen. Im bewegten Gebirge ist der Hauptdruck eine Resultante aus den durch die Schwerkraft und die Deformationskraft hervorgerufenen Drucken. Sie kann sehr flach liegen. Auch hier werden die Flächen mit geringstem Schliesdrucke, also günstigsten Intrusionsbedingungen, der Richtung des Hauptdruckes nahe liegen.

Von diesen elementären Fällen ausgehend, können wir einen grossen Teil der in der Natur vorkommenden Formen verstehen: man denke sich die Zonen minimaler Zugfestigkeit gebogen und sich ver-

biegend, man gehe von der festen Wandung zur plastischen über, (ein interessanter Fall, dessen Behandlung uns die Zeit nicht mehr zulässt) man lasse das Magma viskoser werden — und wird so eine Fülle von verschiedenen durch besondere Merkmale charakterisierten Fällen erhalten. Lassen wir dazu auch die chemische Aktivität spielen, so kommen wir der Natur sehr nahe.

Leider ist zu befürchten, dass die Theorie der Antiklinalbatholithen, so wie sie in Nordeuropa verbreitet ist, ihrer Schwester, nämlich, dass die Ebenen der Schieferigkeit senkrecht zur Richtung des Hauptdruckes stehen, ins Reich der Legende folgen müssen wird.

Folgen in einem Gebirge verschiedenartige Intrusionen aufeinander, so ist es möglich durch Untersuchung ihrer Formen den Veränderungen der Druckverteilung nachzugehen. Kombiniert man diese Veränderungen mit den Resultaten anderer tektonischer Methoden, so erhält man *lebende Bilder aus dem innern des sich bewegenden Gebirges*. Der Felsgrund von Finnland, welcher der Geologie durch die Stimme so mancher berühmter Männer einige ihrer wichtigsten Resultate geschenkt hat, scheint sich besonders für solche Studien zu eignen, und er dürfte auch in der Entwicklung der Gebirgskinetik bald eine wichtige Rolle spielen.

JULKAISUJA. — UPPSATSER. — ARTICLES.

ON THE OCCURRENCE OF ORTHOCLASE AND MICROCLINE IN THE
FINNISH GRANITES AND PEGMATITES,

by P. ESKOLA.

The potash feldspar existing in the Archaean granites and pegmatites of Finland is almost always microcline, usually of the cross-hatched twinned type, but sometimes untwinned, or simple. Untwinned microcline may be especially found in many pegmatites, as those of Tammela in southwestern Finland and Pellotsalo on the north shore of Lake Laatokka. E. Mäkinen¹ was the first to establish the general occurrence of microcline. He also pointed out that in the rapakivi rocks the potash feldspar, on the other hand, is primarily orthoclase while microcline is subordinate and clearly of a secondary origin.

In the granite pegmatites of Finland microcline is so ubiquitous that so far no orthoclase has been noted by those who have paid closer attention to the optical characters of the pegmatite feldspars. In the collections of the University of Helsinki there are, however, specimens of a certain pegmatite in which the potash feldspar, for many years used as material for the students' microscopical training, has always proved to have the optical characters of orthoclase. The specimens have been collected from a small quarry in pegmatite near the farm of Kyllönen, about one kilometre west of the Lupikko mine near Pitkäranta in eastern Finland.

This pegmatite dike intersects the so-called Ladogian mica-schist of the Pitkäranta region.² It is composed of light grey orthoclase perthite and oligoclase and big leaves of muscovite, besides much black tourmaline.

In sections parallel to (001) the perthitic albite-oligoclase appears as broad fields with ragged outlines in homoaxial intergrowth with

¹ E. Mäkinen, Bull. géol. Finl. N:o 35, 1913. G. F. F. 1917, vol. 39, p. 121.

² O. Trüstedt. Bull. géol. Finl. N:o 19, 1907.

the orthoclase arranged approximately at right angle to the trace of (010). The main part of the potash feldspar extinguishes parallel to (010). Here and there are seen small spots in which the extinction may diverge two or three degrees from this position passing over in an undulatory manner into the parallel extinction. Dust-like pigment is abundant, and small scales of muscovite are enclosed in the feldspar. In sections parallel to (010) the extinction is more uniform. Besides the broad perthite bodies there are smaller stringes of albite-oligoclase in a more irregular arrangement.

This type of pegmatite with abundant tourmaline is very common in the districts of the north shore of Lake Laatokka. Trüstedt calls them post-Ladogian pegmatites. In all other instances their potash feldspar so far studied has appeared to be microcline perthite. This is the case in the pegmatite of Pellotsalo in Impilahti, where the potash feldspar is also light grey and megascopically perfectly like the orthoclase of Kyllönen, but optically an untwinned microcline. The potash feldspar between the perthitic albite bodies is quite homogeneous and shows an exactly uniform extinction in sections parallel to (001) making an angle of 17° against the trace of (010). The perthite laths have rather rectilinear outlines. Muscovite appears exactly in the same manner as in the Kyllönen feldspar, but the Pellotsalo microcline is clearer and free from pigment particles.

Dittler and Köhler¹ have been able to convert microcline into orthoclase simply by heating thin sections in an electric furnace. Now it might be close at hand to suppose the Kyllönen orthoclase to have been originally a microcline and to have been converted into orthoclase by the heat effect during the intrusion of the rapakivi magma, just as the microcline in some contactmetamorphic rocks of the Oslo region has done, according to Goldschmidt.² The locality is, however, situated about 3 kilometres from the contact of the rapakivi, and there are much nearer to this contact many occurrences of post-Ladogian pegmatite in which the potash feldspar is the common cross-hatched microcline. Thus the explanation cannot be quite so simple, unless it be assumed that rapakivi exists underneath at this place, close to the earth's surface.

Most of the post-Ladogian pegmatites in the Pitkäranta orefield contain red microcline-perthite. In specimens kept in the collections of the University, labelled »Pitkäranta», this potash feldspar is a rather coarsely cross-hatched microcline. Another kind of microcline

¹ E. Dittler und A. Köhler, T. M. P. M. 38, 1925.

² V. M. Goldschmidt, »Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet», p. 291.

is that present in the crystalline limestone of Pusunsaari near Pitkäranta. This limestone contains big crystals of scapolite, diopside, and microcline. The latter is for the greater part very finely grained, so that with low power objectives and in somewhat thick sections, in which many individuals of the cross-hatched mineral overlap, the microcline twinning is not discernible, and the feldspar looks between crossed nicols much like orthoclase, though it has a somewhat oblique extinction of varying angle. This fact affords an illustration of the theory that all orthoclase should be submicroscopically twinned microcline. After the experiments of Dittler and Köhler, and in view of the existence of the untwinned microcline, orthoclase and microcline must, however, be looked on as two physically different phases implying special conditions of origin. It is generally assumed that the controlling factor is temperature, orthoclase being formed at higher temperatures and usually being transformed into microcline on cooling. In his paper on the alkali feldspars quoted above, Mäkinen has given good illustration of this view from the natural occurrences of the different feldspars in rocks, and no doubt most rocks containing orthoclase have actually solidified at higher temperatures than those containing microcline. But there are still puzzling controversies in the modes of occurrence of the alkali feldspar, — we may here mention only the adularia, an orthoclase feldspar originated at lower temperatures than e. g. any pegmatite feldspars.

If the temperature theory be applied in the present case, the reasoning would be the following: The Kyllönen pegmatite is a muscovite-tourmaline pegmatite, crystallized in all probability at even lower temperatures than the biotite-bearing red microcline pegmatites of the same region. We can hardly avoid assuming a later heating up of this pegmatite, although no reasonable source of heat can be suggested, nor are there any relict features or any other signs telling us that such a heating has occurred.

Especially the advocates of the theory of polysymmetry have tried to make it probable that microcline owes its triclinic symmetry and twinning to strain action, mostly in connection with tectonical movements to which all kinds of magmatectonic movements may be included. If we try to arrange granitic rocks in a series of increasing or decreasing deformation during or after the crystallization, we shall no doubt find most microcline rocks among the most deformed ones and, vice versa, most orthoclase rocks among those that have solidified more at rest. The granites of Finland illustrate this in a striking manner: The Archæan granites, being more or less syntectonic or else deformed after their intrusion, contain microcline, while the

rapakivi rocks which show less signs of movements than any other eruptive rocks of Fennoscandia, bear primary orthoclase.

Sederholm has recently pointed out, in several papers,¹ the existence of a group of granites in Finland and Sweden intermediate in age between the rapakivi and the so-called younger Archaean granites (e. g. Hangö granite). These granites are in fact mineralogically as well as structurally and tectonically intermediate between the other two. According to my observations, some of them contain primary orthoclase, as the granites of Åva and Lemland, others again primary microcline, as the otherwise very rapakivi-like granites of Söderharun in Kökar, which has been interpreted by Sederholm as true rapakivi.²

We are thus first confronted with the question: Is the presence of orthoclase in the rapakivi rocks a consequence of a high temperature of crystallization or of a crystallization at rest? My recent work on rapakivi rocks, especially on the granophyres found as boulders coming from the Gulf of Bothnia, goes to indicate that their temperature of crystallization has, at its last stage, been comparatively low,³ the minerals in the granophyres being albite, epidote and chlorite, besides orthoclase.

Considering also the adularia we may therefore take it as granted that orthoclase does originate at low temperatures as well as at high. Perhaps it has originated as an unstable mineral. The similarity or identity of the physical properties and the atomic structure as determined by the röntgenographic methods prove that orthoclase and microcline are anyhow very close to one other. Mallard's theory of submicroscopic twinning lamellation giving rise to an apparent higher symmetry, offers a sound representation of the facts, but it must be understood to mean that the submicroscopic twinning is actually a twinning of the unit cells of the feldspar.

We can therefore understand that orthoclase and microcline may also be almost identical in free energy, and the conversion of one form to the other is not likely to take place when the transformation point is surpassed. The change may be achieved on heating, i. e. microcline may be changed to orthoclase, but a change in the opposite direction can not very well take place on cooling, unless mechanical deformation increases the mobility of the lattices.

¹ Cf e. g. G. F. F. 1928, p. 55.

² G. F. F. 1924, p. 131. — It may be noted that there are microcline-bearing local varieties within the rapakivi masses themselves, as the granite of Kavantsaari in the Viipuri area.

³ Fennia 50, N:o 27, 1928.

The other cases of alleged polysymmetry are *mutatis mutandis* more or less analogous in character to that of orthoclase-microcline. We need only mention enstatite-clinoenstatite, and anthophyllite-cummingtonite.

STEREOGRAMM DES GEBIETES VON SOANLAHTI—SUISTAMO,

Von C. E. WEGMANN.

Das Stereogramm wurde hauptsächlich nach der Karte von V. Hackmann (1921) 1 : 20 000 konstruiert, wobei die Veränderungen, welche H. Hausen auf seiner Karte angebracht hat, in weitem Masse berücksichtigt wurden. Auch die Karte von W. W. Wilkman (1895) wurde benutzt. Daneben waren mir die Ratschläge derjenigen Kollegen, welche das Gebiet besucht haben, von grossem Werte; sie wurden so weit als möglich verarbeitet. Namentlich bin ich Herrn Prof. Sederholm, Herrn Prof. Eskola, Herrn Dr. Wilkman, Herrn Prof. Hausen, Herrn Dr. Väyrynen und Herrn Prof. Frosterus zu Dank verpflichtet.¹

UEBER DIE DARSTELLUNGSWEISE.

Man denke sich aus dem Gebiete einen grossen Kuchen herausgeschnitten; er habe eine Höhe von 2 km, oder mit anderen Worten: er reiche in eine Tiefe von 2 000 m. Dieser Kuchen werde an den tektonisch interessanten Stellen, oder an denjenigen, welche am meisten diskutabel zu sein scheinen, durchschnitten, und die so erhaltenen Stücke auseinander gerückt, damit man ein Profil zu sehen bekomme. Die beiden gegenüberliegenden Wände zweier Stücke würden also, zusammengerückt, aufeinander passen.

An einigen anderen Orten wurden Bissen herausgeschnitten, und das, dabei überflüssig gewordene Material entfernt. Solche Ausschnitte gehen jedoch nie durch einen ganzen Block. Sie sind namentlich im Blocke 10 häufig.

Die Projektion für die Darstellung wurde so gewählt, dass der Beschauer genau in der Richtung der Diagonale eines Würfels auf die Blöcke sieht. Die Winkel zwischen den Kanten sind dann 120°, und alle drei, aufeinander senkrecht stehenden Kanten werden im gleichen Masse reduziert. In diesen drei Richtungen kann man mit dem gleichen Masstabe messen (vergl. den Masstab links im Bilde).

¹ Ein Verzeichnis der Litteratur wird mit der Karte Nyslott (Savonlinna) (Sektion D 2 der geol. Übersichtskarte von Finnland) von Hackman erscheinen. Darauf sei hier hingewiesen.

Alle anderen Richtungen sind verschieden: ein, auf eine der Hauptflächen beschriebener Kreis wird zu einer Ellipse deformiert.

Wichtigere Streich- und Fallrichtungen wurden, wo es anging, eingezeichnet. Topographische Fakta, wie Seen, Flüsse, Dörfer etc. wurden weggelassen. Die Oberfläche der Blöcke entspricht der jetzigen Erdoberfläche.

Oben links wurde das Gebiet, auf einen Drittel reduziert, nochmals dargestellt. Diesmal wurde es nach rein geologischen Grundsätzen seziert. Die einzelnen tektonischen Einheiten und Glieder wurden so gut als möglich herauspräpariert. Dabei wurde der Vereinfachung und Klarheit halber verschiedenes weggelassen, anderes in seinen Proportionen um ein kleines verändert; der gütige Betrachter wird gebeten, an dieses Schema nicht den gleichen Genauigkeitsmasstab zu legen, da es lediglich die Aufgabe hat, den tektonischen Aufbau und die Genese erklären zu helfen.

KURZE ERKLÄRUNG DES GEOLOGISCHEN AUFBAUES.

Über die Stratigraphie dieses Gebietes gibt es die verschiedensten Ansichten. Oft verhalten sie sich wie Reziproke. Da wir die stratigraphischen Verhältnisse nicht selber studiert haben, so möchten wir uns in dieser Hinsicht neutral verhalten.

*Unsere Aufgabe ist es, die Gestalt im Raume, die Raumfüllung der einzelnen Formationen, und die Verhältnisse dieser Gestalten zu einander klar zu legen.*¹

Die Form der einzelnen Räume dürfte aus den beiden Figuren, auf alle Fälle für einen aufmerksamen Betrachter, ziemlich gut hervorgehen.

Einige erklärende Worte sind aber vielleicht nicht ganz überflüssig, da aus dem Verständnisse des Baues wichtige *Episoden* der *Deformationsgeschichte* (welche man vorerst von der Bildungsgeschichte dieser Schichten getrennt halten soll) hervorgehen. Diese könnten denjenigen, welche die Stratigraphie und überhaupt die Geologie dieser Striche studieren, nicht unnützliche Gesichtspunkte geben.

In einer solchen Beschreibung könnte man die Form und die gegenseitige Lage der einzelnen Organe beschreiben, wie wir sie jetzt

¹ Das Ziel und die Methode sind verschieden von denjenigen der verdienstvollen Arbeiten Hausen's über dieses Gebiet; er untersuchte, wie man das z. B. auch in Schweden macht, die Kontakte der einzelnen Formationen, ob sie normal oder tektonischer Art seien; seine Hauptresultate liegen auf stratigraphischem Gebiete; das erhaltene Bild ist eine Mosaik auf einer Ebene, der Karte, mit einer oft grossen Anzahl von Bewegungs- und Schubrichtungen.

vorfinden. Die Beschreibung räumlicher Verhältnisse kann jedoch kaum mehr geben, als was derjenige, welcher unsere Figur mit Aufmerksamkeit studiert, viel besser erfasst; eine solche Beschreibung wäre eine schlecht geratene Figur, ein Missbrauch des Darstellungsmittels, der Sprache.

Man dürfte dem Wesen der Sache näher kommen, wenn man die jetzigen Formen als Stadien einer Entwicklung betrachtet und die Beschreibung in die Schilderung einer Bewegung auflöst.

Wir können hauptsächlich drei gegeneinanderbewegte Komplexe unterscheiden. Die Glieder dieser Komplexe wurden natürlich auch deformiert und gegeneinander verschoben, jedoch nicht in gleichen Masse.

VON DER ERSTEN ZONE. (I UND 1).

Sie besteht aus dem alten ostkarelischen Sockel mit seinen Gneisen, Graniten etc. (1) einerseits, und der darüberliegenden typischen Vorlands- oder Tafelformation, dem Jatul (I).

In mehr als einer Hinsicht erinnert diese Formation an die germanische Trias, welche sich mit ihren drei Gliedern: Buntsandstein. Muschelkalk (meist Dolomit) und Keuper vom mittleren Deutschland bis in die penninische Zone der Alpen erstreckt.

Diese jatulische Schichtreihe scheint oft auf ihrem Sokel bewegt worden zu sein. Der Stil dieser Bewegungen ist aber, wie wir an anderen Orten beobachten konnten, derjenige eines Vorlandes.

Diese erste Zone gehört nicht zum eigentlichen Gebirge. Sie wurde erst am Schlusse der Bewegung mit einbezogen, was aus weiter unten erwähntem hervorgehen dürfte.

Der mechanisch wichtige Teil dieser Zone ist die mächtige Platte der altkristallinen Gesteine. Die Sedimenthaut des Jatuls spielt hauptsächlich die Rolle eines Indikators, da sie erlaubt, die jetzige Lage der früher horizontalen, einheitlichen subjatulischen Abrasionsfläche zu bestimmen. Wo diese Haut oder Glasur fehlt, wird es schwierig sein, die Bewegungen des Vorlandsblockes zu erfassen, obwohl sie sicher über weite Strecken existieren. So dürfte z. B. die Halbinsel von Suistamo ganz intensiv zerstückelt sein: darauf deuten die Züge von Metabasit und Reihen von Seen und Bächen (im Block 10 strichpunktirt). Die Brandung ging sicher einst über diese Halbinsel hinweg (darauf deuten viele Umstände), da aber die Jatulformation an den steilen Hängen weggefegt ist, und die höheren Partien, auf welche sie wahrscheinlich zusammengeschoben wurde, fehlen, so können wir Bewegungen in diesem Erdstücke nur annehmen, ohne sie genauer erfassen zu können.

Für das Verständnis des Baues unserer Gegend, wie überhaupt der ganzen Zone vom nördlichen Finland bis an den Ladogasee *ist die Gestalt dieses Vorlandsblockes das eine bestimmende Element; das andere ist die Form des vorrückenden Gebirges*. Die jetzige Front ist ein Bild aus dem Kampfe dieser beiden. Dabei hat allerdings die Erosion die Berichterstattung ein wenig verfälscht, indem sie manche Stellungen, welche einst von der Gebirgsfront besetzt waren, jetzt in der Hand des Vorlandes zeigt¹.

Lassen wir uns dadurch nicht täuschen! Untersuchen wir so genau und unparteiisch als möglich die Stellungen und die Organisation der beiden Gegener vor und nach der grossen Kraftprobe!

Der ostkarelische Block dürfte, — darin stimmen wohl die meisten finnischen Geologen überein, — nach oben durch eine Art von Penepplain begrenzt gewesen sein, auf welcher sich die jatulischen Sedimente abgelagerten. Diese, früher horizontale, subjatulische Fläche ist in unserem Gebiete nicht nur fast überall steil aufgerichtet, sondern sie wurde auch in manchen Richtungen verbogen und ihre Kontinuität ist oft unterbrochen (vergl. tektonisches Schema). Die Beanspruchung bei der grossen Kraftprobe hat manche — wenn wir so sagen dürften — Schwäche des ostkarelischen Blockes ans Licht gebracht.

Der Rand des resistenten Blockes, in den nördlichen Teilen SSE streichend, biegt in der Gegend von Tohmajärvi in eine SEliche Richtung, welche er auch in grossen und ganzen in der Gegend von Soanlahti hat.

Schon auf der Karte von Wilkman sieht man deutlich, dass ein grosser Teil der Gesteine des Sockels senkrecht oder annähernd senkrecht gegen den Blockrand streichen. Dadurch wurde die Randzone, quer zum Rande in mechanische einheitlich reagierende Elemente geteilt. Schon eine geringe Beanspruchung musste diese Schwäche unterstreichen. Die einen Kompartimente wurden, als das Gebirge heranrückte und sich auf die Randzone hinaufschob, heruntergedrückt, wie die Tasten einer Klaviatur, während andere, widerstandsfähigere, stehen blieben. So entstand die spezifische Form des Randes (vergl. tektonisches Schema), aus welcher sich die weiteren Ereignisse ableiten lassen. Doch dafür müssen wir den Gegner und seinen Angriff genauer studieren.

Zuvor noch einige Ergebnisse aus dem Vorhergehenden: Die Mächtigkeit des ostkarelischen Blockes muss schon zur Zeit der

¹ Erinnern wir uns wieder an den Fall der Halbinsel von Suistamo, oder an die Axialkulmination von Nurmes!

ostfinnischen Gebirgsbildung gross gewesen sein. Die Tiefe des mit Schiefen gefüllten karelischen Troges muss noch jetzt, nachdem die isostatische Akkomodation mehr als genug Zeit hatte, auf mehr als 20 km geschätzt werden. Zur Zeit der Gebirgsbildung hat dieser Block eine bewegte Zone von ziemlich sicher mehr als der doppelten Mächtigkeit abgebremst — (denn einerseits wurde auch der Boden der Schieferformation mitbewegt, andererseits fehlen über unsern Köpfen ungeheure Mächtigkeiten) — wenn er also diese mächtige Zone abbremsen konnte, ohne dass sie ihn durch Unterschiebung¹ überwältigte, so muss der Block am jetzigen Rande sehr mächtig gewesen sein. Dabei ist nicht ausgeschlossen, dass eine weniger mächtige Randzone überwältigt wurde. Jedenfalls ist der heutige Rand ziemlich abrupt und zeigt dadurch, so wie durch seinen Stil, dass die frühere Front des Gebirges nicht allzuweit nach Osten lag. Vor der Front wurde die alte Tafel durch den Anprall hoch emporgewölbt, vielleicht sogar in einzelnen Segmenten übereinander geschoben. Darauf deutet die Gestalt der Bucht von Soanlahti.²

Wenn man im Osten unserer Zone deformierte Horizonte findet, wird man daran denken müssen.

VON DER DRITTEN ZONE (III).

Diese Zone muss als das eigentliche, aus der Geosynklinale erstandene Gebirge betrachtet werden. Sie besteht aus mehr oder weniger metamorphen Glimmerschiefen (9), welche in quarzitisches Schiefer (11) übergehen können. Zwischen ihnen schwimmen Fische von Dolomit (10); ihr stratigraphisches Verhältnis zu den Schiefen ist nicht sicher gestellt (unsere Legende stellt nur die, durch die Deformation geschaffenen Verhältnisse dar). Ein Vergleich dieser Schiefer mit ähnlichen Serien anderer Gebirge, dürfte vielleicht zukünftige Forscher anregen, zu untersuchen, ob die Dolomite einem tieferen Horizonte als die Schiefer angehören, also in diesem Falle die Kerne der Deformationskörper darstellen. Es dürfte schwer sein, zu bezweifeln, dass diese Serie stark gefaltet, und in Decken übereinander gelegt ist; auch über die geosynklinale Natur dürfte man einig sein.

Anders ist es, was die Richtung und den Gang der Deformation betrifft; der Deformationsstil zeigt, (und dies dürfte auch aus der

¹ Wenn wir die Schiefer sich bewegen und das Vorland stehen lassen, so geschieht dies des leichteren Ausdrucks halber. Nimmt man mit Lawson eine Unterschiebung des Vorlandes an, so ergibt sich dennoch eine grosse Mächtigkeit, da ja sonst der ostkarelische Block überschoben sein müsste.

² Im Norden, bei Sotkamo wurde ein ähnlicher altkristalliner Block über die kalevische Zone zurückgebogen, war also höher als die resistente Masse der letzteren.

Figur hervorgehen) *dass die Front des Gebirges in ENE-bis E-licher Richtung vorrückte*. Sie bildete also einen Winkel mit dem resistenten Rande.

Denken wir uns einen Strand mit Buchten und Vorsprüngen; Wellen ziehen in langer Front landwärts; wo der Strand einen Winkel mit der Wellenfront bildet, scharen sie sich und überschlagen sich in anderer Weise. So scharen sich auch die Fronten der heranrückenden Gebirgswellen am Rande des Vorlandes. In den Buchten und an den Vorgebirgen entstehen kompliziertere Figuren. Längs des grössten Teiles des Randes entsteht eine *dérive* (Vergl. Anm. am Schlusse.) Ein wichtiger Zug des Gebirges tritt hier deutlich hervor: *die süd-karelistische Axialdepression*. In ihr dringen die höheren tektonischen Einheiten freier nach E. Die Depression teilt sich gegen den Rand in *kleinere Schwankungen und entsprechende Guirlanden*. Eine von diesen ist diejenige von *Soanlahti*. Die nördliche Scharung ist in den ersten Blöcken des Stereogrammes deutlich zu sehen.

An den Vorgebirgen des Blockes wird die Front gestaut und steigt höher; sie dringt in oft verwirbelten Bögen in die Buchten. Das Vorgebirge von Suistamo wird erreicht; es staut den Angriff eine zeitlang, wird aber dann von der steigenden Brandung überfahren. Es verursacht eine kleine Axialkulmination; gleichzeitig entstehen kleine Guirlanden zu beiden Seiten; die nördliche ist jedoch stark gestört (vergl. diese Episoden mit dem tektonischen Schema).

Längs des S- und SE-Abhanges der Suistamohalbinsel ist also die Deformationsrichtung nicht nördlich, beziehungsweise NW-lich gerichtet, wie man früher annahm; *sondern die ganze Masse bewegte sich nach ENE mit verschiedenen Abweichungen, welche durch die stauende Wirkung des Vorgebirges verstanden werden*. Schübe aus fast allen Himmelrichtungen¹ werden so durch eine einheitliche Bewegung ersetzt. Die Dolomitifische von Pälkjärvi erscheinen jenseits der Suistamohalbinsel wieder. In der Bucht von Soanlahti sind sie bis jetzt nicht gefunden worden, obwohl der Streifen, auf welchem sie erscheinen könnten, verhältnismässig gut aufgeschlossen ist. Sie dürften dort tiefer liegen (Axialdepression) und stark zerdrückt sein.

Die dritte Zone war, bevor sie die äussersten Stellen des jetzigen Randes erreichte, ein Gebirge übereinander gefalteter und geschobener Schiefer. Es scheint uns wahrscheinlich, dass sie teilweise metamorphisiert wurden (richt die intensive Metamorphose am Ende der Bewegung), bevor sie den Strand erreichten. Man kann also bereits einige Episoden aus der Deformationsgeschichte herauslösen.

¹ Wie sie von Hausen u. a. angenommen und gezeichnet, wobei stillschweigend die Axen parallel der Erdoberfläche gelegt werden.

Die Verhältnisse auf dem SE-Ufer des Jänisjärvi deuten darauf hin, dass die Suistamohalbinel als Querrücken tief unter die dritte Zone hinunterreicht. Die letztere hat sich also manche Kilometer über die schwächeren Teile hinaufgeschoben.

War der ehemalige Kontinentalrand mit einer Sedimentdecke versehen, so musste dieselbe zwischen den beiden mächtigen Gegnern eine wenig freundliche Behandlung aushalten. Ist sie vorhanden, so müssen Stücke von ihr zwischen beiden eingeklemmt liegen. Als diese martyrisierte Zone möchten wir vorläufig die

DIE ZWEITE ZONE (II).

betrachten. Bereits auf der alten Karte im Buche von Frosterus¹ wurde eine Zone mit Phylliten und weniger metamorphen Gesteinen gegenüber den westlichen Glimmerschiefern unterschieden. Nach den einen Beobachtern ist der Unterschied markiert, nach anderen ist es ein Uebergang. Zu dieser weniger metamorphen Serie gehört das bekannte Partanenkonglomerat. Diese ganze Zone ist stark tektonisiert, zum Teil wohl gefaltet, zu einem grösseren Teile zerschoren und von der Westfront über den Hang des Ostblockes hinaufgetrieben.

Wäre die Entwicklung hier stehen geblieben, so hätte man eine Reihe mehr oder weniger regelmässig übereinander liegender Schuppen zwischen der Westfront und dem Blocke, zuerst solche von Jatul, dann solche der zweiten Zone. Wir haben aber deutliche

SPUREN EINER SPÄTEREN EPISODE.

Durch den Ansturm wurde, wie bereits erwähnt, auch der *ost-karelische Block* deformiert. Er ist nur in gewissem Sinne, und nur gegenüber den Deformationen mit kurzen Rhythmus ein Resistenzgebiet. Auch *er wurde gefaltet*, aber in einem anderen Stile: *seiner Konstitution gemäss als Grundfaltung*. Diese Grundfaltung erstreckte sich sicher weit gegen Osten. Wo der Sockel dünner wurde, oder von mächtigeren Sedimentmassen bedeckt war, bekam auch die Faltung wieder einen anderen Stil. Diese Betrachtungsweise wird vielleicht helfen, die Formationen Ostkareliens, diesmal nicht nach lithologischen oder petrographischen, sondern nach tektonischen Gesichtspunkten zu parallelisieren. Die Bewegungen dürften dort in ähnlicher Weise wie im Westen auf einander folgen.

Der Uebergang von der reinen Grundfaltung zu einem ein wenig verschiedenen Stil ist in unserem Gebiete deutlich.

¹ Frosterus, Benj. Bergbyggnaden i sydöstra Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 13, Helsingfors 1902, p. 122, fig. 14.

In der Aufrichtung der Jatulzone kommt die Grundfaltung am ganzen Rande deutlich zum Ausdruck. Es entstanden also auch hier im E grosse Erhebungen. An den Hängen konnte die Schieferformation nur bis zu einer gewissen Grenze aufwärts gleiten, und zwar bis dieser Teil mit den rückwärtsliegenden ungefähr ins Gleichgewicht kam. Die Quarzit-Schieferflut konnte nicht mehr höher steigen; die deformierende Kraft wurde direkt durch sie hindurch auf den Block übertragen. Dadurch, dass die Schiefer auf der Randzone lagen, kamen diese Teile unter andere mechanische Bedingungen. Die Periode der hinter einander liegenden Scherflächenscharen wurde kürzer, der Sockel wurde in schmalere, lange Körper aufgelöst, welche übereinander glitten. Auf diese Weise wurden auch die darübergeschobenen, also eigentlich nicht zu dieser Zone gehörigen Schiefer, Quarzite und Dolomite, weiter deformiert. *Diese Einwicklung* (encapuchonnement, invagination) ist einer der wichtigsten Züge der Tektonik dieses Gebietes.

Gegen S steigen die eingewickelten Komplexe in die Luft; die Wurzeln, von welchen sie abgeklemmt wurden, hat die dritte Zone überfahren. Vielleicht wird es möglich sein, an der Grenze der dritten Zone Spuren davon zu finden.

Auf den Scherflächen drangen während der letzten Episode, vor dem Abschlusse, *Metabasite* in die Höhe. Sie deuten darauf, dass die Scherflächen im Rande des Blockes tief hinunterreichen. Das Studium dieser Gesteinskörper wird neue Aufschlüsse über die Deformationsmechanik der Randzone geben.

Versuchen wir noch,

die tektonischen Zusammenhänge mit anderen Gegenden,
wie sie uns jetzt erscheinen, kurz klarzulegen:

Die *erste Zone* mit ihren Keilen entspricht den zwei jatulischen Kulissen, welche bei Patsonvaara und nördlich des Massives von Eno—Kontiolahti bis gegen Hattusaari und Nunnanlahti wieder erscheinen. Hätte die Topographie dort nicht so tief geschnitten, so würden wir dort wahrscheinlich ähnliche Verhältnisse finden.

Die *Schiefer der dritten Zone* umhüllen weiter südwärts die Ladogamassive. Im NW umschlingen sie die Masse von Kitee. Die meisten Autoren rechnen sie zu den *als Ladog bezeichneten Schiefer*en. Die Gruppe dieser Schiefer, wohl sammt ihrer Unterlage wurde, wie wir an anderer Stelle¹ zu zeigen versuchten, wahrscheinlich von Westen, über die kalevische Zone geschoben. *Die zweite Zone würde* also in diesem Falle *der kalevischen Gruppe entsprechen*. Ein grosser Teil

¹ Wegmann, C. E. Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. Fennia 50, N:o 16. Hels. 1928. 22 p., 3 pl.

dürfte aus den abgeschorenen Hüllen der Massive der kalevischen Zone gebaut sein. Das Partanenkonglomerat dürfte, wie vielleicht auch das Tohmajärvikonglomerat der Sohle der Flyschablagerungen angehören, welche wir mit der Gebirgsbildung in der ladogischen Zone in Zusammenhang zu bringen versuchten.

Infolge der Ueberschiebung, Ueberfaltung und späteren Metamorphose durch Granitintrusionen wird die genaue Abgrenzung der Sedimente der kalevischen Zone von denjenigen der ladogischen erschwert. Wenn wir annehmen, dass sie sich zueinander verhalten wie die Glanzschiefer (schistes lustrés) der pennischen Zone und des Briançonnais zum helvetischen Flysche in den Alpen, so können diese Serien ohne scharfe Grenze in einander übergehen.

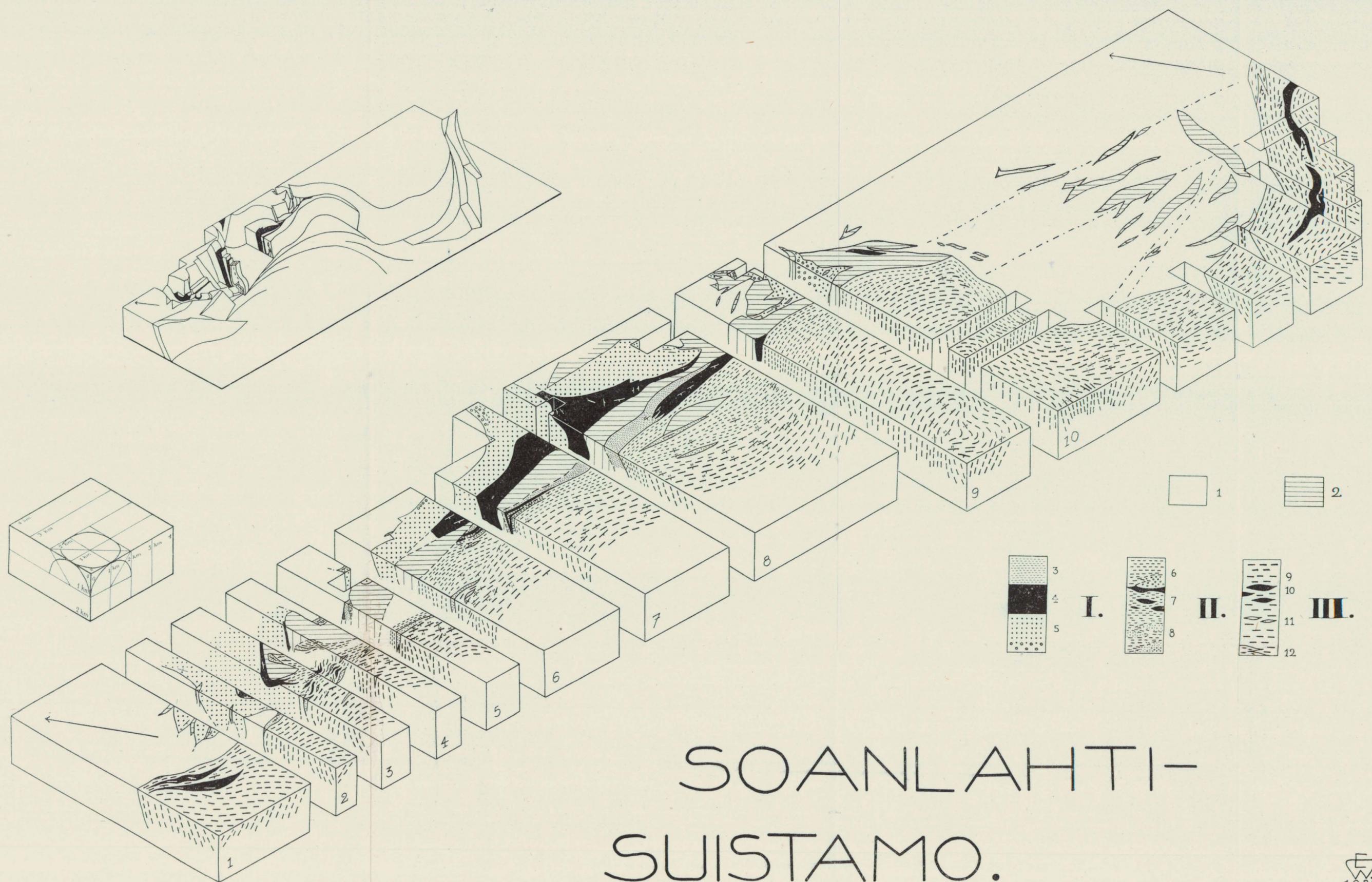
Die Gegend von Soanlahti—Suistamo enthält wichtig Probleme nicht nur der Stratigraphie, sondern auch der Tektonik und ist für das Verständnis der ganzen jüngeren Faltung in Ostfinnland von Bedeutung. Durch die Ausarbeitung einer klareren Fragestellung hoffen wir diese Probleme ihrer Lösung ein wenig näher gebracht zu haben.

Dez. 1927.

ZEICHENERKLÄRUNG DER TAFEL I.

1. Altkristallin.
2. Junge Metabasite.
- I. Erste Zone.
 3. Kolenhaltige Schiefer.
 4. Dolomite.
 5. Quarzite und Konglomerate.
- II. Zweite Zone.
 6. Flyschkonglomerate (Beisp. Olli Partanen.)
 7. Dolomite.
 8. Glimmerschiefer mit quarzitischen Gesteinen.
- III. Dritte Zone.
 9. Glimmerschiefer.
 10. Dolomit.
 11. Dunkle quarzitische Gesteine.
 12. Deformationsbreccien.

Anmerkung während des Druckes: Bei einer Begehung des Gebietes in Gesellschaft der Herren Prof. Sederholm und Dr. Hackman (Juli 1928) wurde festgestellt, dass die Deformation des sog. Partanenkonglomerates nicht unerheblich ist. Die Axen stehen steil. Die *dérive* (vergl. s. 64) hat also eine ziemlich stärkere horizontalwirkende Komponente als auf Grund der alten Beobachtungen angenommen wurde. Die Vertikalkomponente (von unten nach oben wirkend) war an manchen Stellen jenes Randes minimal. Obwohl auf den Schema (oben links) schon eine kräftige *dérive* angedeutet wurde, erwies sich diese Darstellung als noch zu zaghaft. Der gütige Leser möge dies beim Studieren der Tafel beachten.



SOANLAHTI-SUISTAMO.

1927.

Stereogramm der Gegend von Soanlahti—Suistamo, von C. E. Wegmann.

WEITERES VOM AUFTRETEN DES KONGLOMERATES BEIM
GEHÖFT OLLI PARTANEN, SOANLAHTI.

VON HEIKKI VÄYRYNEN.

Im Frühling 1924, während einer Reise im östlichen Finnland, hatte der Verfasser dieser Zeilen Gelegenheit, sich einige Tage in Soanlahti aufzuhalten. Die Zeit gestattete keine eingehenden Untersuchungen, aber einige der wichtigsten Lokalitäten wurden besucht. Im folgenden Sommer besuchte der Verfasser das Gebiet nochmals mit dr. Nils Sundius und mag. phil. W. W. Wilkman. Weil die geologische Untersuchung dieser Gegend in letzter Zeit sehr aktuell geworden ist, will der Verfasser seine, sowohl auf dieser Reise als auch bei nachheriger mikroskopischer Untersuchung der mitgebrachten Handstücke gemachten Beobachtungen der Öffentlichkeit kurz berichten.

Als Sederholm vor 30 Jahren die geologischen Verhältnisse des Soanlahti-Gebietes erörterte, war er der Meinung, dass die Glimmerschiefer auf der Landspitze Soanlahdenniemi zwischen dem grossen und dem kleinen Jänisjärvi älter wären als die nördlich davon am nördlichen Ufer des Pieni Jänisjärvi auftretenden Quarzite und Dolomite. Die ältere Formation, von Sederholm »ladogisch« genannt, sei aber durch eine Faltenverwerfung über die jüngeren, jatulischen Formationen, geschoben worden.¹

Dieser Erklärung schliesst sich auch Frosterus (1902),² der jedoch die phyllitischen Schiefer von den staurolithhaltigen Glimmerschiefern aussondern und zu den kalevischen Formationen rechnen will, an. Später, im Sommer 1921 fand Eskola,³ dass es ganz unmöglich war die phyllitischen Schiefer von den staurolithhaltigen auszusondern. Ausserdem kam er zu der Auffassung, dass die Lagerfolge dieser Sedimentformation in der Hauptsache die ursprüngliche sei.

Sowohl auf der von Wilkman aufgenommenen älteren als auch auf der von Hackman bearbeiteten neueren geologischen Karte über das Gebiet von Soanlahti (beide im Archiv der geologischen Landesanstalt) hat der Verfasser dieser Zeilen seine Aufmerksamkeit auf das Auftreten von nord-südlichen Faltungsrichtungen in den jatulischen Formationen sowohl bei der Stromschnelle Prolankoski als auch beim kleinen See Kuhilaslampi gerichtet.

¹ J. J. Sederholm, Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 6, 1897, S. 211.

² Benj. Frosterus, Bergbyggnaden i sydöstra Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 13, 1902, S. 123.

³ P. Eskola, Tagebuch vom Jahre 1921 im Archiv der geologischen Landesanstalt.

In der ladogischen Schieferformation waltet in derselben Gegend ein so deutliches und gerades Streichen beinahe von Westen nach Osten vor, dass keine erheblichen Störungen in ihm angetroffen worden sind. Da dieses die oben angeführte tektonische Richtung abschneidet möchte man dasselbe nicht als älter sondern vielmehr als jünger ansehen.

Die einzige Stelle, wo die Grenze zwischen diesen beiden Formationen aufgeschlossen ist, liegt in der Gegend um das Gehöft Partanen auf dem südlichen Ufer des Pieni Jänisjärvi. Hier erscheint auf den äussersten Landspitzen ein grauer Dolomit, mit einem tremolitführenden Schiefer wechsellagernd. Weil ähnliche Bildungen auch in der Dolomitformation am gegenüber liegenden Strande, auf dem Kintsinniemi, beobachtet werden können, hat man keinen Grund sie von diesen auszusondern. Gegen diese Dolomit-Schieferformation stösst südlich mit einer scharfen Grenze ein grobes Konglomerat, in dem in einer amphibolführenden Schiefermasse Gerölle mit bis zu 40 cm Durchmesser eingebettet sind. Im Konglomerate wechseln Lager mit grösseren und kleineren Geröllen ab; aber im grossen werden diese nach Süden almählich kleiner bis sie nur noch ca. 0.5 cm messen. Auf diese Weise geht das Konglomerat in einen groben Schiefer und offenbar zum Schluss in den feinen, phyllitischen Glimmerschiefer, welcher etwas südlicher ansteht, über; die ursprüngliche Sohle des Konglomerats liegt also nördlich. Nach der Ansicht des Verfassers schliesst sich also der Konglomerat deutlich unmittelbar an den Glimmerschiefer, dessen ursprüngliche Unterlage, wie zuerst von Eskola auf Grund der Bänderung nachgewiesen wurde, in nördlicher Richtung zu suchen ist.

Als Gerölle sind im Konglomerat folgende Gesteine angetroffen worden: ungeschichteter, feinkörniger Quarzit oder Quarz, oft amphibolhaltiger Schiefer und Grünstein. Ausserdem haben sich in der Gesteinsoberfläche einige tiefe, scharf begrenzte Löcher ausgebildet, deren Form öfters dieselbe ist wie die der Gerölle. Aus dem Boden dieser Vertiefungen kann man mit einer Messerspitze noch Karbonatmaterial herauskratzen. Es ist wahrscheinlich, dass diese Löcher durch das Auflösen von Dolomit- oder Kalksteingeröllen entstanden sind, obgleich eine starke Schieferung und das Reagieren des Karbonatmaterials mit dem quarzhaltigen Schiefermasse verursachen kann, dass die Löcher bisweilen eine etwas unregelmässige Form haben.

Gerölle, die aus amfibolhaltigem Schiefer, Dolomit oder Grünstein bestehen, stammen wohl von den, an der Sohlenseite des Konglomerates anstehenden, vollkommen gleichartigen Gesteinen her; nur die Beschaffenheit der Quarzitgerölle hat Anlass zu anderen

Vermutungen geben können. Nun haben wir aber ein gleiches Gestein auch auf Kintsinniemi anstehend, wo er als Gänge und unregelmässige Einschlüsse im Dolomit vorkommt und deutlich durch Verquarzung derselben entstanden ist. Dasselbe Gestein hat sich in Form von Glazialgeschieben auch auf dem südlichen Ufer des Sees Pieni Jänisjärvi ausgebreitet, sodass man im Stande ist, sie hier an Ort und Stelle mit den Geröllen des Konglomerates zu vergleichen. Sie zeigen beide poröse, von unregelmässigen, rostgefärbten Höfen umgebene Partien, und die mikroskopische Struktur ist in beiden die gleiche. Sie unterscheiden sich beträchtlich von den, bei Rahkonen (früher Olli Partanen) auftretenden Quarziten, sowohl den dunklen, geschichteten, als den roten. Ausserdem hat der Verfasser im Konglomerate auch einige Gerölle von dem deutlich klastischen »jatulischen« Quarzittypus gefunden.

Alles in allem kommt man auf Grund der Gerölle zu keinem anderen Schlusse als, dass alles Material des Konglomerates aus den unmittelbar an der Sohlenseite des Konglomerates anstehenden Gesteinen stammt; die ladogische Schieferformation ist daher wahrscheinlich jünger, die jatulische Serie älter. Die Verkieselung des jatulischen Dolomits vor der Ablagerung des Konglomerats von Pieni Jänisjärvi weist noch, dass die jatulischen Formationen schon metamorph waren, als die ladogischen gebildet wurden. Der teilweise verquarzte Dolomit fiel einer bedeutenden Abtragung anheim, und lieferte grosse Mengen von Quarzgeröllen und Schieferfragmenten aus den Zwischenlagern, welche zusammen mit den Grünsteinen das Konglomerat bildeten. Der Quarzit dagegen scheint in der Nähe nicht aufgeschlossen gewesen zu sein.

Die scheinbare Wechsellagerung zwischen dem groben Konglomerate und dem, Schiefereinlagerungen führenden, Dolomit kann nach der Ansicht des Verfassers nicht als ein Beweis für eine Konkordanz zwischen den beiden Formationen aufgefasst werden, wie Sundius¹ annimmt; sondern sie dürfte vielmehr durch Verwerfungen oder ursprünglich in der Unterlage des Konglomerates sich vorgefundenen taschen- oder klufförmigen Vertiefungen zu erklären sein. Verwerfungen können aber die Beweiskraft der oben dargestellten Tatsachen nicht beeinflussen; das relative Alter bleibt dasselbe.

Infolgedessen möchte der Verfasser die »jatulischen« Formationen für älter als die ladogischen Glimmerschiefer betrachten, eine Auffassung welche zuerst von Eskola schon im Jahre 1921 ausgesprochen wurde.

¹ Nils Sundius, En urbergsgeologisk resa i Sydöstra Finland. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 46, 1924, s. 753.

A BERYL-BEARING PEGMATITE FROM UUKSU IN CARELIA
(E. FINLAND),

by E. H. KRANCK.

Introduction. In the summer of 1927 Mr. V. Heiseler discovered, during prospecting works, in charge of the »Renlunds Bergslaboratorium» in Helsingfors, a pegmatite dyke in the village Uuksu in the parish of Salmi in Eastern Carelia. The dyke is about 30 cm broad, and consists of beryl and black mica. It is situated near the highway bridge which crosses the river Uuksujoki at Alamyly. The dike traverses a gneissose granite. Considering the close vicinity of the great rapakivi granite area of Salmi, whose western contact lies some hundred meters eastward from the village, it seems probable that the pegmatite is associated with this granite. The mineralogical composition, especially the high percentage of fluorite, points in the same direction.

These circumstances, as well as the rather unusual mineralogical composition, which differs from all pegmatites earlier described in Finland, induced the present author to submit the rock specimens collected on the place to a closer investigation. The rock material was kindly placed at my disposal by Dr. O. Trüstedt.

General description. The main part of the dike is composed of pale greenish yellow, close lying, long prismatic crystals of beryl without any order of arrangement, embedded in black mica. The crystals reach a length of about 4 to 5 cm and a breadth of 0.5 to 1. The biotite often shows a radiate arrangement of the flakes.

In addition to these minerals, there is, in some places, occurrence of considerable quantities of a reddish brown feldspar in elongated »prismatic» crystals clustered together in radiating fanlike groups. It seems here to replace the beryl. Fluorite is abundantly present. Further from the contacts it is usually of a dark violet colour, along the border against the country rock it is light yellowish green. Occasionally also pyrite is found in small irregular spots. Calcite and dark green epidote occur very sparingly.

The mineral components generally show a tendency to zonal arrangement. The outermost border consists mainly of green fluorite, then follows a zone a couple of cm broad consisting almost exclusively of biotite mixed with fluorite. The mica flakes are in an almost right angle to the contact. The innermost part consists of beryl and mica with fluorite.

The country rock has suffered a rather strong alteration affected by the pegmatite dike. Up to about 10 cm from the contact the gneiss granite is dark coloured on account of a new deposition of biotite.

THE MINERALS.

The beryl is remarkably clear and differs in that respect from beryls earlier described from pegmatites in Finland. The crystals are hexahedral prisms combined with the basal plane. Small samples are usually clearer and better developed than big ones. The prism faces are striated parallel to the c-axes. Basal faces or pyramid faces suitable for measurements have not been observed.

The colour is greenish yellow. The indices of refraction were determined in a prism with the following result:

$$\alpha = 1.5783 \quad \omega = 1.5723$$

The specific gravity is = 2.677.

In thin section the beryl is clear and colourless and shows no zonal structure. Pleochroism could not be observed. The beryl generally contains small inclusions of mica (both biotite and sericite) and fluorite. The latter often fills small rectangular cavities arranged parallel to the direction of elongation and often occurring especially abundantly in certain strata parallel to the basal plane.

Biotite. The greater part of the mica is a black greenish biotite. In thin sections the colour is green or brownish green.

$\gamma > \beta$ (dark bluish green, brownish green) $> \alpha$ (yellowish green)

The composition of the mineral evidently differs in some degree in different parts of the dike, to judge from the different colours and the optical axes. The brownish type which suggests the common biotite of the rapakivi granites has an optical axis of 2 to 3°. In the predominating pure green type it is 6 to 8°. Both types seem gradually to merge into each other. The refraction of light is nearly the same in both. A determination in green mica gave the following value:

$$n_{\beta} = 1.632 + 0.002$$

An analysis of the same material, was made by the author. The figures obtained are shown in the following table:

	%	Mol. numb.	
SiO ₂	35.92	0.5957	5 957
TiO ₂	trace	—	
Al ₂ O ₃	18.40	0.1800	2 371
Fe ₂ O ₃	9.12	0.0571	
FeO	21.62	0.3009	3 416
MgO	0.72	0.0179	
CaO	1.28	0.0228	1 116
Na ₂ O	0.30	0.0048	
K ₂ O	10.06	0.1068	1 648
H ₂ O	2.97	0.1648	
	100.39		

$$G = 3.156.$$

The mica is a typical iron mica almost without magnesia. The green colour seems here not to be due to chloritization.

An alteration of biotite into chlorite is, however, often observed in the pegmatite: the mica changes into poikilitic aggregates of small pseudo-hexagonal, almost uniaxial crystals of dark green chlorite showing a strong pleochroism. The orientation of the chlorite crystals is the same as in the original flake of mica. The interstitial mass between the chlorite grains consists mainly of albite, sometimes showing albite lamellation.

In connection with the chloritization a deposition of dark violet fluorite often occurs.

The felspar.

The most conspicuous feature of the felspar is the unusual crystal form and the reddish colour. In spite of the peculiar aspect it turns out to be mainly a plagioclase (oligoclase).

The crystals are extremely elongated in the direction of the prismatic and pyramidal zones. They have a longprismatic habit, suggesting hexahedral prisms mainly because the 010, 110 and $\bar{1}\bar{1}0$ faces are all about equally strongly developed. They have a length of as much as about 3 cm, the breadth is 2 or 3 mm. Albite lamellation is generally present, but it is not conspicuous. In addition to this were observed twinning crystals with the twinning axes perpendicular to 001, 010 representing the twinning plane.

The extinction on M = +3° (24 % An)

» » » P = +0.5 (24 % An)

$\alpha' = 1.541 \pm 0.001$, $\gamma' = 1.545 \pm 0.001$.

G = 2.665, 2V = c. 86°.

A determination of the percentage of CaO gave 5.34 %. A determination of BeO gave a negative result. On account of the high degree of sericitization of the mineral, no complete analysis was made. The available data however are sufficient to determine it as an oligoclase with 24—25 % An.

The narrow outermost zone of the crystals contains a little more albite. Except for this normal zonal structure the plagioclase shows still another kind of inhomogeneity. It is often crossed by sharply defined perthite-like strings which seem to consist of fairly pure albite. They are always absolutely clear, unlike the oligoclase which is highly altered into sericite. These albite strings have evidently been formed during a late stage of the development of the pegmatite, along fissures in the plagioclase, and have partly replaced the latter. They can hardly be interpreted as an »Entmischung» like normal perthite, and are more probably to be compared with the »Schachbrett-albite» (Becke) in potash feldspars. — The oligoclase crystals are further often surrounded by a shell of pure albite of the same kind as in the strings described above.

The oligoclase crystals often border sharp-edged cavities, filled with a colourless mineral which between crossed micals shows a kind of lamellar structure. The author has not yet been able to determine it with certainty, though the characters determined would seem to define it as potash feldspar. The specific gravity and the refraction of light is somewhat lower than in orthoclase but is too high for zeolites:

$$\alpha' = 1.511 \pm 0.003; \gamma' = 1.523 \pm 0.005; G = 2.557$$

The fluorite is partly dark violet partly light greenish yellow. The firstnamed type often shows a zonal structure with alternating colourless and dark violet zones parallel to the (111) face. $G = 3.160$. (The same values were obtained both in the green and the violet varieties.)

Sericite is abundantly present and forms small colourless flakes scattered all over the rock, but particularly in the plagioclase.

The mineralogical succession. The order of crystallization is, as in most pegmatitic rocks, difficult to determine with certainty. It is evident that a replacement of earlier formed minerals, by components crystallized later, has taken place in many cases.

The principal components: beryl, biotite and oligoclase and also fluorite have probably generally crystallized contemporaneously. The mica may partly be a little earlier than the beryl.

K-felspar, pyrite, epidote and calcite belong to a comparatively late stage, and have been deposited at a rather low temperature. Sericite and chlorite are likewise alteration products originating from minerals earlier crystallized by a hydrothermal metasomatism. The albitic strings in the oligoclase are evidently earlier than the sericite replacement but are probably contemporaneous with the chloritization of the biotite.

Fluorite was deposited during the whole course of crystallization of the pegmatite.

Alterations in the country rock. The influence of the pegmatite dike on the country rock generally consists in a biotitization and a deposition of fluorite.

The unaltered gneiss granite is a rather coarse-grained rock mainly containing quartz in clear, somewhat undulating grains, perthitic microcline and plagioclase (15—17 % An). The last named is slightly saussuritized. Micropegmatite structure is often seen. Of dark components only a brown to brownish yellow biotite occurs commonly altered into pale green chlorite. Apatite and zircon and magnetite are also found.

In the contact zone the felspar is gradually displaced by mica. It is partly a greenish biotite of the same kind as in the pegmatite, partly a colourless muscovite. Fluorite, for the most part in the form of small rounded grains, is found scattered in almost all the older rock components. Of the original compounds there remains, after a complete alteration, only quartz, though it is also often replaced by fluorite.

The biotite in the metamorphosed zone contains abundantly pleochroitic halos, mainly around fluorite grains. It is rather remarkable that this phenomenon is completely lacking within the dike itself, although fluorite and biotite are also found here in contact with each other.

Further from the contact the crystallization of biotite is less conspicuous, instead there occur plenty of small flakes of chlorite and sericite. We have, consequently, here to do with the same mineral paragenesis as at the latest (hydrothermal) stage within the dike. The alteration corresponding to that stage has evidently penetrated further into the country-rock than the influence during the earlier (mainly pneumatolytic) stage represented by the biotitization — Neither beryl nor new crystallization of oligoclase was detected in the contact zone.

The components which have penetrated from the pegmatite dike into the country rock are mainly iron, CaF_2 , water and some

potassium. The alteration of the K-felspar can be, schematically, described in the following way:



Fluorine and water were evidently the active mineralizers in the contact reactions.

Genetic features. The occurrence of a beryl-bearing pegmatite in connection with rapakivi granite is remarkable both because pegmatites are on the whole comparatively seldom found in rapakivi granites, a fact that indicates circumstances during their consolidation diverging from those in most Archaean granites (cf. e. g. W. Wahl, 1925), and because beryl, as far as the author knows, has not earlier been described in rocks belonging to this group. The exceptionally abundant occurrence of the mineral in the pegmatite from Uuksu makes it possible that the Salmi rapakivi may contain comparatively great amounts of beryllium, but that this compound owing to the conditions during the consolidation of the rock generally has had no opportunity to get concentrated in a degree sufficient for beryllium minerals to crystallize in considerable amounts. Beryllium is, as is known, a very typical constituent of acid potash rocks, and it therefore seems improbable that it should be contained in much smaller quantities in rapakivi than in other potash granites.

In addition to the high content of beryl there is still another feature which differs from earlier described granite pegmatites in Finland. The first is the absence of quartz, the other the low content of potassium. Beryllium is, as is well known, one of the minerals which most typically belong to acid potash rocks. The characteristic composition of the beryl-bearing pegmatites is potash-felspar, quartz, mica (muscovite, biotite), some plagioclase and fluorite. The main part always consists of potash felspar and quartz. — The pegmatite of Uuksu consequently seems to contradict these facts. In order to understand its mineral paragenesis we have to take into consideration not only the total mineral composition of normal pegmatites but also the local distribution of the mineral components within pegmatite dikes which generally depends on the order of crystallization. In most pegmatites beryl like most of the rarer components (gadolinite, topaz, tantalites etc.) is found not mainly in connection with the potash felspar but generally together with mica, albite, oligoclase etc., often on the boundary between these minerals and quartz, which, as a rule, is the latest component to be deposited. This rule holds true for instance in the pegmatites of Rosendal and other occurrences in Kimito, SW Finland (Eskola, 1914, Kranck, 1924), in the

pegmatites containing rare earths in Impilahti in Carelia (Trüstedt, 1907, Ramsay, 1897) and partly also in the pegmatites of Tammela in S Finland (Mäkinen 1912). In these samples the K-felspar is generally crystallized earlier than the mica and plagioclase, and probably also the rare minerals occurring chiefly together with them. The fact that they often are euhedral against the microcline can not be held to prove decisively that they are older than the first named. W. T. Schaller (1925) especially has recently laid stress on these circumstances and has pointed out that most of the well crystallized typical pegmatite minerals are probably products of replacement formed at the cost of the earlier components and especially the K-felspar.

The occurrence of beryl together with plagioclase and mica in the pegmatite here in question is therefore, as such, no unexpected phenomenon. The peculiar thing is that we have here evidently to do with a dike whose mineral composition represents only a limited stage of the mineralogical development of a granite pegmatite. The residual solutions from which it has crystallized have been separated from the main pegmatite magma when the K-felspar had for the most part already crystallized. For some reason also the latest component to consolidate, namely the quartz, has likewise not been deposited on the same place as the minerals belonging to the intermediate stage. This may partly be due to the very high content of fluorine in comparison with the concentration of water.

It may be added that the occurrence of beryl in connection with almost exclusively mica and fluorite, resembles the famous occurrence of aquamarine at Adun Tehulong in Transbaikalia. (Cf. e. g. Fersmann p. 157.)

It would be interesting to compare the mineralogical peculiarities of the pegmatite of Uuksu with the mineralogical development at the crystallization of the rapakivi granites and the contact-mineral deposits at Pitkäranta etc. The author however considers it to be advisable to refrain from an investigation of this kind until the association of the pegmatite here in question and the rapakivi granites is definitely ascertained.

L i t e r a t u r e:

- P. Eskola, On the Petrology of the Orijärvi Region etc. Bull. Comm. géol. de Finlande. N:o 40. 1914.
 A. E. Fersmann, Драгоценные и цветные камни СССР. Ленинград, 1925.
 E. H. Kranck, Om en gadolinitförekomst vid Lövböle i Kimito (SW Finland). Acta Acad. Aboensis. Math. et Phys. III, 1924.

- E. Mäkinen, Die Granitpegmatite von Tammela in Finland und ihre Minerale. Bul. Comm. géol. de Finl. N:o 35. 1912.
- W. Ramsay, A. Zilliacus, Monazit von Impilaks, Öfv. af Finska Vet. Soc. Förh. XXXIX, 1897.
- W. T. Schaller, Mineral Replacement in Pegmatites. The American Mineralogist. 12. 59. 1926.
- O. Trüstedt, Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. Bull. Comm. géol. de Finl. N:o 19. 1907.
- W. Wahl, Die Gesteine des Wiborger Rapakivigebietes. Fennia 45, N:o 20, 1925.

ON THE RÔLE OF PRESSURE IN ROCK CRYSTALLIZATION,

by P. ESKOLA,

INTRODUCTION.

In the concluding chapter of his treatise on migmatites and associated rocks (part II)¹ J. J. Sederholm discusses some problems of metamorphism, especially the so-called volume law. He finds that this law does not hold good. In order to determine one's stand on such a statement it is necessary to have an exact idea of what the law in question really means. At the present time in our country confusion would arise if the volume law were considered like the prohibition law, i. e. as a law which actually exists but is not very much obeyed by those concerned, in this case by the metamorphic processes. The question may be put as follows: Is the volume law a true law of nature, or is it not? If such a law exists, then it is, like any other law of nature, being expression of what happens under given conditions, valid without any exception on that domain which it governs. If it is not, the man who has claimed to have found such a law has simply been in error. Sederholm describes the meaning of the volume law by quoting Becke: »He (Becke) — — expressed the idea that the metamorphism of the crystalline schists was largely influenced by the circumstance that the rock masses strive to reach, under the influence of pressure, another chemical equilibrium whereby they assume such a mineral composition that their molecular volume becomes smaller than that of the minerals of the corresponding unmetamorphic rock. According to this so-called volume law there should be a general tendency of the metamorphism caused by pressure to create rocks with an increased specific gravity.» Referring

¹ J. J. Sederholm, On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. II. The region around the Barösundsjärd W of Helsingfors and neighbouring areas. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 77. 1926.

to a »metamorphism caused by pressure» this statement no doubt has the character of a physico-chemical law. It may be more exactly expressed thus: »In a given system within which reversible reactions are possible increase of pressure enlarges the temperature range of stability of that compound or complex whose volume is smaller». This is a law of nature, and when speaking of the volume law we should remember that this is all that it implies.

When Becke and others have stated that the molecular volumes of the minerals of metamorphic rocks are generally smaller than those of the corresponding non-metamorphic igneous rocks, this is no law, but an empirical rule from which there are many exceptions. But if the common fact expressed by this rule is supposed to be a consequence of the volume law, then this is, as appears in the light of what we know at present, a mistake. Becke and Grubenmann made this mistake, but in their days they were not to blame for it. The relations here in question have been cleared up largely by experimental and theoretical, as well as petrographical, work during the last ten or twelve years, and the most enlightening results have been won, not through the research dealing directly with metamorphism, but through investigations on the crystallization and differentiation of igneous rocks. These studies have shown that crystallization at falling temperature brings about reactions which are identical with those occurring at the metamorphism. The shiftings of equilibria due to a fall of temperature are generally parallel in direction to those due to an increase of pressure, among other things calling phases with higher density into existence. This is the reason why thoughts were led to pressure, the supposed influence of which in metamorphism was suggested by the connection of the latter with the mountain folding established somewhat earlier, which had given rise to the doctrine of dynamometamorphism.

Bowen's studies have most of all helped us to understand what happens on the crystallization and recrystallization of rocks. They finally led him to the establishment of the reaction principle, no doubt the greatest achievement in petrology of later times. Niggli's theoretical investigations concerning the enrichment of magmas in volatile substances should be remembered at the same time, and Becke himself has taken active part in the development of the ideas about the parallelism and congruence of magmatic and metamorphic phenomena.¹ Recently Wahl has published a most suggestive paper² intended to explain the rock crystallization and the reaction

¹ F. Becke, Geol. Fören. i Stockholm Förh. 1920.

² Walter Wahl, Fennia 50, N:o 29. 1928.

principle from the movable equilibria in magmas on the basis of the constitution of the aluminosilicates.

Recent development in petrology has resulted in a more uniform point of view in forming conceptions of the magmatic and metamorphic processes of rock crystallization, which are all governed by the same laws. The rôle of pressure, earlier frequently overestimated, has been in most cases found to be an indirect one: under high pressures the volatile substances, or the ichors, as Sederholm prefers to call them, are kept in the magmatic solutions, lowering the temperature of crystallization and reducing the viscosity. Experimental investigation on the direct effect of pressure upon the equilibria has not yet yielded more important results, nor have sufficient determinations of the thermal and elastic properties of rock minerals yet been made to allow of calculation on thermodynamical basis of the shiftings of equilibria under pressure. Meanwhile the most practicable way is a comparative petrographic study. If, in a rock, we find features which cannot be accounted for solely by the presence of volatile components, then the possibility of a direct influence of pressure can be considered.

Sederholm's discussion of the volume law is therefore in part out of date, while in part he goes farther than warranted in denying the influence of pressure in the genesis of the rocks. As it may be useful that the problem is elucidated from different sides, and as some of the ideas to be laid down in the following have not so far been explicitly presented in print, though most of them no doubt are well known to the petrologists, I wish to add some observations to the discussion quoted above.

THE MAGMATIC AND THE METAMORPHIC CRYSTALLIZATION.

It was the discovery of the incongruent melting of clinoenstatite by Bowen and Andersen that gave the clue to the reaction principle. Above 1557° systems close to MgSiO_3 in composition contain forsterite and melt as stable phases, at this point clinoenstatite crystallizes out at the same time as forsterite is eaten up, or re-dissolved. The substance that was earlier forsterite has now become incorporated with the clinoenstatite and may well be spoken of as metamorphosed. The change takes place because the temperature field of stability of forsterite in contact with the corresponding melt has been surpassed. As is well known, this breaking up of olivine, or the Bowen-Andersen effect, plays an exceedingly important rôle in the crystallization of the rocks at the earlier stages of differentiation. At a later stage quite an analogous change takes place in the reaction pair

pyroxene — amphibole: The pyroxene is eaten up and amphibole crystallizes instead of it. This is the uralitization. Still later other changes set in, as the formation of epidote, saussurite, chlorite, and so on. Sometimes these changes proceed to the exhaustion of the earlier magmatic minerals, but more often the changes are arrested at the beginning, because the magmatic solutions become exhausted and, on the other hand, the velocity of the reactions becomes too much retarded owing to the fall of temperature. In principle, these reactions are all alike. The term autometamorphism could just as well be used for the change of olivine into pyroxene, or the analogous change of leucite into potash feldspar, as for the change of anorthite to epidote or the other changes occurring at the last stages of the magmatic crystallization. In any case the term autometamorphism is misleading, for all these alterations of once separated solid minerals are normal events in the course of crystallization of magmatic solutions. As they happen without any change in the pressure conditions, they are clearly caused only by surpassing of the temperature limits of stability of the different minerals, the enrichment in volatile substances being a consequence of crystallization and decrease of the amount of the liquid phase present. If, as Sederholm perhaps means it, autometamorphism be confined to those cases where the volatile substances emanate from the crystallizing magmas into earlier consolidated portions of the same, the case is either essentially identical with that when the volatile substances concentrate in situ, if they are the same substances that had earlier emanated out from the part now being metamorphosed, or, the case is essentially different and should be headed under pneumatolytic contact metamorphism and not under autometamorphism, if the intruding volatile substances are other than those that earlier emanated from the rock mass which is now being metamorphosed.

In the metamorphic processes proper there occur all the same reactions as during the last stages of the magmatic crystallization, i. e. formation of amphiboles at the expense of pyroxenes, epidote at the expense of anorthite, chlorite at the expense of biotite or pyroxene, and serpentine or talc at the expense of magnesium silicate minerals. To explain the genesis of these minerals it is evidently sufficient to assure that their recrystallization has taken place at temperatures lower than that of the magmatic crystallization of the primary minerals, and within the same temperature range as the crystallization of the deuteritic minerals in the igneous rocks.

There are some minerals characteristic of metamorphic rocks that are rarely if at all found as constituents of igneous rocks, such

as staurolite, andalusite, lawsonite, glaucophane. Their non-occurrence in igneous rocks may be in part due to their peculiar composition which does not often give them chances of individualization from magmas, but they are no doubt low-temperature minerals whose range of stability lies under the temperatures of the ordinary magmatic crystallization. The sporadic occurrence of staurolite¹ in some pegmatites and granitic migmatites is characteristic.

Harker² has advocated the idea that many minerals of the crystalline schists are stress minerals, called into existence by the influence of unequal pressure, or stress. He therefore regards stress as a factor of metamorphism comparable with temperature and hydrostatic pressure. As shown by Johnston and Niggli in their well-known paper,³ stress may give rise to specific minerals which cannot attain true equilibria so long as the pressure remains unequal. In practice it is, however, exceedingly difficult to identify those minerals that could not at all have originated under hydrostatic pressure alone. The above-mentioned occurrence of staurolite in pegmatite, as well as other comparable occurrences (in quartz veins etc.), is an instance where stress action can scarcely be inferred. Other alleged stress minerals, like anthophyllite, garnets, etc., may be likewise found under similar circumstances in non-stressed rocks. The stress minerals have originated under differential movements of rock masses, and an important side of the stress action consists in the mechanical agitation of those heterogeneous systems, the rocks, whereby the velocity of the reactions is increased and the chemical activity thus intensified. It would therefore be difficult to disprove the assumption that the specific action of stress upon the mineral formation mainly consists in helping reactions to take place and minerals to originate at temperatures so low that these changes would not happen in the absence of differential movements in rocks.

INFLUENCE OF PRESSURE UPON THE CRYSTALLIZATION OF MINERALS.

General statements.

According to the volume law pressure favors the formation of the metamorphic minerals in those cases where their formation implies a saving of volume. This influence, contrary to the statement

¹ W. H. Collins. Canada Geol. Survey Mem. 143, p. 87. 1925.

² A. Harker, Quart. Journ. Geol. Soc. vol. LXXIV. 1918. Cf. A. Harker, Fennia 50, N:o 36. 1928.

³ J. Johnston and P. Niggli, Journ. Geol. XXI. 1913.

of Sederholm (p. 123), is independent of whether the recrystallization takes place in situ, i. e. by transformation of different forms of one and the same compound, or by the interaction of several constituents, even if this interaction be mediated by solutions. The higher the pressure, the higher is the temperature limit to which the transformation point is displaced, and the greater are the chances for a mineral of this kind to originate. As the lowering of temperature has generally the same effect as the increase of pressure, it is often difficult or impossible to tell what is ascribable to the one or the other of the above factors, but as it is now apparent that the fall of temperature alone calls the specific metamorphic minerals into existence, there is no necessity of assuming increase of pressure in cases like those of uralitization, epidotization, chloritization, or serpentinization, although pressure is favourable to them all, their genesis being followed by a saving of volume, with the possible exception of the uralitization (cf. below). But there are other minerals consisting of quite common chemical compounds which nevertheless are not formed in the most common igneous rocks, not even at the latest stages. To them belongs the disthene, a compound which ordinarily crystallizes in other forms, either as sillimanite or andalusite, the former according to the petrographical evidence being the higher and the latter the lower temperature form. Of the same kind are jadeite, mostly present as isomorphic mixtures with diopside, and the pyropic garnets. These and the disthene are the eclogite minerals. As they are not proved low temperature minerals (the bulk of evidence goes to prove the contrary, cf. below) and as they all, and still some other accompanying minerals, have quite extraordinarily high densities, there can hardly be found for them any other *raison d'être* than an exceptional pressure during their formation.

The Granulites and Eclogites.

As to the garnets, it has been unfortunate for our understanding of them, that the different species of this group are so alike in their characters that, up to the present day, they have commonly been dealt with as one and the same thing, although they are chemically very far one from the other, and especially show greatly different behaviour in their mode of occurrence. This can only mean that they require different physical conditions of origin. I have especially investigated the different modes of occurrence of almandite and the pyropic garnets.¹ As the facts described are of prominent importance

¹ P. Eskola, Norsk geologisk Tidsskrift, vol. VI, 1921. Videnskaps-selskabet's Skr. Mat.-nat. Klasse N:o 8. 1921.

for the problem of the rôle of pressure I shall here summarize some main features and, besides, describe some of my recent observations concerning the mode of occurrence of the garnets in the granulites of Lapland, these now established facts pointing beyond expectation in the same direction as the earlier results.

Almandite with a little pyrope and grossularite admixed is the most widely distributed species of garnet in the granites, gneisses, migmatites, mica schists, phyllites, amphibolites, and hornblende gabbros. The almandite may be characterized as a mineral that crystallizes from magmas of appropriate composition, sufficiently rich in iron, at low temperatures during the last stages of consolidation. Undoubtedly a considerable enrichment in volatile components is required to enable the crystallization to proceed thus far. The genesis of almandite mostly, takes place earlier than that of epidote, and even somewhat earlier, though not much, than the change of pyroxene into amphibole. In sedimentogeneous rocks the almandite is formed through metamorphic recrystallization within a likewise low temperature ranges, not being met with in contact-metamorphic hornfelses.

According to my experience (measurements by Mr. E. Norden-svan and myself) the garnets in different rocks in the Archæan of Southern Finland, as in granites (e. g. from Turku and Helsinki), cordierite-anthophyllite rocks, amphibolites, cummingtonite amphibolites, gneisses, and migmatites, never show a refractive index lower than 1,795. This means that they do not contain more than 30 mol. per cent pyrope. In the granulite series of Lapland, on the other hand, the rocks varying from ultra acid granulites to garnet norites contain garnets of a surprisingly constant composition, as shown by three chemical analyses and a great number of measurements of the refractive indices, which invariably showed values between 1,775 and 1,785 corresponding to variations in composition between 55 and 47 per cent pyrope. The chemical environment and the range of the chemical variation in the Archæan formations of Southern Finland and Lapland are very much alike. Both formations include rocks rich in magnesia in which chances for the crystallization of pyrope should be the best possible. Concerning the accompanying minerals the granulite series differs from garnet-bearing rocks of Southern Finland in such a direction that they may be characterized as being intermediate between the latter and the rocks of the eclogite facies. As the said difference in the composition of the garnet in the granulites is accompanied by the occurrence of other comparatively dense minerals, as rutile and, in the Saxonian

and the Waldviertel granulites, disthene, which are both also characteristic of the eclogites, the idea is likely to suggest itself that the differences between the rocks of the granulite facies, as we are fully justified to call this series, and the common almandite-bearing Archaean granites investigated are due to different pressures during their crystallization.

Here one may insert the question: But what about the confessedly most important factor, temperature? What is its rôle in this case? Here we have once more to return to the volatile components, to find some indication of a geological thermometer. The typical minerals of the granulites are all waterfree excepting the hornblende granulites and the biotite-bearing granulites which are, as a mineral facies, to be separated from the granulite facies. The differentiation of the granulite series has rendered products varying from a peridotitic and noritic composition down to the composition, say: 42 % quartz, 20 % microcline, 25 % albite-oligoclase, 13 % almandite-pyrope with a little rutile (granulite from Ivalo, 5 km west of Kullala), or: 31 % quartz, 30 % microcline, 35 % oligoclase, 4 % almandite-pyrope with a little sillimanite (granulite from Kakslauttanan, Saariselkä), without any hydrated mineral occurring in them. Consequently there must be in question a very »dry magma». The granulites have crystallized under overthrust movements, as their texture and tectonics clearly indicate, and this is apparently the reason why the granulite magma has become dry: The rest solutions have been squeezed away before crystallization was complete.¹

Thus the crystallization of the granulites has been arrested at an earlier stage, i. e. at a higher temperature than that of the ordinary garnet-bearing granites and pegmatites. The different composition of the garnets might be solely due to this circumstance. But there are two quite different facts not accounted for by this explanation: 1. There exist, in the granulite formation also, garnet-bearing pegmatitic portions, laanilites etc., whose crystallization has apparently proceeded at almost equally low temperatures to that of the South-Finnish pegmatites, and yet they contain magnesia-rich garnets. 2. Rocks of identical composition when consolidated at comparatively high temperatures but under no specially high

¹ Cf. Arthur Marchet, T. M. P. M. Bd. 39. 1928.

In the summer of 1927 I had the opportunity of communicating views with Dr. Marchet during an excursion to the Lower Austrian Waldviertel, and it was a great pleasure for me to find that our ideas, though developed through the study of different areas, concerning the »dryness» of the granulite magma and its effects on the mineral development were in good agreement.

pressure, as effusives, or hypabyssal, or even abyssal rocks of the gabbro facies, contain no garnet, but instead possibly cordierite. There seems to be no escape from the conclusion that an exceptionally high pressure is in part responsible for the specific mineral composition of the granulites.

I have been led to the conclusion that the granulites of Lapland belong to a differentiation series whose members have a primary mineral composition, the successive crystallizations having been separated as sheet-shaped rock masses, mainly by means of squeezing, at the overthrust movements. Their chief minerals, viz. quartz, feldspars, and garnet, are the primary constituents, there being no relics whatsoever from still earlier stages. This circumstance should not by any means be interpreted as a proof that no other solid phases had pre-existed; what it proves, is that the present minerals derive from a very complete crystallization. It might have been a complete recrystallization, but all circumstances taken into account prove that the present set of minerals has originated at the primary crystallization differentiation. Many varieties of granulites and related rocks (laanilite) have a peculiar chemical bulk composition due to a prominent percentage of garnet. Differentiation in this case means the separation of crystals, the composition of the product of differentiation depending on that of the minerals crystallized. — The rocks of the granulite series possess a very well developed granular texture that is much like the metamorphic granoblastic texture of metamorphic rocks.

The eclogites and the rocks accompanying them (garnet gabbros, olivine-pyrope rocks) show still higher pyrope contents in their garnets than the rocks of the granulite series of Lapland. According to my investigation, the eclogites of Norway have a mineral composition originated at the magmatic crystallization; no relics of still earlier minerals have been observed. Sederholm, in his tendency to deny my line of reasoning, makes a fatal mistake in remarking that the metamorphic features present in the Norwegian eclogites, such as kelyphitic intergrowths of minerals etc., should point to a metamorphic origin, overlooking the fact that these are posterior changes which have attacked the earlier eclogite minerals, viz. pyrope garnets and omphacite.

Eclogites are devoid of hydrated minerals. Becke and Grubermann regard this, justly in my opinion, as an evidence of high temperature of crystallization. The close connection of the eclogites and the olivine rocks proves the same, as the latter were the very first to separate out at the differentiation.

The arguments in favour of the high-pressure-rock nature of the eclogite cannot be given in full here, but I feel certain that the reader, if he is familiar with my earlier papers on the mineral facies and on the Norwegian eclogites, will find this hypothesis — it is admittedly nothing more than a hypothesis — well founded upon facts. If some day another explanation will be found more satisfactory, this explanation will not, at any rate, depend solely on the »ichors» of Sederholm.

Uralitization.

As to the uralitization, Sederholm refers to my earlier investigation on this subject and quotes quite correctly my conclusion, (p. 121) »that the result decidedly proves that the formation of the amphiboles is not controlled by the so-called volume law, as defined by Becke». This leaves undecided whether or not the uralitization takes place against the volume law, i. e. whether the amphibolic product is lighter or heavier than the pyroxenic educt was under the conditions of the conversion. My determinations and calculations only prove that the present density of the amphibolic rocks is in most cases decidedly lower but in some cases decidedly higher than that of a chemically identical pyroxenic rocks. As Sederholm remarks (p. 122), there is some uncertainty in my method of determining the densities of the pyroxenic rocks by calculating the normative densities, and it would be preferable to make the comparisons in areas where some parts of the same formation are metamorphic while others have remained unchanged. But when Sederholm thereafter gives determinations of the densities of two such rocks and finds the amphibolic rock to have a lower density, this result has no value whatever in this connection, as no analyses are given to prove their chemical identity. Normative densities were, as far as I know, for the first time calculated by me in the paper quoted by Sederholm, and later they have been used with great advantage by Washington in his statistical studies on the relations existing between the densities of rocks and the elevations. It has been established that the possible errors of this method are smaller than the differences in density between the amphibolic and pyroxenic rocks found by me. The results are therefore conclusive.

When I wrote the paper in question, in 1915, the reaction principle had not yet been worked out, and it is therefore no wonder that I made great efforts to reconcile the uralitization with the volume law, as this was then conceived. To day there is no difficulty in understanding this process, as it has become evident from the facts that the amphiboles are stable at lower temperatures than the

pyroxenes. No observation speaks against this. In my earlier paper I stated, on the other hand, that it is an indisputable fact, corroborated by all petrographic experience, that the formation of the amphiboles is favoured by high pressure. This fact is now equally well understood as a consequence of the lowering of the temperatures of crystallization caused by the presence of volatile substances whose concentration may increase proportionally with pressure. The higher the pressure, the lower is the temperature of the last crystallization, and the more successive reactions may possibly set in among the minerals.

Now, Sederholm may remark to this with his words on page 123: »The writer (Sederholm) concludes that water (of course of higher temperature) had been a main agent in the metamorphism.» In another place (p. 126) he speaks of »autometamorphic changes which were due rather to the influence of mineralizers emanated from the magma» and still further (p. 128) »the metamorphic changes are not due so much to pressure as to the influence of those solvents —». On p. 126 he says: »In general, when grouping the minerals of the metamorphic rocks, it seems necessary to take into consideration not only the indications they give about temperature (»geological thermometers») and pressure (»geological barometers») but also the presence of water and other solvents (what may be called »geological hygrometers»). — As appears from these quotations, Sederholm seems to ascribe to the water, or the »solvents», a similar rôle in the control of the chemical equilibria as to temperature and pressure. This would mean attributing to them some mystic powers, unknown in the physical world. Such a view is not consistent with the cardinal principles of physical chemistry which, after all, govern the changes taking place in rocks. On the other hand, it is not true, as Sederholm seems to think, that »the physico-chemical school» of petrologists have underrated the importance of water. This is, however, of quite another nature than that of the determining factors, temperature and pressure.

In synthetic work chemical equilibria are attainable in anhydrous mixtures below, though near, the temperature of incipient melting, but below, say, 1 200° C it is, in silicates, generally a hopeless task to try to attain equilibrium without the use of mineralizers. In nature the crystallization of rocks has proceeded exclusively within those lower ranges of temperature, and we know that water has been present during the crystallization of rocks. In metamorphic (and »autometamorphic») crystallization the presence of water is a *conditio sine qua non* for two different reasons: Firstly, most of the

recrystallizing minerals are hydrated, and secondly, recrystallization would not happen, or it would be too slow, if no solvent were present. By dissolving some of the minerals the solvent acts like a catalytic agent, and it influences the kind of the crystallizing product only in so far as it enters into the composition of the latter, and in this respect it behaves exactly as the other components present. At the ranges of temperature not too high the presence of mineralizers makes it possible to reach equilibrium but it does not, more than any other component, determine the character of equilibrium, the stability of existing solid phases, or the inversion points of solids. All this is controlled solely by temperature and pressure.

The rock-forming hydrated silicates, even the amphiboles, are not yet accessible to experimental study. Some analogies could be found among other compounds (salts) investigated, but it is also perfectly safe to use microscopical observation of rocks for guidance and the conversions known from experimental research for analogy, for picturing how the conversion of augite to hornblende takes place in a crystallizing magma. Under a given pressure, the pyroxene is, above a definite temperature, stable in contact with the magma which contains dissolved water. At that definite temperature, the amphibole begins to separate out at the same time as the pyroxene begins to redissolve. There is of course no break in the change of concentration of water which is all the time being gradually increased in the residual magma as crystallization proceeds. The presence of water, though indispensable for the process of reaction as oil is indispensable for the running of a machine, did not cause this new event in the history of the crystallization of that particular magma; the cause was the passage of the magma into that temperature range where the amphibole has its stable existence. In the same way such a reaction may be caused by change of pressure at a constant temperature, if any change of volume attends the reaction.

Sederholm finally criticizes my mineral facies conception. In my opinion he has not been able to furnish any conclusive evidence against its application. His points of view in matters connected with these problems are apparently altogether different from mine. Therefore, and as I am preparing a paper on the recent development of the mineral facies classification, I shall not here enter into a discussion of his polemics, but meanwhile refer to what I have written earlier on the principles of this conception, on true and false equilibria in rocks, on stable and unstable relic and posterior products.

- 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 havets utbredning i Södra Finland, af WILHELM RAMSAY, jemte Bihang 1 och 2 af VICTOR HACKMAN och 3 af J. J. SEDERHOLM. Med en karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. 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 kändedomen 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 torfmossar och fossila kvartärflora, af GUNNAR ANDERSSON. Med 21 figurer i texten och 216 figurer å 4 taflo. 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 Ijolithmassiv 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 taflo 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 taflo. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Feno-Scandia. 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.

N:o 21.	Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 6 taflor. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. Juni 1907....	50: —
N:o 22.	Granitporfyr 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 taflor, en planteckning, en geologisk öfversiktskarta öfver Fennoskandia och 11 figurer i texten. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia. With 8 plates, a coloured plan, a geological sketch-map of Fenno-Scandia and 11 figures. Juli 1907	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-Öjen 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 taflor. Résumé en français: Études 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.

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 Orijärvi-traktens 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 ALIIO. 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 prekambrika 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 Pelling 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 Kakskerta 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 jätulischen 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 Otravaargebietes 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 Nordfinnland, 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 Barösundsfjärd 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 Nordkarelien, Finland, von MATTI SAURAMO. Mit 8 Figuren im Text; 11 Figuren, 1 Karte und Profildiagramm auf 7 Tafeln. Juni 1928.....	15:—
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, I. 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:—

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 Sällskapets medlemmar.

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

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

Geologiska Sällskapets 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.