

SUOMEN GEOLOGINEN  
TOIMIKUNTA

|| GEOLOGISKA KOMMISSIONEN  
I FINLAND

---

---

**BULLETIN**  
DE LA  
**COMMISSION GÉOLOGIQUE**  
**DE FINLANDE**

N:o 104

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

VIII

AVEC 33 FIGURES DANS LE TEXTE ET 7 PLANCHES

---

---

HELSINKI — HELSINGFORS  
MAI 1934

---

Tekijät vastaavat yksin kirjoitustensa sisällyksestä.

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatser 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 104

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

VIII

AVEC 33 FIGURES DANS LE TEXTE ET 7 PLANCHES

— — — — —  
HELSINKI — HELSINGFORS  
MAI 1934  
IMPRIMERIE DE L'ÉTAT



SISÄLLYSLUETTELO. — INNEHÅLLSFÖRTECKNING. —  
SOMMAIRE.

	Siv.
JÄSENLUETTELO — MEDLEMSFÖRTECKNING — LISTE DES MEMBRES, 31. XII. 1933 .....	4
SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1933 .....	5
GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1933 ..	5
ACTIVITÉ DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1933 ....	5
KOKOUKSIA — MÖTEN — SÉANCES, 1933 .....	8
KIRJOITUKSIA — UPPSATSER — ARTICLES .....	11
W. J. McCallien, Metamorphic Diffusion .....	11
Matti Sauramo, Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. Vorläufige Mitteilung .....	28
Kurt Lupander, Sedimentformationen på Fiskarhalvön (with an English Summary) .....	89
E. H. Kranck, The South Antillean ridge .....	99
Th. G. Sahlstein, Zur Metamorphose in dem reziproken Salzpaar (Na <sup>+</sup> , K <sup>+</sup> ) — (Cl <sup>-</sup> , JO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ) .....	104
Pentti Eskola, Über die Bottenmeerporphyre .....	111
V. Tanner, Tre visten i Petsamo från den epipaleolitiska stenåldern på Varangerfjordens södra strand samt några supplerande iakttagelser beträffande de postglaciala nivåförändringarna (Résumé en français)	128
Pentti Eskola, Prehnite Amygdaloid from the Bottom of the Baltic ..	132
Pentti Eskola, A Note on Diffusion and Reactions in Solids .....	144

SUOMEN GEOLOGINEN SEURA.  
GEOLOGISKA SÄLLSKAPET I FINLAND.

JÄSENLUETTELO, 31. XII. 1933.—MEDLEMSFÖRTECKNING, 31. XII. 1933.

— LISTE DES MEMBRES, 31. XII. 1933.

Kirjeenvaihtajajäseniä. — Korresponderande ledamöter. — Membres correspondants.

Vendl, A., Prof. Dr., Rezeda útca 7, Budapest.  
Öpik, Ar., Prof. Dr., Aia t. 46, Tartu.  
Wegmann, C. Eugen, dr. sc., Villa Bocksriet, Schaffhausen.  
Magnusson, Nils H., fil. dr., S. G. U., Stockholm 50.

Jäseniä. — Ledamöter. — Membres.

Aario, Leo, fil. toht., Hämeenlinna.  
Aarnio, B., prof., Bulevardi 29, Helsinki.  
Ant-Wuorinen, Jalo, fil. toht., Tekn. Korkeakoulu, Helsinki.  
Argand, Emile, prof., Lab. de géologie de l'Université, Neuchâtel.  
Aschan, Johs, bergsing., Estnäsgr. 12, Helsingfors.  
Auer, Väinö, prof., Fredrikink. 66 B, Helsinki.  
Aurola, Erkki, fil. maist., Kapteenink. 26 C, Helsinki.  
\*Backlund, H. G., prof., Univ. geologiska institution, Uppsala.  
Backman, A. L., fil. dr., St. Robertsg. 8, Helsingfors.  
\*Barbour, George, B., prof., 438 West 116th Street, New York City.  
Blankett, Hugo, bergsråd, Myntg. 1, Helsingfors.  
Borgström, Leon. H., prof., Museig. 3, Helsingfors.  
Brander, G., fil. mag., Apollog. 15, Helsingfors.  
Brenner, Th., fil. dr., Grankulla.  
\*Bruce, E. L., prof., Queen's University, Kingston, Ont., Canada.  
\*Bütler, H., Dr., Tobelweg 8, Schaffhausen.  
Collet, Leon W., prof., Lab. de géologie de l'Université, Genève.  
Dellwik, Bernt, gruving., 60 H Ygbergs väg, Stockholm, Äppelviken.  
\*Ebert, Heinz, Dr., Sächs. Geol. Landesamt, Talstr. 35, Leipzig CI.  
Enwald, Olavi, tekn. yliopp., Fredrikink. 66 B 21, Helsinki.  
Eskola, Pentti, prof., Tehtaank. 7 E, Helsinki.  
Fisch, Chr. W., Dr., Schaffhauserstr. 13, Neuhausen, Schweiz.  
Gevers, T. W., Dr., P. O. Box 401, Pretoria.  
Granö, J. G., prof., Kristiinank. 1, Turku.  
Grönros, Y., ins., Väinö Stoolink. 3 A, Helsinki.  
Haapala, Paavo, fil. maist., Teknillinen Korkeakoulu, Helsinki.  
Hackman, V., fil. dr., Parkg. 5, Helsingfors.  
Hausen, H., prof., Åbo Akademi, Åbo.

Hellaakoski, Aaro, fil. toht., Museok. 34 A, Helsinki.

Hellström, Helvi, fil. maist., Pori.

\*Homma, Fujio, prof., Imperial University, Kyoto.

Hyypää, Esa, fil. toht., Yliopiston geologinen laitos, Helsinki.

Järnefelt, O., fil. maist., Bernhardink. 5 A, Helsinki.

Kahlson, Torsten, stud., Fredriksg. 77 A 18, Helsingfors.

Kalajoki, Reino, fil. maist., Mechelinink. 24 A 13, Helsinki.

Kilpi, Sampo, fil. maist., Kruunuhaank. 1 B, Helsinki.

Kivekäs, Eero, fil. maist., Yhteiskoulu, Kannus.

Kivinen, Erkki, maat. toht., Bulevardi 29, Helsinki.

Kokkonen, P., fil. toht., Fredrikink. 12, Helsinki.

Korvenkontio, V. A., fil. maist., Korkeasaari, Helsinki.

Kranck, E. H., fil. dr., Engelplatsen 5, Helsingfors.

\*Laitakari, Aarne, fil. toht., Teknillinen Korkeakoulu, Helsinki.

Lehmann, Wlad., prof., Hydr. Byrån, Unionsg. 26, Helsingfors.

Leiviskä, I., prof., Museok. 9, Helsinki.

\*Lokka, Lauri, fil. toht., Turuntie 37 A, Helsinki.

Lukkala, O., prof., Fredrikink. 62, Helsinki.

Lupander, Kurt, fil. mag., Aurorag. 13 B, Helsingfors.

Metzger, A. A. Th., fil. dr., Soanlahti.

\*Mikkola, Erkki, fil. toht., Geologinen Toimikunta, Helsinki.

\*Mineralogisch-petrologisches Institut d. Universität, Bernoullianum, Basel.

Mäkinen, Eero, fil. toht., Outokumpu.

Nordenswan, Einar A. O., fil. maist., Runebergink. 17 A, Helsinki.

Nordin, Valter, dipl.-ing., Geologiska Kommissionen, Helsingfors.

Palmunen, M. K., dipl.-ins., Pursimiehenk. 5 A 23, Helsinki.

Pehrman, G., fil. dr., Åbo, Akademi, Åbo.

Renvall, Åge, stud., Esbo.

Ryselín, W., ins., Aleksis Kivenk. 17 C, Helsinki.

Sahlstein, Th. G., yliopp., Vironk. 1 B, Helsinki.

Saksela, Martti, fil. toht., Tempelik. 21, Helsinki.

Salminen, Antti, fil. maist., Bulevardi 29, Helsinki.

Sauramo, Matti, prof., Tunturik. 4, Helsinki.

Savolainen, E., fil. maist., Karihaara.

Sederholm, J. J., prof., Fredriksg. 39, Helsingfors.

\*Soikero, J. N., geol., Orimattila.

Sundell, I. G., dir., Grankulla.

Suominen, Eero E., fil. maist., Fredrikink. 18 B, Helsinki.

Svahn, B., tekn. yliopp., Kuopio.

Tanner, V., prof., Grankulla.

Teittinen, Toini, yliopp., Kajaani.

Toivonen, N. J., prof., Vironk. 11 B, Helsinki.

Törnqvist, K. H., ins., Outokumpu.

Wahl, W., prof., Mariég. 7, Helsingfors.

\*Wilkman, W. W., fil. maist., Pietarink. 2 C, Helsinki.

\*Väyrynen, Heikki, fil. toht., Tempelik. 13, Helsinki.

Vakinaiset jäsenet on merkitty tähdellä (\*).

Ständiga medlemmar äro angivna med stjärna (\*).

Les membres à vie sont marqués d'un astérisque (\*).

## SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN TOIMINTA VUONNA 1933.

Geologisella Seuralla on v. 1933 ollut 10 kokousta, joissa pidettiin 14 esitelmää. Puheenjohtajana on toiminut prof. L. H. Borgström, sihteerinä allekirjoittanut.

Seuraan on valittu uudeksi kirjeenvaihtajajäseneksi toht. Nils H. Magnusson Ruotsista, sekä muina uusina jäseninä seuraavat henkilöt: maist. E. Kivekäs, toht. T. W. Gevers (Etelä-Afrikka), yliopp. Toini Teittinen, maist. Erkki Aurola, maist. Sampo Kilpi, tekn. yliopp. B. Svahn ja toht. Heinz Ebert (Saksa). Maalisk. 4 p:nä kuoli Seuran työn harras kannattaja ja sen entinen jäsen, toht. Julius Ailio.

Seuran julkaisuja on vuoden aikana ilmestynyt 2 nidettä, kuudes, jossa on 118 sivua, ja seitsemäs, jossa on 48 sivua. Painatustöitä varten on saatu vakinaista avustusta 7 000 markkaa ja ylimääräistä 10 000 markkaa.

Toukok. 14 p:nä Seura järjesti retkeilyn Helsingin itäiseen saaristoon toht. E. H. Kranckin johdolla.

---

## GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND VERKSAMHET ÅR 1933.

Geologiska Sällskapet har under året 1933 sammanträtt 10 gånger, varvid 14 föredrag hållits. Som ordförande har fungerat prof. L. H. Borgström, som sekreterare undertecknad.

Till ny korresponderande medlem i Sällskapet har invalts dr. Nils H. Magnusson från Sverige, samt följande personer till nya medlemmar: mag. E. Kivekäs, dr. T. W. Gevers (Sydafrika), stud. Toini Teittinen, mag. Erkki Aurola, mag. Sampo Kilpi, tekn. stud. B. Svahn och dr. Heinz Ebert (Tyskland). Den 4 mars avled den varma gynnaren av Sällskapets arbete och dess förra medlem, dr. Julius Ailio.

Av Sällskapets meddelanden ha tvänne band utkommit under året: det sjätte, som innehåller 118 sidor, och det sjunde, innehållande 48 sidor. Som ordinarie tryckningsanslag har beviljats 7 000 mark och som extra anslag 10 000 mark.

Den 14 maj anordnade Sällskapet en excursion till Helsingfors östra skärgård under ledning av dr. E. H. Kranck.

---

## ACTIVITÉ DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1933.

En 1933, la Société géologique a tenu 10 réunions dans lesquelles on a prononcé 14 conférences. Les fonctions de Président ont été exercées par M. le Prof. L. H. Borgström, celles de secrétaire par le soussigné.

Ont été reçus: en qualité de membre correspondant, le Dr. Nils H. Magnusson, de Suède; en qualité de membres, MM. E. Kivekäs, licencié, le Dr.

T. W. Gevers (Afrique du Sud), Mlle Toini Teittinen, étudiante, MM. Erkki Aurola, Sampo Kilpi, licenciés, B. Svahn, étudiant, et le Dr. Heinz Ebert (Allemagne). Le 4 mars, mourut le Dr. Julius Ailio, docteur ès sciences, soutien dévoué de notre Société dont il fut membre.

Deux volumes des publications de la Société ont paru durant l'année: le sixième, comptant 118 pages, et le septième, avec 48 pages. Pour les travaux d'impression, on a reçu un subside ordinaire de 7 000 marcs et un subside extraordinaire de 10 000 marcs.

Le 14 mai, la Société organisa une excursion dans l'archipel oriental de Helsinki, sous la direction de M. le Dr. E. H. Kranck.

Vuoden 1933 lopussa Seuran taloudellinen asema oli seuraava:

I slutet av året 1933 var Sällskapets ekonomiska ställning följande:

À la fin de l'année 1933, la situation de la Société était la suivante:

Saldo 1932 .....	18 256: 85
Painatusmääräraha — Tryckningsanslag — Credit pour l'impression	17 000: —
Korkoja — Räntor — Intérêts .....	1 041: 90
Ylipainoksia — Separattryck — Tirages à part des C. R. ....	613: —
Jäsenmaksuja — Medlemsavgifter — Cotisations .....	3 125: —
Summa Smk. — Fmk.	40 036: 75

Painatuskustannukset — Tryckningskostnader — Frais de l'impression .....	20 631: 35
Kokoukset — Sammanträden — Séances .....	449: 25
Kirjeenvaihto — Korrespondens — Correspondance .....	470: —
Sähkösanomia — Telegram — Télégrammes .....	164: 25
Edustus — Representation — Frais de représentation .....	200: —
Käännöksiä ja kielentarkastuksia — Översättningar och språkgranskningar — Traductions et rectifications des manuscrits	650: —
Esitelmäpalkkio — Arvode för föredrag — Honoraire pour une conférence .....	500: —
Toimistomenoja — Expeditionsutgifter — Frais du bureau .....	130: 50
Saldo vuodelle — för året — pour l'année 1934 .....	16 841: 40
Summa Smk. — Fmk.	40 036: 75

Helsinki — Helsingfors

12. 1. 1934.

In fidem

E. Mikkola.

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN KOKOUKSET VUONNA 1933. —  
GEOLOGISKA SÄLLSKAPETS I FINLAND MÖTEN UNDER ÅRET 1933.  
— SÉANCES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE EN 1933.

28. I.

*Dr. E. H. Kranck:* Syd-Antillerbågen. — L'arc des Antilles du Sud. Se sid. — Voir p. 99.

*Toht. H. Väyrynen:* Petsamontunturien geologisesta rakenteesta. — Sur la structure géologique des montagnes dites Petsamontunturit.

Esitelmän sisällys julkaistaan piakkoin. — La conférence sera publiée dans un des prochains numéros du Bull. Comm. géol. Finlande.

*Maist. A. Salminen* selosti kokeitaan, joita oli tehty rantakivien kuluminopeuden määrittämiseksi luonnossa. — *M. A. Salminen* décrit les expériences qu'il a faites pour déterminer la vitesse de l'usure durant l'arrondissement des galets.

16. II.

*Prof. J. J. Sederholm:* Berggrunden i Åländska skärgården. — Les roches anciennes des Iles d'Åland.

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

*Prof. P. Eskola* selosti hänen ja maist. O. Järnefeltin yhdessä suorittamia, Suomen kondrodiitteja koskevia tutkimuksia. Työtä jatketaan ja tulokset julkaistaan lähiaikoina. — *M. P. Eskola* rendit compte des recherches concernant les chondrodites de Finlande qu'il a faites en collaboration avec M. O. Järnefelt. Le travail se continue et le résultat en sera publié bientôt.

9. III.

*Mag. G. Brander:* Doppleritfynd i Haapamäki. — Une trouvaille de dopplérite à Haapamäki.

G. Brander, Über den Dopplerit von Haapamäki in Finnland. C. R. Soc. géol. Finlande, VI, Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 101, 1933.

*Prof. L. H. Borgström:* Meteoritfallens frekvens. — La fréquence des chutes de météorites.

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

*Toht. A. Laitakari* esitti tiedonannon synteettisistä jalokivistä. — *M. A. Laitakari* fait une communication sur des pierres précieuses synthétiques.

*Prof. P. Eskola* selosti hänen ja yliopp. H. Vuoriston geologisen laitoksen laboratoriossa yhdessä suorittamia pommikokeita, joissa anortsi oli onnistuttu muuttamaan albiitiksi. Kokeita jatketaan ja tulokset julkaistaan myöhemmin. — *M. P. Eskola* rendit compte des expériences faites par lui et par

M. H. Vuoristo dans le laboratoire géologique avec des bombes où ils avaient réussi à transformer l'anorthite en albite. Le travail se continue et le résultat sera publié plus tard.

30. III.

*Prof. P. Eskola:* Kiderakenneteorian peruskäsitteistä. — Les éléments de la théorie de la structure cristalline.

Esitelmöitsijä esitti alaa varten luomansa suomenkielisen terminologian. — Le conférencier résuma la terminologie finnoise qu'il avait créée pour ces études.

*Prof. L. H. Borgström:* Silikaternas kristallstruktur. — La structure cristalline des silicates.

Föredragaren refererade de nyligen utkomna arbetena av Bragg och Machatschki. Referatet ingår i Finska Kemistsamfundets meddelanden, Årg. 1933. — Le conférencier résuma les oeuvres de Bragg et de Machatschki récemment parues. Le résumé est publié dans les Finska Kemistsamfundets meddelanden, Årg. 1933.

10. IV.

*Prof. D. I. Muschketov:* Geomorphologische und seismotektonische Übersicht Zentral-Asiens. |

11. V.

*Toht. Martti Saksela:* Jussaaren seudun rautamalmeista. — Sur les minerais de fer de l'île de Jussarö.

Esitelmä julkaistaan myöhemmin. — La conférence sera publiée plus tard.

*Toht. Esa Hyypä:* Karjalan kannaksen seudun myöhäisglasialisesta ilmastosta. — Sur le climat de la fin de l'époque glaciaire dans l'Isthme de Carélie.

Esa Hyypä, Das Klima und die Wälder der spätglazialen Zeit im Bereich der Karelischen Landenge. Acta Forestalia Fennica 39, 1933.

*Toht. E. Mikkola* esitti mittakaavaan 1 : 100 000 tehdyn luonnoksen Suomen geologisen yleiskartan Sodankylän ja Muonion karttalehtiä varten. — *M. E. Mikkola* exposa la partie de la carte géologique générale de Finlande comprenant les feuilles de Sodankylä et de Muonio à l'échelle 1 : 100 000.

2. IX.

*Prof. M. Sauramo:* Myöhäisglasialisia muodostumia Lounais-Hämeessä. — Sur les dépôts de la fin de l'époque glaciaire dans la Tavastie du Sud-Ouest.

Esitelmän sisällys julkaistaan lähiaikoina Fenniassa. — Le contenu de la conférence sera publié dans le Bulletin dit Fennia.

*Prof. P. Eskola:* Tuhat Latvian irtokiveä. — Mille blocs glaciaires de la Lettonie.

Pentti Eskola, Tausend Geschiebe aus Lettland. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A, Tom. XXXIX, N:o 5, 1933.

23. XI.

*Fil. dr., bergsing. H. von Eckermann:* Loosfältets geologiska byggnad. — Sur la géologie de la région de Loos (Helsingland, en Suède).

30. XI.

*Prof. M. Sauramo:* Finiglasialiset rannansiirtymiset Lounais-Suomessa. — Les mouvements des lignes de rivage fini-glaciaires en Finlande du Sud-Ouest. Kts. siv. — Voir. p. 28.

*Toht. H. Väyrynen:* Kiisumalmien mineraliparagenesiksesta. — La paragenèse des pyrites.

Esitelmä julkaistaan aikauslehdessä: — La conférence sera publiée dans le Bulletin: Zeitschrift für praktische Geologie.

14. XII.

Toimitettiin virkailijain vaalit vuodelle 1934, jolloin valituiksi tulivat: puheenjohtajaksi prof. M. Sauramo, varapuheenjohtajaksi toht. E. H. Kranck, sihteeriksi toht. E. Mikkola ja tilintarkastajiksi toht. A. Laitakari ja maist. W. W. Wilkman.

Till funktionärer för år 1934 valdes följande personer: ordförande prof. M. Sauramo, vice ordf. dr. E. H. Kranck, sekreterare dr. E. Mikkola samt revisorer dr. A. Laitakari och mag. W. W. Wilkman.

On procède à l'élection du Conseil pour l'année 1934; sont nommés: président M. M. Sauramo, vice-président M. E. H. Kranck, secrétaire M. E. Mikkola, vérificateurs des comptes M. A. Laitakari et M. W. W. Wilkman.

*Prof. P. Eskola:* Pohjanlahden porfyreistä. — Sur les porphyres du Golfe de Bothnie.

Kts. siv. — Voir. p. 111.

*Yliopp. Toini Teittinen* selosti kehittämänsä mukaillun gnomonisen projektion skelettimäisesti kiteytyneessä kvartsissa edustettujen kidepinta-suuntien määräämistä varten. — *Mlle Toini Teittinen* montra une projection gnomonique qu'elle avait construite pour déterminer les surfaces de cristaux qui sont représentées dans les quartz cristallisés en squelettes.

KIRJOITUKSIA — UPPSATSER — ARTICLES.

1.

METAMORPHIC DIFFUSION.

By

Dr. W. J. McCallien

Glasgow, Scotland.

(With 2 diagrams.)

---

INTRODUCTION.

If we accept as our definition of metamorphism the response in rocks to changed conditions of temperature and stress, which can be interpreted as the production of new minerals, or new structures, or both, in pre-existing solid rocks, then we imply the existence of the process to which Stillwell has given the name *metamorphic diffusion*.

Since the above is the generally accepted definition of the term it is remarkable how little the concept of metamorphic diffusion has been employed since its introduction by the above author in 1918. Stillwell defined the term metamorphic diffusion as a process of molecular movement in a rock which is to all intents and purposes *solid*. Naturally in such a rock molecular movement is hindered, and the products of metamorphic diffusion and its associated *metamorphic differentiation* cannot be expected to attain the dimensions of the more common differentiated products of magmatic or sedimentary nature. As Harker has emphasised, what distinguishes metamorphic recrystallisation from the crystallisation of an igneous magma, is that it takes place, not freely in a fluid medium, but in the heart of a solid mass.

Professor Eskola, however, has recently attempted to revive the idea of metamorphic differentiation in a paper entitled »On the Principles of Metamorphic Differentiation». As Eskola makes no reference to Stillwell's much earlier paper it will be of interest here

to consider both.<sup>1</sup> In addition there are some other papers which it is necessary to consider in a discussion of the changes which take place in solids. These are shown in the selected list of references in the next section.

The term *solid diffusion* had been employed in purely geological literature before Stillwell used it, e. g. by Greenly in his paper on »Diffusion of Granite into schists» (Geol. Mag., 10, p. 207). As can easily be imagined, in dealing with the diffusion of a granite into a sediment the term *solid diffusion* may not be strictly correct. If, however, as Stillwell admits, the diffusion of an igneous rock into a sediment can be proved to have taken place after consolidation then Greenly's example is undoubtedly one of solid diffusion. It will be recalled also that Cole on more than one occasion has suggested the operation of a somewhat similar process, again open to the objection that the diffusion described might be better included in the phenomena of igneous action. Desch speaks of these as examples of *mechanical percolation* (1912, p. 367).

#### Selected Bibliography.

- (1) STILLWELL, F. L., The Metamorphic Rocks of Adelie Land; Sci. Rpts. Australasian Antarctic Exped. 1911—1914, Ser. A, Vol. III, Pt. I, 1918.
- (2) ESKOLA, PENTTI, (a) On the Principles of Metamorphic Differentiation; Comptes Rendus Geol. Soc. Finlande, No. 5, 1932.  
(b) Conditions during the Earliest Geological Times as indicated by the Archaean Rocks; Annales Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, XXXVI, No. 4, 1932.
- (3) HARKER, ALFRED, The Present Position and Outlook of the Study of Metamorphism in Rock-Masses; Pres. Add. Q. J. G. S., LXXIV, pt. I, 1919.
- (4) DESCH, C. H., (a) Report on Diffusion in Solids; Brit. Ass. Rpts., 1912, p. 348.  
(b) Pres. Add. Sect. B, Chemistry; Brit. Ass. Rpts., 1925, p. 30.
- (5) ADAMS, F. D., The Transfusion of Matter from one Solid to another under the Influence of Heat — a New Factor in the Process of Metamorphism; Canad. Jour. of Research, 2, 1930, pp. 153—161.

#### METAMORPHIC DIFFUSION PRODUCTS.

There is no fundamental difference between metamorphic diffusion and metamorphic differentiation. The former merely involves the migration of material in the rock, whereas the latter requires

<sup>1</sup> Since this was written Professor Eskola has published a correction to his omission entitled »The Term 'Metamorphic Differentiation' First Proposed by F. L. Stillwell». C. R. Geol. Soc. Finlande, No. 7, 1933.

in addition to migration a *segregation* of the diffused molecules. Diffusion of some constituents is necessary to bring about differentiation so that a product of metamorphic differentiation is also a product of metamorphic diffusion.

Stillwell also introduced the term *metamorphic diffusion product* for the »hybrid» rock formed by the transference of material across a pre-existing junction of two solid rock types. The latter products are somewhat similar to the more common hybrid products of assimilation of sedimentary or igneous country rocks by intrusive igneous rocks. The metamorphic diffusion products, however, are developed during metamorphism along pre-existing junctions in solid rocks.

Such a matter as molecular transfer in solid rocks during recrystallisation under conditions of metamorphism may be difficult to demonstrate, but examples will doubtless occur to geologists who have worked in a highly metamorphosed area. The difficulty lies in the proof of the solid nature of the rocks when mixing took place.

Stillwell was led to his strong belief in solid diffusion from his study of metamorphic effects in Adelie Land in the Antarctic. From his study of the amphibolites of the Cape Denison region he came to the conclusion that these rocks are of dyke origin. They contain curious schlieren of biotite, in two cases, with no sharp junction between the inclusions and the host. Likewise schlieren of chlorite and epidosite occur in similar circumstances. In each of these three cases the schlieren occur in sharply walled dykes, so that no doubt exists as to the origin of the amphibolite itself. It is intruded into granodiorite-gneiss which must have been solid before it could be fractured and penetrated by the dykes.

Of the biotite-schlieren, which are highly schistose and contain angular folds, one consists of brown biotite with hornblende intergrown in parallel position. The colour and habit of the hornblende are different from those of the normal amphibolitic hornblende. In chemical composition the schliere has 5 % less quartz than the amphibolite,  $K_2O$  is more than 7 times greater,  $Na_2O$  is about 7 times smaller. There is  $2\frac{1}{2}$  times as much  $MgO$  in the schliere as in the amphibolite,  $\frac{1}{2}$  as much  $CaO$ , and no difference in the  $Al_2O_3$  or total iron.

Stillwell considers that the composition of these schlieren seems impossible for any primary magmatic xenolith that can be postulated. He readily explains their origin by metamorphic differentiation. In the same way he comes to the conclusion that certain aggregates of biotite and feldspar, also occurring in the dykes, are metamorphic

hybrids produced by the intermingling of gneiss and amphibolite in the solid state, the gneiss fragments having been originally caught up in the injection of the dyke. In this they differ from the biotite-hornblende-schliere which is a metamorphic segregation *in situ*.

This theory in Stillwell's opinion readily explains the schlieren of chlorite and epidosite. From microscopical and chemical study the epidosite is believed to have been formed from the amphibolite during recrystallisation and not from a pre-existing magma clot. He points out in this connection that in the Lizard area Flett has supposed epidosites to be due to chemical segregation during metamorphism. To most geologists familiar with epidiorites in the field, veins of epidosite are usually well known and they have probably been considered as due to such a segregation.

Although strongly of the opinion that the examples with which he was dealing could only be formed by solid diffusion, Stillwell admits that the presence of water has obviously been very important in some cases of metamorphic diffusion.

Stillwell finds evidence on a large scale for metamorphic diffusion of the type discussed by him in his study of the Antarctic rocks, in the North-West Highlands of Scotland, in the Lizard area in the south of England, in the Haliburton and Bancroft areas (Canada) and in the Highlands of New Jersey. He discusses the geology of these areas from the point of view of metamorphic differentiation at considerable length. In these and other metamorphic regions the following shows in tabular form the different hypotheses which have been put forward to explain transitions between two rock-types.

- (1) Intermingling of basic and acid magma.
- (2) Differentiation of an intermediate magma into a relatively basic portion and a relatively acid portion.
- (3) Local melting or re-fusion *in situ*.
- (4) Gradual assimilation of pre-existing basic sediments by invading magma (granite or gneiss) producing amphibolite as the final product.
- (5) Production of amphibolite by extreme metamorphism of a limestone.

In all these cases Stillwell considers (p. 121) that »as far as can be judged at present, the evidence submitted might be explained on the hypothesis of metamorphic diffusion». As we have rather suggested in our opening paragraph unless a very special meaning is given to the term metamorphic diffusion — and Stillwell undoubtedly does use it in a very special sense — such a process will undoubtedly exist in all areas of rocks which have recrystallised under

metamorphism. The amount of diffusion will differ within very wide limits.

A point emphasized time after time by Stillwell is that »inclusions» in metamorphic areas do not necessarily signify an earlier age than the enclosing magma. It only points to an age earlier than the development of the metamorphic character. He thinks that in many cases they are the metamorphic products of thin basic dykes which intruded the granite and which, in the subsequent metamorphism, have been rendered discontinuous, and have had their boundaries destroyed by metamorphic diffusion. In this connection it is necessary to call attention to lenticular masses of epidiorite occurring sporadically, and often in great numbers, in the Killiecrankie subdivision of the Perthshire (Highland) Quartzite of Scotland. These lenticles are regarded by Professor Bailey<sup>1</sup> as products of an extraordinary type of dispersive intrusion. Previously they had been looked upon as infolds of one single sill. Transgressive connections, however, link together several of the hornblende-schists and cut across the foliation of the associated mica-schist, so that their intrusion is probably of later date than much of the folding and foliation of the associated sedimentary schists.

As we have already said a metamorphic diffusion product is the replaced transitional rock at a pre-existing junction of two rock types. The problem of transference of material during metamorphism is discussed by Stillwell under three heads

- (1) Solution.
- (2) Solid Diffusion.
- (3) Force of Crystallisation.

Although the presence of solution is implied in the principle known as Riecke's principle, and although it is rather difficult to imagine the recrystallisation of a rock without the action of a solution as the transferring agent, instances of recrystallisation occur, according to Stillwell, which cannot be pictured as having been formed by microscopic solution.

Harker has pointed out that when a single mineral suffers differential solution, such as is implied in Riecke's principle, the mineral which crystallises may be a dimorphous form stable under the new conditions. In a more general case, when solution affects a number of minerals simultaneously, the products which crystallise out will often consist of new minerals stable under the existing conditions.

Stillwell instances the formation of large porphyroblasts under weak stress conditions, or the formation of a corona of garnet bet-

<sup>1</sup> Trans. Roy. Soc. Edinburgh, vol. LIII, Part III, No. 33, p. 683.

ween felspar and augite, as examples in which he does not visualise the action of solutions. In the latter case he says the garnet occupies space formerly occupied by felspar and augite, and which was not provided by solution. The distance from which the garnet draws its material must be considerable when the crystal grows to a large size. This directive agency during crystallisation — the driving force which controls the migration of the molecules which form the garnet — is expressed in the term »Force of Crystallisation» or »Crystalline attraction». There seems to be no possibility of deciding that these examples of Stillwell's are really due to solid diffusion. They might equally well have been aided by pore solutions.

#### Examples of Solid Diffusion; Stillwell.

- A. The presence of large porphyroblasts which have grown during metamorphism.
  1. large garnets.
  2. » felspars in certain contact products — the biotite-felspar-gneisses.
  3. » anorthites set in fine grained augite-amphibolites.
  4. » magnetites in amphibolites.
- B. Variation in grain size in the same type of metamorphic rock.
  5. Coarse and fine biotite-felspar-gneisses (etc.) in which the grain size may vary from 0.30 mm. to 27.0 mm.
- C. The existence of metamorphic differentiation products.
  6. Chlorite-rock, epidosite, biotite-hornblende-rock, bands and lenses of pure hornblende, or felspar, and nodular zones of magnetite, sphene, and felspar associated with certain amphibolites.
- D. The existence of metamorphic diffusion products.
  7. Indefinite junctions; presence of a zone of biotite-felspar-gneiss between amphibolite and granodiorite. The change of thin threads of basic dyke into biotite-felspar-gneisses, and the passage of garnet-cyanite-gneiss into amphibolite.
- E. 8. The segregation of ilmenite — involving the transmission of molecules through solid crystalline material — in the re-crystallisation of primary augite.
- F. 9. The change from labradorite to andesine, or oligoclase, during the reaction of labradorite with augite in the production of garnet.
- G. 10. The development of certain felspar intergrowths in metamorphic rocks similar in character to micrographic intergrowths.

## SOLID DIFFUSION IN GLASS AND METALLIC ALLOYS.

In the works by Desch already referred to the author points out (1912, p. 353) that solid diffusion in metals has been established, and that chemical reactions can occur within a solid. He instances the devitrification of glasses which involves molecular transfer, and which has obviously been operative in geological times. Glasses unfortunately are physically not solids, but undercooled liquids of high viscosity; yet they possess most of the properties generally associated with solids, and may be used as such in this discussion. The phenomenon of undercooling is often met with in the study of molten salts, and artificial glasses are mixtures in which the property of remaining in an undercooled condition for considerable time is strongly marked.<sup>1</sup>

In connection with the reaction between solid bodies alone Harker (p. LXXVII, Pres. Address, Q. J. G. S.) says that the reaction, which is negligible in other circumstances, may become effective with shearing movement, which has the result of bring the particles continually into contact with one another.

It is now the firm belief of chemists that union of solid masses may take place under pressure without actual melting. When some of the common metals have their powders compressed at temperatures far below their melting points, they are capable of forming compact masses with a mechanical strength of the same order as that of the cast metal itself (Desch, 1925, p. 38).

Desch, in the paper just referred to, says that only by assuming the reality of diffusion in solids can one explain the changes brought about in metallic alloys by heating and cooling, or the structure of minerals in igneous rocks (p. 43). The apparent absence of diffusion (e. g. in zoned crystals) in minerals which have once solidified, even when given geological periods of time, is a serious difficulty in the way of any general theory of diffusion (p. 45). Desch instances, among others, as examples of solid diffusion in minerals, schiller inclusions of magnetite in olivine or hypersthene, and of rutile in feldspar and pyroxene (1912, p. 368).

At high temperatures the structure of most steels is homogeneous, the carbon being in solid solution in the iron which is then in the  $\gamma$ -condition. As the temperature falls, the iron changes into a  $\alpha$ -modification, which is stable at lower temperatures and loses its power of holding the carbon or carbide molecules in solution, so that

<sup>1</sup> G. W. MOREY, «The Devitrification of Soda-Lime-Silica Glasses». Jour. American Cer. Soc., 13, No. 10, Oct. 1930, p. 685.

separation occurs, and iron and cementite,  $\text{Fe}_3\text{C}$ , crystallise from the mass; two solid phases being present instead of one. No such separation can occur without diffusion. (Desch, pp. 45—46).

In connection with the conversion of iron from the  $\gamma$ -condition to the  $\alpha$ -condition in the solid state, we may mention the change brought about in solid salts by the rotation of certain molecules or molecule-groups. In the case of ammonium nitrate, rotation of the nitrate groups causes the existence of six crystalline modifications — one high pressure and five low pressure. Crystallographic observations on the various modifications indicate that ammonium nitrate is (1) cubic above  $125^\circ$ ; (2) tetragonal between  $125^\circ$  and  $84^\circ$ ; (3) orthorhombic, or monoclinic pseudo-tetragonal, between  $84^\circ$  and  $32^\circ$ ; (4) orthorhombic pseudo-trigonal between  $32^\circ$  and  $-18^\circ$ ; (5) tetragonal (hexagonal?) below  $-18^\circ$ <sup>1</sup>.

#### METAMORPHISM.

The present day conception of metamorphism differs considerably from the point of view so often emphasized by Stillwell. Harker, in his Presidential Address to the Geological Society, and in his recent text-book on Metamorphism, has summarised the chief views on which modern theories of metamorphism depend. He has stated that the recrystallisation of rock-masses, and of the various chemical reactions comprised in their metamorphism, all presuppose solution of material, and the part played by the solvents is therefore of fundamental importance in the chemistry of metamorphism. Although diffusion of volatile solvents is always taking place in a rock, diffusion of the dissolved material can only take place during metamorphism. Free circulation however has no part in the metamorphism proper. Harker points out also that rocks — e. g. semi-calcareous sediments — which are capable of supplying their own solvent — in the case mentioned  $\text{CO}_2$  — are usually easily converted to coarse grained aggregates — of garnet and diopside. As a rule, coarse grain in a recrystallised rock indicates a considerable amplitude of diffusion.

Harker in his recent text-book on »Metamorphism» says (p. 18) »That part of the earth's crust which is the theatre of metamorphism is to be conceived, therefore, as everywhere permeated by a medium consisting of water with other volatile substances. In all places where the temperature is above the critical point, and possibly at

<sup>1</sup> S. B. HENDRICKS, E. POSNJAK, F. C. KRACEK; Jour. Amer. Chem. Soc., 54, No. 7, July, 1932.

lower temperatures where pressures are not high, this permeating medium is in the gaseous state. In general extremely tenuous, it may attain a more notable concentration in the neighbourhood of igneous intrusions; and there also the more active volatile substances, elsewhere quite subordinate to water, may acquire enhanced importance».

It is, however, necessary for the metamorphic geologist to remember that though the reactions which he studies have probably taken place under conditions such as pictured above by Harker, nevertheless, they are capable of taking place within highly rigid bodies without the help of pore liquids or gases. Movements comparable with the currents of liquids or gases are, of course, out of the question in the case of such solid reactions. Professor Eskola kindly points out in correspondence that if solid diffusion has been active in metamorphic differentiation and reactions, its results are similar to and not distinguishable from those of diffusion by means of pore solutions. In the third edition of »Geologiens grunder» by W. Ramsay (1931) partly rewritten by Professor Eskola, the latter, after emphasising the role of solution, says (in translation) »Here it must be added at once that such reactions through the medium of solutions are not a necessary condition of recrystallisation which may also take place without any solution at all; near the melting temperature the velocity of recrystallisation becomes notable even in wholly dry crystalline masses» (p. 379).

Professor Eskola treats metamorphic differentiation more from the point of view of the modern conception of metamorphism as outlined above by Harker. Unlike Stillwell, Eskola presupposed pore solutions moving in the rocks. He distinguishes the common vein-fillings, such as quartz, which are undoubtedly part of the metamorphic processes in the formation of mica-schists, from vein-fillings which are undoubtedly the products of metasomatism. This author emphasises also the great difficulties which exist, and which have been partly responsible for the slowness with which the conception of metamorphic differentiation has been evolved. Among these difficulties is the possibility of changes of composition of metamorphic rocks being due in many cases to addition of material from external sources. The difficulty of proving that only internal differentiation has taken place in a metamorphic rock is too often before workers to be emphasised here.

It is interesting to quote here for comparison with Stillwell's list, the examples of metamorphic differentiation mentioned by Eskola.

E x a m p l e s o f M e t a m o r p h i c D i f f e r e n t i a t i o n ;  
E s k o l a .

- a. sheared mica-schists with quartz veins.
- b. veined gneiss (Holmquist's venite).
- c. garnetiferous mica-schists, or gneiss, in which the garnets may be richly concentrated in »lenticular or band-shaped bodies».
- d. banded chloromelanite-eclogite alternating with mica-schist and of sedimentary origin.
- e. the formation of concretions in little altered sediments.

According to Eskola the internal metamorphic differentiation which is responsible for the above and other examples not specifically mentioned are due to,

(a) the growth of crystals or crystal-aggregates (the c o n c r e t i o n p r i n c i p l e);

(b) the concentration of the least soluble constituent (the p r i n c i p l e o f e n r i c h m e n t i n t h e s t a b l e s t c o n s t i t u e n t)

or (c) the extraction and redeposition of the most soluble substance (the s o l u t i o n p r i n c i p l e).

(a). Under the first of these we can consider each crystal, or aggregate of crystals, which grows in a metamorphic rock as itself a differentiated mass. According to this phenomenon Eskola considers that »The occurrence to which the concretion principle is applicable makes it probable that, in general, chemical differences between two rocks which meet one another along a contact surface will become more accentuated by metamorphism». »Where for instance» he continues »a basaltic dyke has once cut a granite and both have become metamorphosed, the basalt into amphibolite and the granite into a gneiss, it is not unusual to find a lighter contact zone in the gneiss». Eskola finds that in the case of varved schists the siliceous layers become richer in silica and the more aluminous tops are enriched in aluminous materials during metamorphism. At this stage we may recall that Stillwell uses d e s t r o y e d boundaries as evidence of metamorphic differentiation.

(b). When a new set of minerals comes into existence by re-crystallisation, and among the newly formed mineral constituents is one whose solubility in the pore liquid is exceptionally small, it will crystallise out, and the pore liquid becomes impoverished in the constituents of this mineral. Solution will bring along more of these compounds from adjacent layers, especially from these layers in which the particular minerals is incompatible with the metamorphic

assemblage. Thus the rock becomes enriched in a mineral whose components are not originally present in large amount. In this case it appears that the primary function of Eskola's pore liquid is as a carrier.

In this connection the interesting results of Magnusson in the Långban ore field of Sweden are referred to by Eskola. Between the leptite and skarn in this field there is a zone of cordierite and andalusite transitional rocks, followed by a »sköl» containing much mica, and then by the skarn composed of lime, iron, and magnesium silicates. In this example there has been a migration of potash from the transitional rock towards the skarn and it has been deposited in the »sköl» as micas. Magnesia and iron oxide have migrated in the opposite direction and have been deposited in the transitional rock. The whole interchange and migration of material has been explained by Magnusson as due to regional metamorphism or thermometamorphism. Most of the skarn masses themselves are explained as products of interaction of carbonate and silicate rocks.

(c). The solution principle is illustrated by the veined gneisses, and the rocks traversed by quartz veins. Eskola discusses in this section veins which seem to be of magmatic origin. They have originated by means of a differential fusion of silicate rocks, a migration of the palingeneous magmatic solution, and recrystallisation along the paths of the currents.

In this discussion of the subject therefore Eskola, going to the opposite extreme from Stillwell, includes in his survey of the principles of metamorphic differentiation, cases of crystallisation of new minerals which have taken place mostly by metasomatic replacement and cases of vein formation which are closely connected with magmatic solution. He concludes by saying that the »phenomena are utterly various and complicated, . . . Internal differentiation and addition, interchange or extraction of substances are often connected with each other».

#### SOLID DIFFUSION IN BRICKS.

The experiment recently described by Professor F. D. Adams (5) is of special interest in connection with the present discussion. In this experiment two bricks — one (No. 5 Fig. 1) of dead-burned Austrian magnesite low in lime, the other (No. 6 Fig. 1) a synthetic clinker made from dolomitic magnesite and mill scale (largely  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) were heated together in a kiln for 60 hours. The maximum tempera-

ture reached was 1430°C. At the close of this period the furnace was allowed to cool gradually for four days, at the end of which time the temperature had fallen to 150°C.

Throughout the above, the brick of Austrian magnesite had retained its original form intact, but the other had bent over until it just touched the first along one of its upper edges (Fig. 1). The Austrian magnesite brick, for a distance of about one inch in every direction from the line of contact, showed, after the firing, a marked change in character. It had become partially vitrified and had taken on a redder colour. Between this area and the normal portion of the brick there was a zone darker in colour, about 0.5 ins. in width which extended outward in numerous ill-defined apophyses.

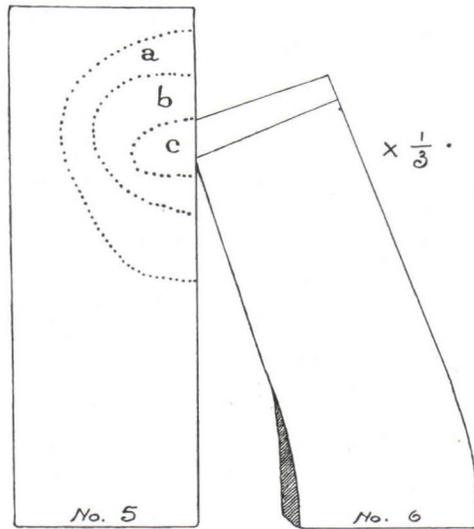


Fig. 1.

No. 5. Brick is Austrian magnesite.

No. 6. " " synthetic clinker.

Zones marked a, b, c are of like composition within the zones, but of different composition from one another.

(After Fig. 3 of F. D. Adams, "The Transfusion Of Matter From One Solid To Another Under The Influence Of Heat — A New Factor In The Process Of Metamorphism".)

Detailed analyses were made of the altered portion, and they were found to fall into three groups, the members of which had approximately similar compositions different from the members of the other groups. These three groups are indicated a, b, c, in Fig. 1. and the analyses are indicated in Table I.

T a b l e I.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO
No. 6 Brick. ....	1.0	1.0	22.4	8.4
{ c ..... }	0.6	0.5	17.2	4.0
{ b ..... }	1.6	1.3	15.6	5.4
{ a ..... }	3.5	1.7	12.4	6.3
No. 5 Brick. ....	2.3	0.9	8.3	2.4

From the analyses it appears that SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and CaO in the altered portion of the brick increase progressively on receding from the line of contact from which the transfused elements came, while the amounts of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and MgO (not determined) increase proportionately in the opposite direction. During these changes in composition both bricks remained solid<sup>1</sup>. Although No. 6 was deformed its edge against No. 5 was perfectly sharp and clean, and diffusion therefore took place from one solid to another. The actual time during which diffusion could have taken place was calculated as 20 hours. It is argued from this that, if instead of touching along an edge for such a short time, the faces of the bricks had been in contact for a longer period, there would have been formed by the action of heat alone a brick, one side of which would be relatively rich in SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and CaO, and the other relatively rich in Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and MgO.

Professor Adams thinks that a process similar to the above may be operative in the production of metamorphic rocks. If, he says, a body of rock with a high content of FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and CaO were to be laid down in contact with another mass high in MgO, out of the two by heat alone, without complete fusion or the action of water or mineralizers, an entirely new series of metamorphic rocks might be developed.

THE ALBITE-SCHISTS OF THE SCOTTISH HIGHLANDS AND ANTRIM.

The present writer wishes to say a few words here about the above Scottish rocks from the point of view of metamorphic diffusion. The albite-schists are a series of mica-schists with very abundant porphyroblasts of albite, the latter varying greatly in size from microscopic dimensions to crystals clearly visible to the naked eye, and sometimes as much as a quarter of an inch across. They occupy

<sup>1</sup> Unfortunately, as stated in the previous paragraph, Professor Adams refers to a »partial vitrification».

a large area of the south-western Highlands from the region to the north-east of Loch Lomond south-westward through the peninsulas of Cowal and Kintyre. They reappear in Antrim in Ireland in the continuation of their Scottish outcrop, but how far they continue to the south-west is not yet known. These rocks are, on the whole, intercalated in a broad zone between garnetiferous mica-schists to the north-east, and mica-schists and grits to the south-east. They themselves occasionally develop garnet but the rocks to the north-east of them are specially rich in this mineral.

The group of rocks characterised by albite-schists contains other types of metamorphosed sediments such as schistose grits and granulitic quartz-mica-schists. That all these have been derived from sedimentary material seems evident from a field examination of their characters. The Scottish rocks of this nature were first examined in detail and described by C. T. Clough and J. J. H. Teall<sup>1</sup>. Clough was of the opinion that the albite-schists were derived from pelitic sediments, but since his time others, especially E. H. Cunningham Craig, have expressed the view that they may have been formed by the crushing and metamorphism of coarser rocks such as felspathic grits.

The present writer in collaboration with Professor E. B. Bailey, has been studying the albite-schists of the South-west Highlands of Scotland and of Ireland for some time, and we have come to the conclusion that these schists were derived, as Clough first thought, from fine-grained pelitic sediments.

An examination of the analyses of the albite-schists shows that, as one would expect, they are very rich in soda, and for this reason it has been suggested that they owe their origin to the impregnation of pelites with soda from external sources. It will be recalled that this explanation has been put forward for the porphyroblastic albite-schists of the Stavanger district by Goldschmidt. This author considers that the original phyllites (quartz-muscovite-chlorite-schists) were injected with  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ , and  $\text{Na}_2\text{O}$  from the neighbouring laccolithic intrusion of trondhjemite.

In the South-west Highlands of Scotland, however, there are no visible sources of impregnation, and Bailey and the writer are convinced, after the examination of albite-schists impregnated with undoubted granitic juices in Antrim, that the albites of the schists owe their origin entirely to the soda-rich constituents of the original mud. If this is true, then this mud was of rather unusual composition,

<sup>1</sup> »The Geology of Cowal». Mem. Geol. Surv. Scotland, 1897.

containing as much soda as potash. However the other sediments associated with these abnormal schists are likewise of rather exceptional composition. For example albite-quartz-grits are the commonest type of coarse rock, and chlorite-epidote-quartz-rocks (Green Beds) are abundant on more than one horizon.

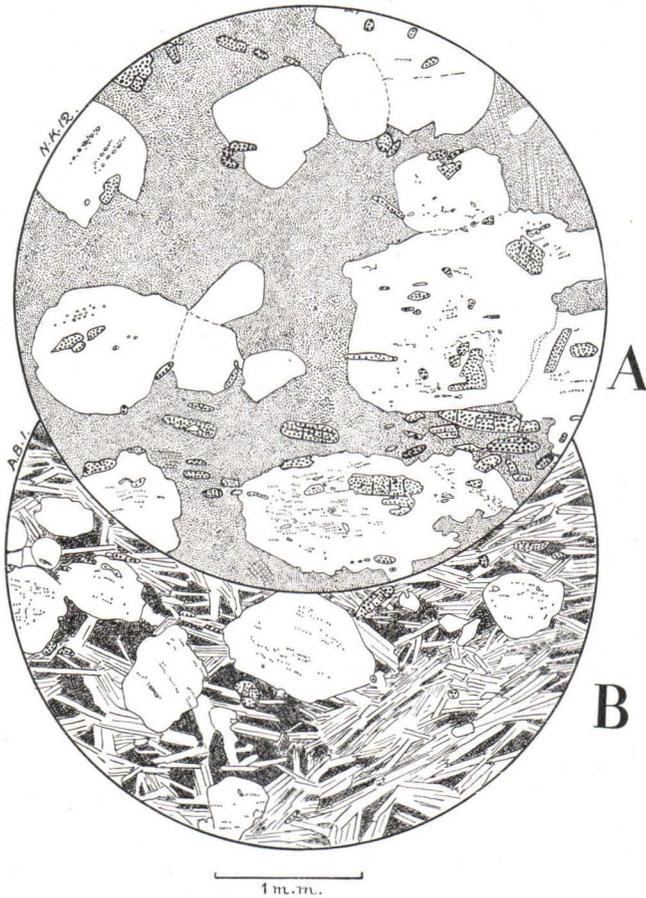


Fig. 2. Porphyroblastic Albite-Schists.

- A. Porphyroblasts of albite with inclusions of epidote (large dots) embedded in an unfoliated mass of chlorite (small dots), with subordinate biotite (small dots and lines at N. E. margin of figure), and epidote.  
From Gartnagrenach, Kintyre, Scotland.
- B. Porphyroblasts of albite embedded in a foliated ground of muscovite (clear) and chlorite (shaded). The inclusions in the albites are mostly epidotic grains. Larger epidotes (dotted) occur in the groundmass.  
From Bruachnasuith, Tarbert, Argyll, Sctland.

Soda-rich sediments are not unknown in other parts. Professor Eskola for example has recently quoted analyses of varve sediments of late-Glacial age which contain as much as 3.82 Na<sub>2</sub>O against 1.97 K<sub>2</sub>O.

We are therefore of opinion that the porphyroblastic albite-schists are best interpreted as the metamorphosed products of original mud exceptionally rich in disseminated soda-rich powder—albite powder. This being the case therefore, the albite-schists at once stand out as a beautiful example of metamorphic diffusion product. In them the albitic material has diffused during metamorphism from a regularly distributed powder into conspicuous and sharply crystalline grains of recognisable albite. That the size of the albites will depend on the amount of diffusion is obvious and the size of the resulting albite crystals may be a measure of the amount of metamorphism suffered by the rock.

That this diffusion took place in the solid rock seems clear, for the albites seldom become visible until the rock is a chlorite or biotite-muscovite-schist. The albites are for the most part regularly distributed through the schists, but it is very common to find them segregated into lines corresponding probably with strain-slip cleavages. That pore solutions have had a lot to do with the recrystallisation is fairly probable; and possibly these solutions, during the metamorphism, were responsible for the formation of the quartz and chlorite veins, and the veins of quartz and albite, which are commonly associated with the albite-schists.

The garnetiferous mica-schists to the north-west of the above rocks, and as has been stated before porphyroblastic schists in general, afford equally good examples of metamorphic diffusion which will not be referred to further here. Associated with the albite in the albite-schists needles of tourmaline are sometimes exceptionally abundant and in some cases of considerable length. These are explained by some authors as due to impregnation of the schists by pneumatolytic gases. We believe that they have been formed by diffusion of tourmaline-substance from the detrital tourmaline-powder during the conversion of the sediments into their present condition. That they offer evidence of much greater amounts of diffusion is possible because the original quantity of tourmaline as detrital material was probably not very considerable.

#### SUMMARY.

In this paper summaries and discussions are given of selected works describing instances of the processes of metamorphic diffusion and of solid diffusion in the more restricted sense.

To the present writer it seems that the process of metamorphic diffusion, and thereby metamorphic differentiation, is due primarily to

(1) Solution — Riecke's principle and Eskola's solution principle, concretion principle, and the principle of enrichment in the stablest constituent.

(2) Solid Diffusion — including, in part, Eskola's concretion principle.

It is not necessary to mention many examples of metamorphic diffusion as such because, as has been repeatedly emphasised, recrystallisation in general under conditions of metamorphism is the result of diffusion.

Certain examples of the formation of metamorphic minerals however stand out as examples of pronounced metamorphic diffusion. E. G.

(1) Porphyroblasts and concretions.

(2) Quartz-veins, chlorite-veins, quartz-albite-veins, quartz-cyanite veins, etc. formed during metamorphism, and not due to igneous action.

(3) Accentuation of junctions between two rock types of different composition; and, possibly, in some cases destruction of pre-existing junctions.

Examples of solid diffusion without the aid of pore solutions are more difficult to find and are probably extremely rare in nature. The following have been considered as such by some authors:

(1) Schiller inclusions in certain minerals.

(2) A corona between an included mineral and its host, but there is little evidence to show that these phenomena have not been brought about by the aid of pore solutions.

In conclusion the writer would like to express his indebtedness to Professor Eskola for his kindness in reading the manuscript of this paper and for very valuable information on the question of metamorphism. To his colleague Dr. Tyrrell he is also indebted for the use of a reprint of Prof. Adams' paper on diffusion in bricks.

## ZUR SPÄTQUARTÄREN GESCHICHTE DER OSTSEE.

## VORLÄUFIGE MITTEILUNG.

Von

MATTI SAURAMO.

Mit 18 Abb. im Text und VI Tafeln.

## INHALT.

Einleitendes .....	29
Das Material .....	29
Prinzipielles über die Höchste Grenze .....	31
Die spätglazialen Strandflächen in SW-Finnland .....	33
Die Niveaus des Yoldiameeres und des Baltischen Eisstausees .....	40
Die Litorinatransgressionen .....	46
Die jüngeren Ufer der Finiglazialzeit (Rho und Rha) .....	46
Konnexion mit Ängermanland .....	48
Rho-, Rha- und Ancylusstadien in SW-Finnland .....	51
Rho, Rha und Ancylus in S-Finnland .....	59
Die Ancylustransgression in der spätglazialen Chronologie .....	65
Yoldia-, Rho-, Rha- und Ancylusgrenzen in Schweden .....	66
Der Baltische Eisstausee in Schweden .....	73
Ancylusregression .....	76
Konnexion mit Tanners Diagramm .....	77
Vergleich mit Dänemark .....	79
Die allgemeinen Transgressionen und die Klimaschwankungen .....	81
Literatur .....	84

#### EINLEITENDES.

Die fruchtbringende und ergebnisreiche Untersuchungsarbeit, die Wilhelm Ramsay in den letzten Jahrzehnten seines Lebens auf dem Gebiet der quartären Niveauschwankungen verrichtet hat, wurde durch sein plötzliches Ableben im Jahre 1928 unterbrochen, und die Arbeit blieb unvollendet. Um die Manuskripte für den Druck zu bearbeiten, wurden besondere Geldmittel gesammelt, der Wilhelm Ramsay-Gedächtnisfond, und es war beabsichtigt, mit dessen Hilfe auch den unvollendeten Teil der Arbeit, der die spätquartären Uferverschiebungen Finnlands behandelt, fortzusetzen.

Beide Aufgaben wurden dem Verfasser anvertraut. Erstere ist bereits seit einigen Jahren vollführt; letztere wurde ebenfalls sogleich begonnen und durch fünf Jahre hindurch ununterbrochen fortgesetzt. Dieses ziemlich langen Zeitraumes wegen dürften die dem Gegenstande nahestehenden Kreise interessiert sein, zu erfahren, wie die Fortführung der Untersuchungsarbeit gelungen sein mag, und ob sie zu irgendwelchen die Frage erhellenden Ergebnissen geführt hat. Obgleich mein nächstes Programm für die Fortsetzung der Arbeit noch gar nicht ganz durchgeführt ist, erscheint der Zeitpunkt immerhin für die Veröffentlichung einer vorläufigen Mitteilung geeignet, da einerseits die endgültige Bearbeitung meines Materials für die Drucklegung noch einige Jahre erfordert und andererseits wiederum seine Sichtung so weit gediehen ist, dass die Ergebnisse gewisse feste Formen anzunehmen beginnen, die mir selber in reichlichem Masse Arbeitsfreude bereitet haben, und die auch andere Forscher des Gebietes interessieren mögen.

#### DAS MATERIAL.

Vor der Darlegung der Befunde sei Einiges über Umfang und Beschaffenheit des zu Grunde liegenden Materials erwähnt. Ramsays Nachlass von 1927 umfasst aus der südlichen Hälfte Finnlands an Beobachtungen über die spätglazialen Ufer 410 Angaben. Zu derselben Zeit hatte ich von diesen Ufern 150 Nummern ausgemessen, Hellaakoski ca. 50 aus Puulavesi und die Geologische Landesanstalt

an vornehmlich durch W. W. Wilkman ausgeführten und als zuverlässig anzusehenden Beobachtungen, die nicht in den vorhergehenden Gruppen mit einbegriffen sind, ungefähr zwanzig oder insgesamt ca. 220 zu verzeichnen. Die Anzahl der gesamten Beobachtungen überstieg somit bei weitem 600.

Während der letzten fünf Jahre habe ich den grössten Teil der Sommerzeit auf Kontrolle und Erweiterung des genannten Materials verwandt. Gehilfen bei dieser Arbeit sind einige meiner jüngeren Schüler gewesen, mag. phil. E. Aurola in Häme 3 Jahre, mag. phil. S. Kilpi in Ladoga-Karelien 2 Jahre, studd. A. Vartia und M. Salmi in Häme 1 Jahr. Von anderen Mitarbeitern sei Lektor E. Kivekäs erwähnt, der an der Wasserscheide von Pohjanmaa (Österbotten) Beobachtungen über die Höchste Grenze angestellt hat. Lektor O. Aulamo dagegen hat mir Angaben über die Höhe einiger Stellen vermittelt, die er in Hämeenkyrö und Ylöjärvi an Osern gemessen hat, Angaben, die mich vom Standpunkt der Uferverschiebungen interessierten. Die Menge des zur Verfügung stehenden Materials steigt nunmehr insgesamt auf das Zweifache der oben erwähnten Summe. Eine genaue Zahl kann nicht genannt werden vor allem aus dem Grunde, weil die Beschaffenheit des Materials sich ziemlich stark verändert hat. Zu den einzelnen Uferbeobachtungen ist nämlich eine beträchtliche Menge von Regionaluntersuchungen mit allen ihren Einzelheiten über Quartärbildungen hinzugekommen. Diese Arbeiten sind insbesondere in SW-Finnland ausgeführt worden, wo die geologische Kartierung am ältesten und gleichzeitig auch am mangelhaftesten ist.

Nur eine unbeträchtliche Menge (ca. 20) der allerältesten, unkontrolliert gebliebenen Beobachtungen stützt sich noch auf mit dem Barometer ausgeführte Messungen. Keine von diesen kommt in meinen Konstruktionen zur Anwendung. Alle jüngeren Messungen, sowohl die von Ramsay, des Verfassers, als auch die seiner Mitarbeiter, sind mit Tube und Latte meistens von den Fixpunkten des Präzisionsnivelements oder von solchen Seen aus unternommen worden, über deren Spiegelschwankungen tägliche Beobachtungen angestellt werden. In Ausnahmefällen sind in Karelien die Fixpunkte der (neuen) topographischen Karten benutzt worden, doch schliessen sich Beobachtungen dieser Art nur als Ergänzung an die in der vorhergehenden Weise ausgeführten Messungen an. — Die Messungsarbeit ist bei der ganzen Untersuchung die am meisten zeitraubende Verrichtung gewesen. Als Beispiel möchte ich erwähnen, dass ich zum Anschluss der Höchsten Grenze des Berges Lauhavuori (S-Pohjanmaa) für die Präzisionsnivelementslinie drei lange Sommertage gebraucht habe!

Beim Salpausselkägürtel sind mir die mit den Untersuchungen von I. Leiviskä (1920, 1928) verknüpften Messungen von grossem Nutzen gewesen, die mir viele zeitraubende, mühselige Arbeiten erspart haben. Dieses umfassende Material habe ich als rein topographisch angesehen und mir insofern zunutze gemacht, als ich an jeder Stelle selber untersucht habe, um welche geologische Bildung es sich jeweils handelt. Ich kann mich nämlich nicht Leiviskäs (1920 S. 335 Fussnote) Anschauung anschliessen, dass durch Untersuchung seiner Silhoutten klargestellt werden könnte, wo es Ufer gibt, und wo sie fehlen. Die litoralen Bildungen sind nicht allein durch mechanische Höhenmessung zu ermitteln, sondern genaues Suchen und Erfolg auf diesem Gebiet setzen sowohl Sachkenntnis, als auch Erfahrung vonseiten des Forschers voraus. Meine Auffassung über die Struktur des Salpausselkä ist eben eine andere als die Leiviskäs (Leiviskä 1920, 1930, Sauramo 1931, Brenner und Tanner 1930), und dieser Gesichtspunkt ist keinesfalls von geringfügiger Bedeutung für die Deutung der Niveauverschiebungen.

Die Untersuchung der Geschichte des Baltischen Eisstausees ist jedoch nicht nur im Salpausselkägürtel, sondern auch in den hochgelegenen Landstrichen an seiner Südseite, in Ladoga-Karelien und auf der Karelischen Landenge, ausgeführt worden. Ein besonders wichtiges Gebiet ist ausserdem die Umgegend von Leningrad gewesen, über die mir die vielseitigen Untersuchungen K. K. Markoffs (1931, 1933) zur Verfügung gestanden haben. Neben Hyypäs (1932, 1933) Ausführungen über die Karelische Landenge haben Markoffs Darlegungen die Kenntnis über das östliche Ende des Finnischen Meerbusens nicht nur neben diejenige solcher Gegenden gestellt, die mit Rücksicht auf die Niveauverschiebungen am besten bekannt und höchst interessant sind, sondern auch, wie ich zu sagen wage, beispielweise neben die Arbeiten über das klassische Gotland zu stellen sind die genannten Untersuchungen.

#### PRINZIPIELLES ÜBER DIE HÖCHSTE GRENZE.

Persönlich bekam ich vor ca. 12 Jahren mit der Höchsten Grenze zu tun, und zwar im Bezirk des Kartenblattes Kajaani und Nurmes, in einem Gebiet, wo die betreffenden Bildungen besonders einfach und deutlich sind. Anders ist dagegen die Sachlage in SW- und S-Finnland, wo meine Arbeiten sich nach dem Heimgange Ramsays konzentriert haben. Obwohl ich mich dort bereits gemeinsam mit Ramsay mit einigen Schwierigkeiten und Widersprüchen etwas vertraut gemacht hatte, kamen mir doch die Verschiebungen der Grenze zwischen Meer und Land ziemlich unbekannt oder verwickelt vor,

trotzdem es sich um meine Heimatgegend und das frühere Untersuchungsgebiet der warwigen Sedimente handelte. Den Hauptteil der Zeit habe ich auch auf diese Gegend verwandt, indem ich alle Beobachtungen Ramsays kontrolliert und eine Reihe ausgedehnter Gebiete eingehend untersucht habe, u. a. in Pusula, Somerniemi, Kiikala, Tammela, Urjala, Kalvola und Hauho. Ich ahnte nämlich, dass hinter jenen Schwierigkeiten der Schlüssel des ganzen Problems verborgen liegen könnte, und ich glaube nicht, dass ich mich in dieser Vermutung getäuscht habe.

In aller Kürze gesagt, liegt meiner Auffassung nach die Ursache zu der »Launenhaftigkeit« der Höchsten Grenzen in folgenden Umständen. Während der »lebende« Rand des Landeises im Gebiet des tiefen Meeres sich regelmässig zurückzog, und zeitweise, besonders im Winter, mit vorwärtsschiebender Bewegung Jahresmoränen und auch grössere Randmoränen vor der Gletscherstirn aufschüttete, blieb im supraaquaten Gebiet und auch in dessen nächster Umgebung, besonders am Grunde der Senken, in reichlicher Masse »totes Eis« zurück, das erst nach vielen Jahrhunderten abschmolz. Es wurde von Schuttmassen überlagert, die durch das Schmelzen des Eises ein regellos ungleichmässiges Kleinrelief und eine lose Struktur annahmen (Ablationsmoräne, vgl. Mikkola 1932). Die Abtragung konnte hier, ebenso wie bei dem eisführenden glazifluvialen Material besonders leicht angreifen, doch konnten sich z. B. bleibende Ufer an dessen Hängen erst dann bilden, als das an Ort und Stelle schmelzende Eis sie nicht mehr deformierte. Da das Eis »launenhaft« geschmolzen ist, d. h. an den S-Hängen eher als an den vor den Sonnenstrahlen geschützten N-Böschungen, können in demselben Gebiet zwei und auch drei Bespülgungsgrenzen angetroffen werden, Höchste Grenzen, die aus dem Grunde in verschiedenen Höhen liegen, dass die Uferlinie während des Auftauens des glazialen »Bodenfrostes« Zeit gefunden hat, sich um ein Beträchtliches abwärts zu verschieben.

Dieses ist eine der Ursachen für die Launenhaftigkeit der Höchsten Grenzen in SW-Finnland. Eine andere liegt darin, dass die Erdkruste nach der Bildung der Ufer sich nicht wie eine feste Tafel, sondern wie eine etwas gebrochene Mosaikplatte (vgl. Witting 1918) in zahlreichen einzelnen Schollen gehoben hat. Der Höhenunterschied der nebeneinander gelegenen Schollen steigt sogar bis auf zehn Meter. Als dritte Ursache kommen die in fünf oder sechs verschiedenen Höhen gelegenen Ufer des Baltischen Eissees und manche kleine lokale Stauseen hinzu. Dieser kurze Hinweis mag genügen, den Sachverständigen zu zeigen, dass die Darlegung der spätglazialen Niveauverschiebungen in S-Finnland Zeit erfordert hat, und warum sie nicht

ohne eingehende Kartierungsarbeit und exakte Chronologie gelingt.

Als weiteres im Prinzip wichtiges Moment erwähne ich meine Befunde über die Höhenverhältnisse zwischen der Höchsten Grenze und dem glazifluvialen Delta. Wenn ein Delta in stehendem Wasser, im Meer oder in einem See, abgelagert ist und die volle Höhe erreicht hat, erstrebt sein distaler Teil dieselbe Höhe wie die in der Nähe vorkommenden, auf derselben Scholle gelegenen und gleichzeitigen Höchsten Grenzen (Sauramo 1929 b). Der Proximalteil des Deltas dagegen steigt in der Regel über den Hochwasserstand hinaus, und zwar im allgemeinen umso mehr, je ausgedehnter der Deltakegel ist. Dieses betrifft die Höhe eines ursprünglichen, seinem Kleinrelief nach charakteristischen Deltas. Es ist nicht selten, dass die Ablagerung später durch den Einfluss der Abrasion an den Rändern abgetragen, bisweilen auf ein ganz anderes Niveau eingeebnet ist, was meist durch ein besonderes Relief sich kund gibt. — Sowohl die Deltas, als auch die Höchsten Grenzen sind so grob ausgearbeitet, dass nur in Ausnahmefällen eine grössere, auf 1—3 m exakte Bestimmungsgenauigkeit in Frage kommen kann.

#### DIE SPÄTGLAZIALEN STRANDFLÄCHEN IN SW-FINNLAND.

Es hat sich recht bald herausgestellt, dass einzig und allein auf Grund der Merkmale des höchsten spätglazialen Wasserspiegels keine Klarheit über die zu dieser Zeit eingetretenen Niveauschwankungen zu gewinnen war, dass man vielmehr auch die nächstniedrigeren Ufer in Betracht zu ziehen und unter diesen ein synchrones Niveau als Referenzfläche der übrigen Uferanzeichen zu wählen hatte. Als geeignet erwies sich ein gut ausgebildetes, wengleich nicht ganz scharfes Ufer, dass z. B. in der Gegend von Hämeenlinna (Tavastehus) ca. 100 m (siehe Abb. 1) und im Lohjanselkä 70 m hoch liegt (Leiviskä 1920, Rudeberg 1925), und das Ramsay, Rudeberg (1925) und Verfasser für die höchste Grenze der Ancylustransgression gehalten haben. Sowohl an den Böschungen der Moränenerhöhungen, als auch insbesondere der Oser tritt es regelmässig überall dort hervor, wo es nur für eine Uferbildung auf dem betreffenden Niveau irgendwie Möglichkeiten gegeben hat. Als unvergleichliches Beispiel möchte ich den ausgedehnten und wegen seiner Schönheit bekannten Oszug erwähnen, der beim Zweiten Salpausselkä im Kirchspiel Lampi einsetzt und durch Tuulos, Hauho, Pälkäne, Kangasala, Tampere und Ylöjärvi nach Hämeenkyrö verläuft, indem er sich von dort in der Randbildung des Hämeenkangas fortsetzt. An diesem Oszug kann das genannte Ufer beinahe auf der ganzen Strecke zusammenhängend verfolgt

werden, hier als Ufergeröll, dort als Uferwall, in der Hauptsache jedoch als eine am Fusse eines stattlichen Abrasionseinschnittes einsetzende Terrasse, die Verkehr und Besiedlung u. a. im Kirchspiel von Pälkäne und Kangasala sich zunutze machen.

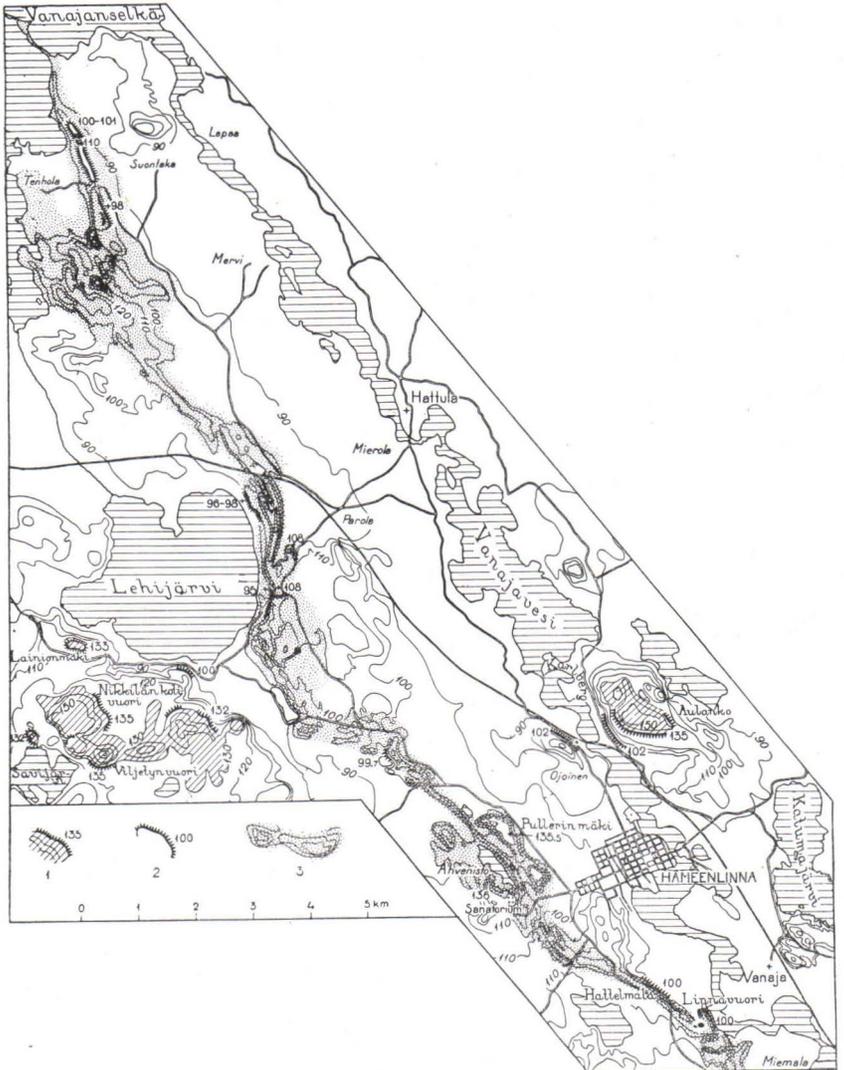


Abb. 1. Strandlinien in der Umgegend von Hämeenlinna. 1 = Höchste Grenze; 2 = niedrigere Strandlinien, besonders die Strandfläche Rha in einer Höhe von 96—102 m; 3 = Der Os Hattelmala mit Deltaplateaus in derselben Höhe, 135 m, wie die Höchste Grenze auf beiden Seiten des Oses.

Dieses Leitniveau ist allerdings nicht das einzige Ufer des Oses, vielmehr ist unterhalb dieser Uferbildung an vielen Stellen zum mindesten eine andere mit scharfen Umrissen zu erkennen und oberhalb dieser beiden ganze fünf, einschliesslich der Höchsten Grenze in Form von glazifluvialen Deltaplateaus. Die oberen sind allerdings nicht allenthalben vollzählig vorhanden, da in Hämeenkyrö die drei höchsten stufenweise ausfallen.

Zur Veranschaulichung dieses Tatbestandes habe ich ein Diagramm aufgestellt, bei dem auf der Ordinate die absolute Höhe der an einer und derselben Stelle angetroffenen Ufer und auf der Abszisse der Abstand zwischen den Beobachtungsserien in der Längsrichtung des Oses angegeben ist, jedes in seinem eigenen Masstab, wie aus den Eintragungen hervorgeht. Die Höhenpunkte des Leitufers sind durch eine starke Linie (mit dem Zeichen Rha versehen), die übrigen durch eine schwächere miteinander verbunden (Abb. 2).

Aus den Linien ist zu ersehen, dass der senkrechte Abstand zwischen den als synchron aufgefassten Ufern durchweg nahezu konstant ist.

Bei dem Diagramm fällt es zunächst auf, dass die Linien, welche die Ufer bezeichnen, nicht gerade, sondern gebrochen sind. Dieses ist auf die oben erwähnte schollenweise vorsichgegangene Landhebung zurückzuführen, weswegen die Ufer eine verhältnismässig starke, wenn auch auf den verschiedenen Schollen beträchtlich wechselnde Neigung nach SE aufweisen, eine Tatsache, auf die ich hier nicht weiter eingehen möchte.

Gleichgeartete Beobachtungsserien sind ebenfalls auf anderen Osern und dazwischen durch SW-Finnland hin aufgenommen worden, und die synchronen Uferflächen sind in gleicher Weise, einige mehr, andere weniger, deformiert. Ihr Vergleich miteinander ist erst möglich, wenn jene durch die schollenweise Hebung verursachte Deformation eliminiert ist. Deshalb habe ich über die eben erwähnten Ufer des Oszuges von Kangasala ein anderes Diagramm aufgestellt, in dem das Leitufer durch eine gerade Linie wiedergegeben ist — das Ufer ist ja seinerzeit im Niveau eines bestimmten Wasserspiegels entstanden —, und dieser Linie eine willkürliche Neigung verliehen, da es sich ja doch im grossen und ganzen nach SE geneigt hat. Danach trage ich meine auf das Leitufer bezüglichen Beobachtungen auf diese Linie ein, und zwar an einer Stelle, wie sie seine absolute Höhe im Massstab angibt. Alle übrigen Beobachtungen der Serie ordnen sich danach von selber dem Massstab gemäss an ihren eigenen Stellen ein, und die den synchronen Ufern angehörigen Beobachtungen werden durch eine Linie miteinander verbunden. In der Regel werden sie jetzt ebenso wie das Leitufer geradlinig verlaufen.

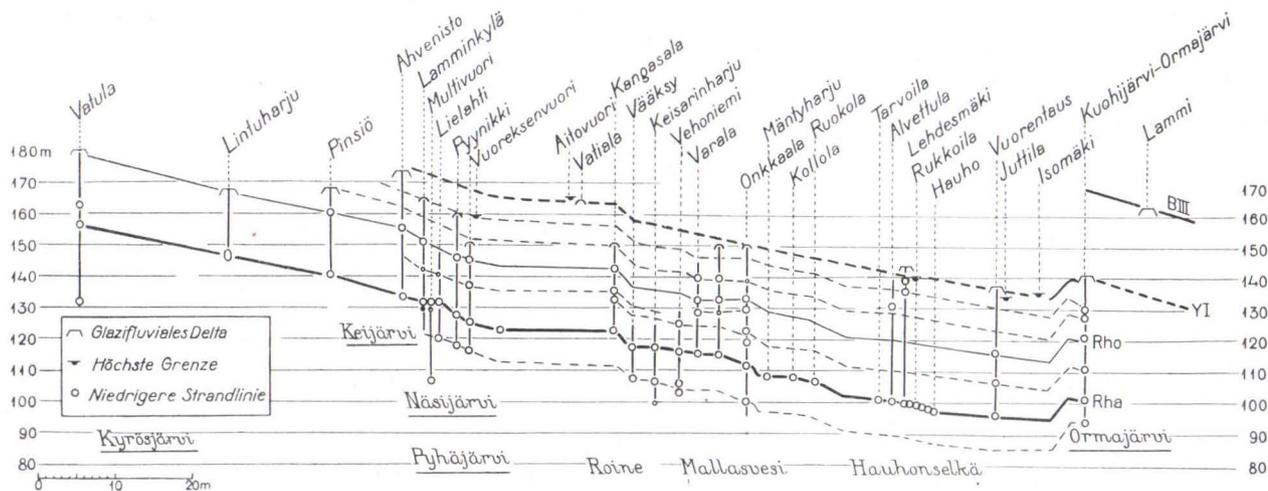


Abb. 2. Diagramm längs dem Osoz von Kangasala mit den Strandlinien an seinen Böschungen. Die Örtlichkeiten Pyynikki E, Pyynikki W und Kalevankangas liegen in der Stadt Tampere, Lielähti, Multivuori und Lamminkylä ein wenig W davon.

Mit diesem die gegenseitigen Verhältnisse der Ufer darstellenden Relationsdiagramm lassen sich dann Beobachtungen aus anderen Teilen SW-Finnlands verbinden, ebenso auch aus einem weiteren Gebiet, soweit eben synchrone Ufer als Leitniveaus zur Verfügung stehen. Das Diagramm Abb. 3 stellt ein solches dar, doch sind zur Wahrung der Klarheit in seinem engen Raum nur einige wenige Beobachtungsreihen eingetragen, gleichsam als für die verschiedenen Gegenden bezeichnende Beispiele. Das dritte Diagramm auf Beilage VI stellt endlich den Bereich der ganzen Ostsee dar, ohne die einzelnen Beobachtungsreihen.

Doch mögen wir neben diesen anfangs auch jenes erste Diagramm Abb. 2, benutzen. Der senkrechte Höhenunterschied zwischen Leitufer und Höchster Grenze beträgt hier vom Zweiten Salpausselkä an bis in die Gegend von Tampere annähernd 40 m, nimmt dann aber stufenweise ab, so dass die synchrone Randbildung des Hämeenkangas ihrer Länge nach, Lintuharju—Vatulanharju—Soininharju, auf einem 20 m tieferen Niveau entstanden ist. Die Höchste Grenze hat sich, mit anderen Worten, stufenweise abwärts verschoben, und zwar zu jener Zeit, als der Gletscherrand sich von Tampere bis zum Hämeenkangas zurückzog.

Die hier in Frage stehenden Uferverschiebungsstadien können wir sogar noch genauer bestimmen, jenachdem wir an diesem Oszuge oder anderswo in der entsprechenden Zone das Alter der Merkmale des höchsten Wasserspiegels festzulegen vermögen. Dieses wiederum ist mit einigen Jahrzehnten Genauigkeit mit Hilfe der warwigen Sedimente zu ermitteln. Hierzu kann ich ohne weiteres die Ergebnisse meiner chronologischen Untersuchungen in demselben Gebiet verwerten (Sauramo 1918, 1923).

Aus ihnen geht hervor, dass z. B. das Höchste Ufer des Berges Aitovuori, das 165 m ü. M. gelegen ist (Bestimmung von J. J. Sederholm, 1896; Beob. N:o 30 von Wilhelm Ramsay, 1931; kontrolliert von Hellaakoski und Verfasser) und im Diagramm auf das höchste Niveau fällt, ungefähr aus dem Jahre 300 stammt, wobei die Zeitrechnung von der durch den Zweiten Salpausselkä markierten Nulllinie ihren Ausgang nimmt. Die Höhe Vuoreksenvuori dagegen passt sich mit ihrem Höchsten Ufer (Auer 1923, 1924, gesehen vom Verf.) vom Jahre ca. 350 in das zweite Niveau ein. Die Verschiebung des Ufers vom ersten Niveau auf das zweite hat sich also zwischen den genannten Jahren vollzogen. Eine grosse Anzahl Höchster Grenzen zeigt, dass das Geschehnis näher an die erstere Zeit heran liegt, und durch die warwigen Sedimente selber kommen wir auf ein gleichgerichtetes Ergebnis. In diesen ist nämlich für das Jahr 292 in der



Fazies eine plötzliche Veränderung zu erkennen, die anscheinend mit der betreffenden Uferverschiebung in Kausalzusammenhang steht (vgl. Sauramo 1923 Tafel X).

In derselben Weise lässt sich die Verschiebung des höchsten Wasserspiegels vom dritten auf das vierte Niveau (Rho), die Höhe des Hämeen kangas, bestimmen: Der Eisrand liegt am Hämeen kangas zwischen den Jahren 500 und 600, und diese Zeit ist durch ein besonders starkes Wachstum der Jahresschichten wie auch gleichzeitig durch eine Veränderung in der Korngrösse des Sediments charakterisiert, eine Veränderung, die um das Jahr 520 kulminiert. Dieses synchrone Warvenpaket habe ich durch das ganze Land hin auf der Linie Hämeenkyrö—Jyväskylä—Kuopio—Nurmes festgestellt, und mit diesem ist auch auf der ganzen Strecke in den Höchsten Ufern eine Diskontinuität verbunden, ca. 7 m gross (Sauramo 1928 S. 26—28), und zwar dieselbe, die jetzt auf Abb. 2 zwischen dem Pinsiön kangas und dem Hämeen kangas auftritt. Aus allen diesen Tatsachen können wir schliessen, dass der Wasserspiegel etwa i. J. 520 das dritte Niveau verlassen hat.

Die zweite, zwischen die erste und dritte fallende Uferfläche habe ich wenigstens bisher noch nicht genauer bestimmen können. Das Ufer selber ist schwächer als die beiden benachbarten. Die Höhenverhältnisse weisen auf eine kurze Bildungszeit hin, da z. B. an dem im Diagramm ersichtlichen glazifluvialen Delta des Pinsiön kangas der Eisrand bereits i. J. 402 angelangt ist (Sauramo 1923 Tafel X, Observ. 108). Als Alter des Ufers habe ich approximativ als ca. 370 eingetragen. Auch der Ton weist aus der entsprechenden Zeit keinerlei besondere Veränderung in der Fazies auf. Vielleicht ist die Verschiebung des Ufers nicht ebenso plötzlich gewesen wie in den übrigen behandelten Fällen.

Die besprochenen drei Uferflächen sind nahe zusammenhängend und stammen aus dem Stadium, das in der Entwicklungsgeschichte der Ostsee von jeher als Yoldiameer bezeichnet worden ist. Aus diesem Grunde möchte ich für die Niveaus, vom ältesten an bis auf das jüngere, die Benennungen Yoldia I (Y I), Yoldia II (Y II) und Yoldia III (Y III) anwenden.

Das Yoldiaufer tritt keineswegs allenthalben dreistufig auf, vielmehr hat das untere Ufer häufig das obere unterminiert und somit sehr umfangreiche Dimensionen angenommen (vgl. Rudeberg 1925). Es treten auch andere Unregelmässigkeiten hervor. In der Gegend von Hämeenlinna z. B. (siehe Abb. 1) entfallen die Spuren der Höchsten Grenze nicht auf Y I, wie sie es auf Grund ihres Alters sollten, sondern auf Y II, offenbar aus dem Grunde, dass die Scholle

schon vor der Entstehung des Leitufers mit Rücksicht auf ihre Umgebung eingesunken war. Auch im übrigen ist die Gegend von Hämeenlinna während der Landhebung sehr stark deformiert. In Hauho wiederum hält sich in einer Gegend das Höchste Ufer mehr als 40 m höher als das Leitufer, also oberhalb Y I, zu dem es chronologisch gehört. Hier hat also die Scholle sich vor der Ausbildung der Referenzfläche stärker als ihre Umgebung gehoben. Ich möchte behaupten, dass diese Ausnahmen die oben angeführte Regel, die Dreiteiligkeit des Yoldia, bestätigen.

Nachdem so die Yoldiaufer sowohl hinsichtlich ihrer gegenseitigen Lage, als auch ihres Alters aufgeklärt sind, können auf sie geradezu neue Ufer verlegt werden, die auf Grund sicherer Kenntnis ihrem Alter nach auf diese Uferflächen gehören. Sie sind für diesen Zweck besonders gut geeignet, da sie sich in einer charakteristischen, stark entwickelten Serie über S-Finnland ausgebreitet haben und somit für das ursprüngliche Leitufer ein Mittel zur Kontrolle bieten, das, wie wir bald sehen werden, auch recht notwendig gewesen ist.

#### DIE NIVEAUS DES YOLDIAEMEERES UND DES BALTISCHEN EISSTAUSEES.

Das Yoldiaufersystem lässt sich in SW-Finnland nach SE hin verfolgen bis an den Salpausselkägürtel, wo es tief unterhalb der Deltaflächen des Salpausselkä bleibt (Sauramo 1933). Der Zweite Salpausselkä (Ss II) liegt 27—28 m höher als Y I, und der Unterschied bedeutet eine plötzliche Senkung des Wasserspiegels vom Niveau des jüngeren Baltischen Eisstausees, von B III. Der Sturz ist zweiteilig, (4—5) m + 23 m. Auf dem Yoldianiveau kommt in den warwigen Sedimenten der Sturz durch das ganze Land hin durch eine plötzliche Faziesveränderung zum Ausdruck; das Jahr  $\pm 0$  der Chronologie ist das erste Warw nach der Senkung des Wasserspiegels (Sauramo 1923).

Die grossen Deltas des Ersten Salpausselkä (Ss I) bleiben 38—40 m höher als Y I, sodass der Höhenunterschied zwischen den durch Ss I und Ss II vertretenen Uferflächen in SW-Finnland ca. 10—12 m ausmacht (Diagramm Abb. 3, Observationsserie bei Hyvinkää und Lahti S.). Dieser Unterschied ist auch auf anderen Wegen zu ermitteln. Ramsay (1922) hat gezeigt, dass, wenn sowohl für Ss I, als auch Ss II ein Isobasensystem gezeichnet wird, deren Höhenunterschied die obenerwähnte Meteranzahl beträgt. Weiterhin hat sich herausgestellt, dass Ss I auf der ganzen Strecke ein besonders starkes, grob umrissenes Ufer ca. 11 m unterhalb des Distalrandes

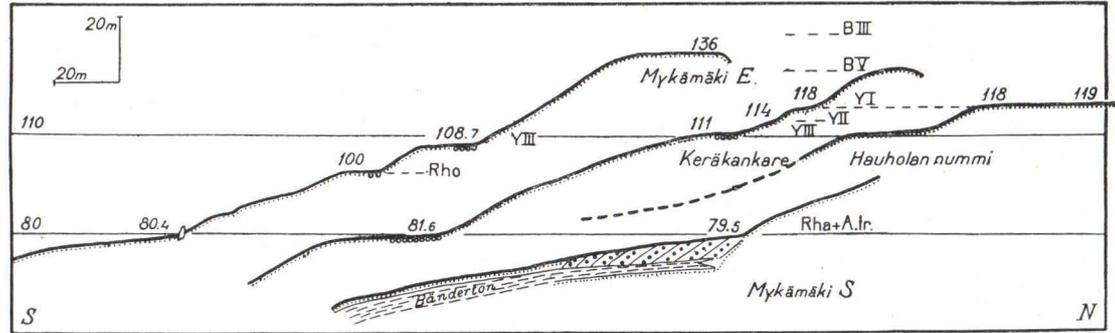


Abb. 4. Vormalige Strandlinien an den Böschungen der glazifluvialen Ablagerungen im W des Kirchspiels Pusula, NW-Uusimaa (Nyland). Zeichenerklärung im Text und auf Tafel VI. Das Plateau von Hauholannummi mit seinem etwa 14 km<sup>2</sup> umfassenden Areal liegt im Niveau des Yoldiameres (Y I), während die Oser von Keräkankare und Mykämäki im Baltischen Eisstausee (B V resp. B II) entstanden sind. (Vgl. auch Abb. 4, Tafel II).

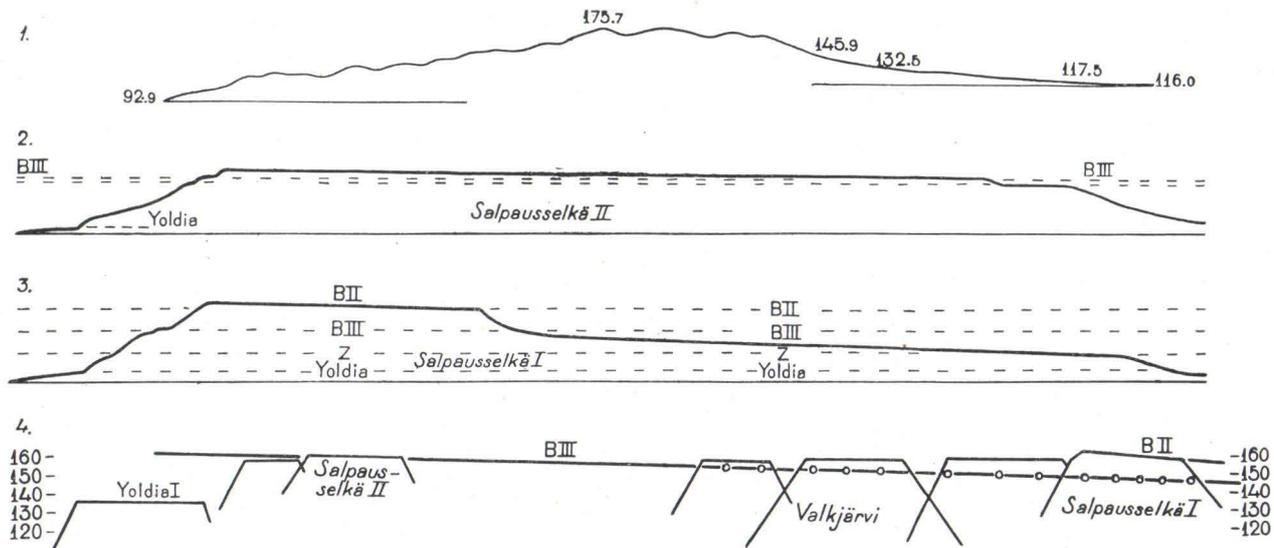


Abb. 5. Haupttypen der Salpausselkä unter dem Gesichtspunkt der Niveauverschiebungen betrachtet.

1 = Hauptsächlich supraaquat aufgeschüttete Randmoräne mit kleiner, in seichtem, stehendem Wasser entstandenen Sanderfläche an deren distaler Seite. Charakteristisch für die beiden Salpausselkä in Karelien. Nach Leiviskäs (1920) Profil 421 gezeichnet.

2 = In tieferem Wasser abgelagerte Randbildung mit weitem glazifluvialen Delta. Charakteristisch für den Zweiten Salpausselkä W vom Saimaa mit der doppelten Strandfläche von B III.

3 = Vollständige Ausbildung des Ersten Salpausselkä W vom Saimaa. Von den beiden glazifluvialen Deltas mit einem Höhenunterschied von 25 m stellt das obere die Strandfläche von B II, das untere die von Z dar. Die grosse Strandterrasse zwischen den Deltaplateaus wurde während des Baltischen Eisstauseestadiums B III gebildet. — Die Mehrzahl der Plateaus vom Ersten Salpausselkä ist jedoch vom Typus 2, und zwar entweder im Niveau von B II (z. B. am Saimaa und bei Lahti) oder Z (SW von Hyvinkää) entstanden.

4 = Leicht schematisiertes Diagramm, das die gegenseitige Verhältnisse der Baltischen Eisstauseenstadien B II, B III und des Yoldiameeres (Y) zwischen den Orten Lahti und Lampi zeigt.

der Deltas aufweist (vgl. Hellaakoski 1932). Dieses kann als mit Ss II gleichaltrig nachgewiesen werden, und die erwähnte Ziffer zeigt also auf eine dritte Art, dass die Oberfläche des Baltischen Eisstausees zur Zeit des Ss II um jenen erwähnten Meterbetrag tiefer als während der Entstehung des Ss I gestanden hat. Für den Baltischen Eisstausee zur Zeit des Ss I gebrauche ich die Bezeichnung B II.

Doch baut sich der Erste Salpausselkä an und für sich aus zwei Deltareihen auf: Das Vorangehende bezog sich auf die obere Hauptreihe; die andere im allgemeinen an der Distalseite gelegene jüngere hält sich etwa 25 m tiefer als jene (Siehe Abb. 5, Tafel III und V). Gewisse Faktoren, auf die ich hier nicht näher eingehen kann, haben mich zu der Überzeugung gebracht, dass es sich hier um ein marines Stadium handelt. Ich benutze hierfür das Zeichen Z. Hierauf fällt der Wasserspiegel von B II plötzlich. Die Folge hiervon ist eine deutliche Veränderung in der Fazies der warwigen Sedimente, als Grenze ein mächtiges, sandiges, an kleinen Steinen reiches Abzapfungswarw vom Jahre -435<sup>1</sup> (Sauramo 1918, Tafel I; Abb. des erwähnten Warwes Sauramo 1923, Tafel I und II). Nach einigen Jahrzehnten, als der Eisrand noch bei Ss I stagnierte, ist das Wasser wiederum annähernd auf seine vorige Höhe aufgestaut, falls es nicht vielleicht ca. 5 m tiefer stehengeblieben ist. Später verschiebt sich die Wasseroberfläche von dort auf die Ebene von B III.

Ss I und Ss II sind mit ihren Deltas unvergleichlich gute synchrone Leitflächen (Leiviskä 1920), da sie sich durch das ganze Land erstrecken, bis nach Karelien sowie über Gegenden, in denen weder das Yoldia, noch jenes in Häme benutzte Leitniveau der Höhe des Terrains wegen zur Ausbildung gelangt sind. Deswegen habe ich auch versucht, das Verhältnis des Yoldia zu den Salpausselkä in SW- und S-Finnland möglichst sicher festzustellen. In Anbetracht dessen, dass mir Beobachtungsserien von Hanko bis nach Kymijoki, wie auch aus den Gegenden nördlich und südlich der Salpausselkäs und zwischen ihnen zur Verfügung stehen, bin ich der Meinung, dass mir dieser Versuch gelungen ist. Einige der hier in Frage stehenden Beobachtungsreihen habe ich in dem Diagramm Abb. 3 angegeben.

Die synchronen Strandflächen der Randbildungen waren anfänglich längs des ganzen Salpausselkä in wagerechten Niveaus der verschiedenen Baltischen Eisstauseen und des Meeres gelegen, haben später aber infolge der ungleichförmigen Landhebung eine Schräg-

<sup>1</sup> Das wirkliche Alter des Abzapfungswarwes ist etwas grösser. Später (Sauramo 1923) habe ich nämlich erwähnt, dass zu der Warvenanzahl 10 Jahre hinzuzufügen sind, und De Geers (1930) Konnexion setzt einen noch etwas grösseren Zuschlag voraus.

stellung nach SE erfahren. Die Höhe der beiden Salpausselkä ist deshalb in der Gegend Vesijärvi—Päijänne am grössten, nämlich 150—160 m, und nimmt von dort nach dem Saimaa zu ab, bis 100—105 m. Von hier aus steigt sie wieder an, wo die Randbildungen sich nach NE wenden. Am S-Rande des Flusses Pielisjoki ist B III in einer Höhe von 130 m gelegen. Etwas nördlicher, in den Becken der Seen Viinijärvi und Höytiäinen, ist wiederum die allgemeine Höchste Grenze aus dem J. 300 viel niedriger, um 108 m, und steigt von dort nach dem nördlichen Ende vom Becken des Sees Pielisjärvi an, wo um das J. 520 herum jene Senkung von 7 m eintritt (siehe oben S. 12). Die betreffende Höchste Grenze ist deutlich doppelt (Sauramo 1928, Tafel VII, Niveau III): die westlichen und nördlichen Ufer sind jünger und niedriger gelegen, die südlichen und älteren liegen höher. Im Tal des Pielisjärvi bleiben diese Niveaus ca. 33 und 36 m unterhalb B III. Alles weist also mit unwiderleglicher Deutlichkeit darauf hin, dass jene Höchste Grenze der Umgebung des Sees Höytiäinen sowohl ihrem Alter, als auch ihrer Lage nach Y II und Y III in W-Finnland entspricht (vgl. Munthe 1929, 1931 a und Sauramo 1930).

Doch deuten die starke Entwicklung von Y II (Sauramo 1928, Tafel IV Abb. 7, Sauramo 1929 a Tafel XX Abb. 33), wie auch gewisse glazifluviale Deltas im Tal des Flusses Pielisjoki, die ca. 28 m unterhalb B III bleiben, darauf hin, dass auch Y I letzten Endes in N-Karelien zu spüren ist, wenn auch offenbar kurz vor dem Abschluss dieses Stadiums. Während der ersten Jahrhunderte der baltischen Yoldiazeit dagegen ist das ganze Becken des Saimaa ein eisgestauter See gewesen, wie aus den oberen Deltas des Jaamankangas (Sauramo 1927) und den Uferbildungen des S-Saimaa (Hellaakoski 1932) hervorgeht.

Oberhalb des Yoldia gibt es in Karelien noch eine Menge anderer eisgestauter Seen, u. a. der grosse Eisse von Sotkamo mit seinen verschiedenen, gegenwärtig toten Abflüssen (Sauramo 1926). S. Kilpi (s. oben) hat es unternommen, ihn eingehend zu untersuchen. Alle diese Tatsachen sprechen gegen die immer noch in der Literatur auftauchende alte, geologisch durchaus unbegründete Auffassung, dass das Yoldiameer mit dem Weissen Meer in unmittelbarem Zusammenhang gestanden hätte.

Über die Ufer des Yoldiameeres in Mittelfinnland sei noch erwähnt, dass sie auch im Umkreise des Sees Puulavesi (Hellaakoski 1928, Abb. 3 und 4) auf drei Niveaus festzulegen sind, von denen das oberste und im Westen auftretende allem Anschein nach Y I und das unterste, im nordöstlichen Teil anzutreffende hinwiederum Y III

vertreten mag. Dieses ist ein Beispiel dafür, wie mit Hilfe der Höchsten Grenzen im Areal des Yoldia die Rückzugsphasen des Eisrandes bestimmt und die Methode ergebnisreich angewandt werden kann auf Gegenden, in denen die warwigen Sedimente für eine chronologische Untersuchung ungeeignet sind, wie z. B. am See Puulavesi.

Die Ufer des Yoldiameeres und des Baltischen Eisstausees setzen sich nach SE bis an die Karelische Landenge und nach Leningrad fort. An letzterem Ort liegt das Yoldia in der Ebene des gegenwärtigen Meeresspiegels und B III ca. 33 m höher, also oberhalb desselben Vertikalabstandes wie durchschnittlich in S-Finnland (Markoff 1931). Die Schrägstellung der Strandflächen ist also beim Yoldia und B III die gleiche, was darauf beruht, dass sie im grossen und ganzen gleichaltrig sind. Der Wasserspiegel sank ja plötzlich von B III auf Y. Beide Niveaus sind in den Untersuchungen Markoffs sowohl mit Hilfe der Uferbildungen als auch stratigraphisch und chronologisch durch Pollen- und Diatomeenuntersuchungen gut fixiert. Und Markoff kommt empirisch zu dem selben Ergebnis wie Verf. mit Hilfe der Interpolation, nämlich zur Feststellung, dass das Yoldiameer auch über Ladoga—Onega keine offene Verbindung mit dem Weissen Meer unterhalten hat.

In derselben Weise hat Hyypä (1932) die Lage des Yoldia auf der Landenge bestimmt. Da aber nach Hyypä die Landhebung auf dem Isthmus durch eine vorübergehende Landsenkung unterbrochen war, sind die gegenseitigen Verhältnisse der Ufer dort gestört. Aus diesem Grunde habe ich in meinem Diagramm gar nicht die Karelische Landenge, sondern den im Grundgebirgsgebiet belegenen Beobachtungsort Säkkijärvi verwertet, wo nach Hyypä die Niveauverschiebungen normaler verlaufen sind. Dieser Ort hat allerdings neben der Karelischen Landenge die Schwäche, dass dort wegen der niedrigen Lage des Landes diejenigen Ufer fehlen, die älter als das Yoldia sind.

Zur Behebung dieses Mangels habe ich im letzten Sommer auf Suursaari (Hogland) Moore und Ufer untersucht und dabei feststellen können, dass die Insel ganz an derselben Litorina-, Ancyclus- und Yoldiaisobase liegt wie Säkkijärvi, seiner Höhe wegen aber auch in reichlichem Masse höhere Strandbildungen umfasst, u. a. B II und B III. Zu diesen Stadien gehört z. B. die grossartige Geröllakkumulation am Berg Pohjoiskorkea, die durch ein Photo von H. Berghell im Lehrbuch Wilhelm Ramsays, 3. Aufl., Bd. I, S. 159, wiedergegeben ist. Die Höhe derselben ist jedoch 70—76 m und nicht 82 m. Die Höchste Grenze am Berg Haukkavuori, nach der Messung H. Krancks 89 m ü. M. (gesehen vom Verf.), repräsentiert im Bereich des Finni-

schen Meerbusens das älteste bekannte Stadium des Baltischen Eisstausees, B I. Ebenso verhält es sich in Ladoga-Karelien. Auch Markoff kennt dieses Stadium (1931, G III vor der Regression). Auf Grund dieser Angaben ist B I auf der Tabelle des Diagramms von Leningrad bis auf die Isobasen von Suursaari und Jänisjärvi in Ladoga-Karelien (Soanlahti 130 m) eingetragen. Von der Fortsetzung auf noch höheren Isobasen wird unten im Zusammenhang mit Schweden die Rede sein.

#### DIE LITORINATRANSGRESSIONEN.

In die Diagramme, Abb. 3 und Taf. VI, ist ferner die obere Grenze des ältesten Litorina, L I, oder der Clypeustransgression, Cly, eingetragen. Ihre Unterbringung in den östlichen Teilen des Finnischen Meerbusens gründet sich auf Hyypäs und Markoffs Untersuchungen. In Uusimaa (Nyland) stellt das früher als Litorinagrenze bekannte Ufer nach den Befunden Hyypäs und Aarios (vorläufig unveröffentlicht) die älteste Litorinatransgression, L I, dar. Im Eigentlichen Finnland, zwischen Perniö und Turku (Åbo), liegt das betreffende Ufer nach den im letzten Sommer aufgenommenen Untersuchungen E. Aurolas u. a. in Hajala 47 m ü. M., im Kirchspiel Maaria bei Turku nahezu 50 m ü. M. In N-Satakunta hat Aario (1932) die der Transgression L I entsprechende Stelle in eine Höhe von 75 m verlegt, während dagegen die Clypeusgrenze bei 80 m und die Mastogloia-grenze bei 90 m liegt. In die Diagramme sind auch die jüngeren Transgressionen, L II und L III, eingetragen.

#### DIE JÜNGEREN UFER DER FINIGLAZIALZEIT (RHO UND RHA).

Die Kenntnis der Clypeustransgression in N-Satakunta ist für meine Untersuchung von besonderer Wichtigkeit gewesen, da sie es ermöglicht hat, die Klarlegung der spätglazialen Niveaushiftungen auf dem nach dem Bottnischen Meerbusen geneigten Teil des Untersuchungsgebietes fortzusetzen. Hier ist nämlich das im Zusammenhang mit dem Os von Kangasala benutzte Leitufer nunmehr sowohl seinem Bau nach zu grob, als auch seines versprengten Auftretens wegen nicht länger zweckentsprechend.

Mein Verfahren ist folgendes gewesen. Da die Lage von L I zum Yoldia und zu B III in SE- und S-Finnland wie auch in der Gegend von Turku bestimmt worden ist, füge ich die Höchste Grenze des weit nach NW hin gelegenen Berges Lauhavuori an der Grenze zwischen N-Satakunta und S-Pohjanmaa mit Rücksicht auf L I an

die richtige Stelle ein. (Bestimmung der betreffenden Höchsten Grenze von J. J. Sederholm, 1896; neue Messung vom Verf., siehe oben S. 3; genauer kartiert von A. I. Olander, Lehrer der Geographie und Naturwissenschaften in Kristina).

Nach dem genannten Verfahren fällt die Höchste Grenze von Lauhavuori, 210 m ü. M., auf dieselbe (ausgezogene) Linie wie die glazifluvialen Deltaplateaus des Hämeen kangas und die übrigen Anzeichen des Höchsten Ufers unmittelbar nach dem J. 520 (siehe das Diagramm Abb. 3). Die Grenze zwischen Meer und Land hat sich mit anderen Worten unverändert erhalten vom J. 520 wenigstens bis zum J. 750, als der Lauhavuori sich vom Inlandeise befreite. Die Stichhaltigkeit dieser Konnexion wird ausser durch die Zuverlässigkeit des Verfahrens auch durch zwei am Lauhavuori gefundene tiefer gelegene Ufer gestützt. Das obere dieser beiden Ufer fällt auf das bei der betreffenden Anordnung am Os von Kangasala von mir benutzte Leitufer (Rho), das untere wiederum auf das nächst niedrigere synchrone Niveau (A. tr.), über das später eingehender berichtet wird.

Das Ergebnis war ziemlich überraschend für mich, weshalb ich herauszustellen versuchte, wie weit diese neue synchrone spätglaziale Strandfläche sich nach NW hin fortsetzt. Mir stand Material aus dem Gebiet des Kartenblattes von Kajaani zur Verfügung, einem Gebiet, wo ich früher sowohl das Höchste Ufer, als auch das Zurückweichen des Inlandeisrandes mit Hilfe der Bändertone untersucht hatte (Sauramo 1926). In der Gegend von Iisalmi ist zufällig das höchste Ufer, 170 m ü. M., ganz gleichen Alters wie am Lauhavuori, nämlich etwa aus dem J. 750, und fällt also auch ohne weiteres auf dasselbe Niveau, da zwischen den Gegenden eine offene Meeresverbindung bestanden hat. Von der Umgebung Iisalmis aus erhebt sich das Höchste Ufer mit seltener Gleichmässigkeit nach NW und W. Deswegen ist es wahrscheinlich, dass es auch synchron ist, und zwar bis an den Suomenselkä, annähernd bis um das J. 900.

Als mein Manuskript schon fertig war, hat G. Brander mir ein Diagramm vom Kartenblatt Kuopio (im Drucke) gezeigt. In diesem sind alle beobachteten Strandbildungen in eine synchrone Strandfläche eingepasst worden. Diejenigen Höchsten Grenzen, welche nach dem Jahre 520 entstanden sind, fallen hier wirklich genau auf eine und dieselbe Linie, wie das oben erwähnte Resultat voraussetzt.

Über den Suomenselkä hinaus scheint dieses höchste Niveau nicht zu reichen, da im Becken des Sees Pyhäjärvi, an der Wasserscheide, das Höchste Ufer wie in SW-Finnland doppelt auftritt und also zeigen dürfte, dass die Regression wieder um das J. 900 angefangen hat. Allerdings kann dort die Frage nicht entschieden werden, da

der Boden nach dem Bottnischen Meerbusen hin abzuflachen beginnt und die Höchsten Ufer deswegen gar nicht mehr vertreten sind.

#### KONNEXION MIT ÅNGERMANLAND.

Da somit die Erklärungsmöglichkeiten dieses Zusammenhanges in Finnland erschöpft waren, entschloss ich mich, auf die andere Seite des Bottnischen Meerbusens überzugehen, und zwar nach Ångermanland, von wo R. Lidén (1913) über zweckentsprechendes Material verfügt, sowohl über Höchste Grenzen, als auch über die Chronologie.

Bevor wir uns mit der Sache selber befassen, möchten wir noch kurz auf die spätglaziale Chronologie Finnlands und Schwedens hinweisen. Um diese beiden Zeitrechnungen fester miteinander zu verbinden, hat De Geer mich 1931 gebeten, ihm Material zu verschaffen von der finnischen Seite an der Quarkenstrasse, von wo mir keine Daten zur Verfügung standen. Mir gelang es auch, in den Kirchspielen Isojoki und Lappfjärd eine Reihe von Warwen zusammenzubringen, die De Geer mit seiner eigenen Zeitrechnung verbinden konnte (De Geer 1931 a, 1931 b). Nach dieser haben die Gegend des Lauhavuori und die Küste der Ångermanelf sich gleichzeitig vom Eise befreit, so dass das J. -500 in De Geers Chronologie dem J. 748 in meiner Zeitrechnung entspricht.

Ebenso ist es De Geer gelungen, die früher von mir aufgestellte Warwenmessung aus Mittel-Pohjanmaa, aus dem Kirchspiel Haapajärvi, zu konnektieren. Gemäss allen diesen neuen Verbindungen verläuft die chronologische 0-Linie Schwedens von Ångermanland über die Quarkenstrasse nach Finnland, nach Kalajoki und nicht, wie sie früher festgelegt war, längs der vesterbottnischen Küste. Auf Grund dieses Ergebnisses bin ich jetzt bereit, als Länge des Finiglazials 1250 Jahre anzunehmen, was vom Standpunkte der Konnexion gesehen ganz dasselbe ist wie De Geers 1073 Jahre. Der Unterschied beruht darauf, dass meine Finiglazialzeit mit dem Abschluss des Zweiten Salpausselkä, De Geers dagegen 174 Jahre später einsetzt.

Das erwähnte Jahr 174 tritt in den Sedimenten Finnlands keinesfalls als irgendein eigenartiges Warw hervor, wie z. B. meine 0-Linie oder u. a. die Jahre 292, 520 und 435. Deswegen habe ich bezweifelt, dass es, wie De Geer meint, die letzte Abzapfung des Baltischen Eisstausees bedeutet. Jetzt allerdings bin ich geneigt, anders zu denken. In den letzten Jahren haben sich nämlich Beobachtungen angesammelt, die ich nicht anders deuten kann als unter Voraussetzung sowohl einer Steigung des Baltischen Eisstausees nach dem Jahre 0 in zwei Absätzen (B IV und B V, Diagramm Taf. VI) auf

dieselbe Höhe wie zur Zeit von B III, als auch einer danach erfolgten Senkung auf die Ebene von Y I (vgl. Ramsay 1927). Mit diesen Niveaushiftungen sind grosse Oszillationen des Eisrandes um das J. 100 herum z. B. zwischen Hämeenlinna und Hattula und in der Umgebung von Heinola verbunden (Sauramo 1928). Doch habe ich keinerlei Anhaltspunkte dafür, wann jene letzte und allen Anzeichen nach schwache, um nicht zu sagen »geheimnisvolle« Episode des Baltischen Eisstausees endigt. Trotzdem ist es nicht ausgeschlossen, dass sie sich bis um das Jahr 174 herum oder also bis an den Anfang der Finiglazialzeit im Sinne De Geers erhalten hat.

Doch kehren wir wieder nach Ångermanland zurück. Da sich die Küste hier sowie auf der gegenüberliegenden Seite in Finnland gleichzeitig vom Eise befreit hat, gehören auch die höchsten Ufer, weil sie in demselben Becken entstanden sind, zu einem und demselben Niveau, zu Rho. Dieses bezieht sich u. a. auch auf den Skuluberg mit seiner 284 m hoch gelegenen Höchsten Grenze. Diese Folgerung ist auch z. B. mit Hilfe der Clypeusgrenze zu kontrollieren, die nach Munthes (1931 b) Karte extrapoliert um die Mündung des Ångermanelf herum in einer Höhe von ca. 120 m gelegen ist, wie auch das Diagramm voraussetzt.

Aus Lidéns Material ist zu ersehen, dass die während der ersten beiden Jahrhunderte entstandenen Höchsten Ufer nach W und S hin gleichmässig abnehmende Werte erhalten: sie sind offenbar synchron, sowie es auch auf dem Kartenblatt von Kajaani und Kuopio in Finnland der Fall ist. Die jüngeren Ufer dagegen ordnen sich mit Rücksicht auf die Höhe ungleichmässig ein und nehmen mit dem herannahenden Ende der Eiszeit besonders rasch an Höhe ab. Es hat also den Anschein, als ab auch in Ångermanland die Uferfläche Rho nach dem J. 900 trockengelegt worden wäre.

Zum Glück gestattet Lidéns Material eine exaktere Behandlung des Gegenstandes. An der Küste ist nämlich an zwei Stellen, in Hornsjöbäcken und Linnamo, ausser der Höchsten Grenze noch ein Flussdelta zu untersuchen gewesen, das sich zu seiner vollen Grösse aufgebaut hat, als das Ufer sich an diese Stellen abwärts verschob. Die Deltas bestehen aus warwigem Sediment, und nach diesem hat Lidén die Grösse der Uferverschiebung in vertikaler Richtung von der Höchsten Grenze bis an die Oberfläche des Deltas ausgerechnet.

Diese beiden Stellen habe ich in das Diagramm eingetragen, und der Leser kann daraus ersehen, dass in Hornsjöbäcken der Strand bis zum J. 985 (finn. Zeitrechnung) im ganzen um 18 m niedriger geworden ist. Wenn nun die Strandverschiebung gleichmässig wäre, könnte leicht ausgerechnet werden, in welcher Zeit sie sich um weitere

10 m abwärtsbewegt hätte, um das Niveau Rha zu erreichen. Eine so einfache Extrapolation führt allerdings nicht auf ein richtiges Ergebnis.

In S-Finnland hat sich nämlich zweifellos deutlich herausgestellt, dass die Strandverschiebung sich ruckweise vollzieht. Bisweilen stagniert sie ein oder zwei Jahrhunderte lang, bisweilen wiederum bewegt sie sich besonders rasch abwärts. Zwischen den Yoldiaufnern fehlen die litoralen Bildungen beinahe vollkommen, und die Oser zeigen sich in beinahe ursprünglicher Gestalt mit ihren in der Distalrichtung geneigten Terrassen, ursprüngliche Aufschüttungsformen, an denen die inneren Strukturzüge des Oses zum Vorschein kommen. Zwischen Rho und Rha dagegen sind überall, sowohl in SW-Finnland als auch in der Gegend des Kartenblattes von Kajaani in reichlichem Masse von den Uferagentien hinterlassene Spuren zu sehen, kleine Uferwälle oder Strandterrassen in regelmässigen Abständen, offenbare Zeichen einer entsprechend kontinuierlich eingetretenen Regression. Und jene besonders gut entwickelten synchronen Niveaus selber, z. B. Rho und Rha, die für ein Stagnieren des Ufers sprechen, sind im allgemeinen von umso grösseren Dimensionen, je zahlreicher jene kleinen Regressionsmerkmale sind, die sie zu unterminieren vermocht haben.

Wenn nun Lidén in Ångermanland als Grösse der Uferverschiebung für je ein Jahrhundert 13—14 m ermittelt hat, ist auf Grund des oben Dargelegten zu verstehen, dass diese Zahl einen Mittelwert bedeutet. In Wirklichkeit hat das Ufer z. B. in Hornsjöbäcken, nachdem es von der Höchsten Grenze zurückgegangen war, sicher einige Jahrzehnte lang auf einem in der Mitte zwischen Rho und Rha gelegenen Niveau Halt gemacht, ist aber vordem und darnach wiederum rascher als durchschnittlich gefallen, zweifelsohne z. B. mit einer Geschwindigkeit von ca. 20 m im Jahrhundert. Hiernach zu urteilen hätte die Strandfläche das Niveau Rha kurz nach dem J. 1000 (finn. Chronologie) erreicht.

Wie lange das Ufer auf Rha gestanden hat, ist nach Lidéns Material nicht zu berechnen, weil ein synchrones Niveau, z. B. für die Ausnutzung des sonst so geeigneten Beobachtungsortes von Bölen, nicht zur Verfügung steht. Wir haben uns damit zu begnügen, die Entstehungszeit auf Grund der Grösse der Strandbildung einzuschätzen. In dieser Beziehung ist das Ufer Rha in SW-Finnland vielleicht schwächer geblieben als Rho; besser nähert es sich den Ufern des Yoldiameres. So komme ich zu der Auffassung, dass das Ufer Rha sich in etwas mehr als 200 Jahren aufgebaut hat und also um 1250 herum fertig geworden ist. Rha bedeutet, mit anderen Worten, die Lage des Wasserspiegels gerade am Ende der Eiszeit, im J.  $\pm 0$  der schwedischen Chronologie.

Zusammenfassend lässt sich über die finiglazialen Niveaushiftungen Folgendes sagen. Alle diejenigen höchsten Grenzen sowie auch diejenigen niedrigeren Strandbildungen, welche nach der letzten Abzäpfung des Baltischen Eisstausees und vor dem Jahre 900 entstanden sind, lassen sich in vier synchrone Strandflächen einordnen (Y I, Y II, Y III und Rho). Die Strandlinie hat sich während dieser Zeit ruckweise abwärtsverschoben. Nach dem letztgenannten Jahre dagegen war die Regression kontinuierlich, jedoch nicht regelmässig, und die höchsten Grenzen dieser Zeit sind ihrem Alter nach metachron im Sinne Lidéns und Ramsays.

#### RHO-, RHA- UND ANCYLUSSTADIEN IN SW-FINNLND.

Als ich in SW-Finnland in einem etwas weiteren Gebiet als nur Häme als Referenzniveau jene als Ancylus bezeichnete Strandfläche Rha benutzte, bemerkte ich im Ergebnis eine höchst erstaunliche Eigentümlichkeit: alle höher gelegenen synchronen Y- und B-Niveaus traten im Diagramm gar nicht in geraden Linien, sondern gebrochen auf, und die Brechung fiel an diejenige Stelle, an der jener Leitstrand in einer Höhe von 80 m lag. Da es auch den Litorinagrenzen (vgl. oben S. 19) in ganz derselben Weise erging, und zwar in derselben Richtung, war die Folgerung klar: Jener Leitstrand konnte kein synchrones Niveau sein, sondern offenbar ein aus zwei Ufern hervorgegangenes, die einander bei 80 m schnitten, als die Niveaus des Litorina- und Yoldiameres wie auch des Baltischen Eisstausees in geraden Linien ausgezogen wurden. Ferner ergab sich, dass die richtige synchrone Fortsetzung des Ancylusniveaus von SE- und S-Finnland nach SW-Finnland und weiter im Nordwesten auf höheren Isobasen, u n t e r h a l b des dortigen »Ancylus«, des Rha-Niveaus, zu suchen war.

In dem durch Abb. 2 wiedergegebenen Diagramm sind einige ehemalige Strandbildungen zu sehen, die ich in der Natur gut kenne, die ihrer Bedeutung nach aber anfangs unaufgeklärt geblieben waren. Die betreffende Strandlinie liegt in Kangasala nur einige Meter tiefer als eine mit Rha nahezu parallel verlaufende, 10 m niedriger als diese gelegene synchrone Strandfläche (sagen wir Rha II) und wird also sehr leicht mit dieser verwechselt. Bei Tampere ist ihre Selbständigkeit des grösseren vertikalen Abstandes wegen bereits unanfechtbar. Und am Hämeen kangas gehört sie zu den schönsten Strandlinien der Gegend, indem sie in Vatula ca. 132 m und am Os Soininharju ca. 134 m hoch gelegen ist (nach Aario auf Grund mündlicher Mitteilung). Im Diagramm Abb. 3, in dem Yoldia, Litorina und die übrigen

sicher als synchron bekannten Strandflächen in geraden Linien auftreten, entfallen die erwähnten Strandbeobachtungen auf dieselbe Gerade (A. tr.) wie diejenigen S-Finnlands (Säkkijärvi—Suursaari 35 m, Lohjanselkä 70 m, Hajala 79 m). Es fehlt nur eine stratigraphische Aufklärung darüber, ob der von mir aufgefundene Strand seiner ganzen Länge nach, von der Karelischen Landenge bis nach Pohjanmaa, wirklich synchron ist, und ob ich in der Tat über das problematische Transgressionsufer des Ancylussees zu einer Entscheidung gekommen bin.

Hinsichtlich dieser Frage, wie auch der Darlegung des Charakters der Strandflächen Rho und Rha ist Aarios (1932) Ausführung über die Moore in N-Satakunta von entscheidender Bedeutung, und weil es sich zum grossen Teil um das in den Beilagen seines Buches enthaltene Material handelt, begnüge ich mich nicht damit, nur mit kurzen Hinweisen dieses wichtige Problem zu berühren.

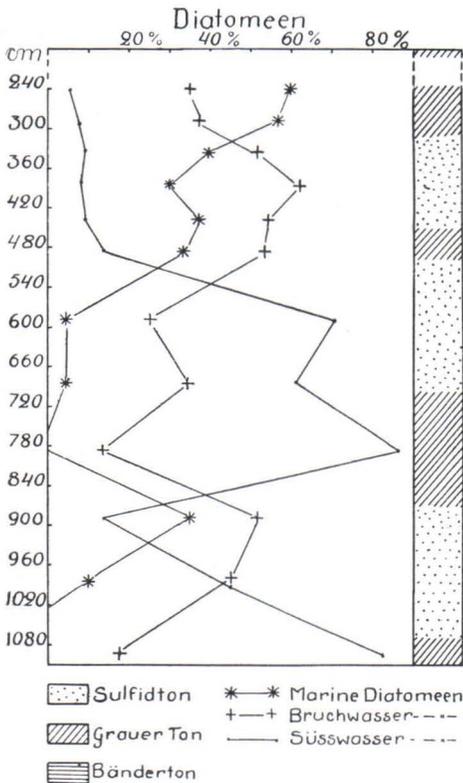


Abb. 6. Der Charakter der Diatomeenflora im Profil von Nurmo.

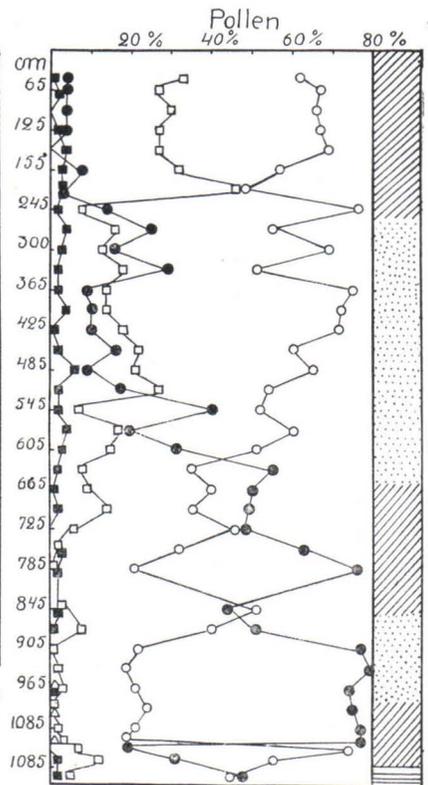


Abb. 7. Pollendiagramm für das Profil von Nurmo. Die Zeichen für die Pollenarten sind unter Abb. 9 erklärt worden.

Ich beginne mit dem Profil von Nurmo, dem zunächst B. Aarnio (1929) Aufmerksamkeit zugewandt hat, und für das auf seine Veranlassung A. Cleve-Euler die Diatomeen bestimmt hat. Dieses Material wurde historisch-geologisch brauchbar, nachdem Aario (1932) es mit seinen Pollenanalysen fest mit seinen eigenen stratigraphischen Mooruntersuchungen und durch deren Vermittlung mit der ganzen Entwicklungsgeschichte der Ostsee hatte verbinden können.

Nurmo ist ca. 75 km von Vaasa nach SE, 45 m ü. M. gelegen. Das Profil enthält eine zusammenhängende Serie (etwa 11 m) von feinen Wassersedimenten, chronologisch vom spätglazialen Bänderton bis weit in die Litorinazeit. In der Serie wechseln grauer Ton und dunkler Sulfidton miteinander ab; für letzteren sind Brackwasserdiatomeen charakteristisch, für ersteren dagegen Formen des süßen Wassers (Abb. 6).

Nach dem Pollendiagramm Aarios (Abb. 7) stammt der obere Ton des Brackwassers aus der älteren Litorinaperiode (L I); zur Zeit von L III war die Gegend trockenes Land und von der Bevölkerung der Steinzeit bewohnt (Äyräpääs Keramikstufe II im Nachbarkirchspiel bei Lapua 56—58 m ü. M., 1930). Die Sedimente, die älter als das Litorina sind, verlegt Aario in die Ancylusperiode, da auch das zuunterst gelegene warwige Sediment erst nach der Yoldiaperiode entstanden sein mag (sensu Sauramo und Munthe).

Mit dieser Folgerung sah Aario sich derselben Schwierigkeit gegenüber wie alle anderen Forscher, die sich mit der gleichen Frage befasst hatten: Das Ancylus ist kein deutliches Seestadium, da seine älteren Schichten auch »Litorina«-Diatomeen enthalten. In den Sedimenten der ganzen Ancyluszeit im älteren Sinne lassen sich wirklich drei verschiedene Stufen unterscheiden: Die oberste derselben mit fast reinen Süßwasserdiatomeen entspricht meines Erachtens dem eigentlichen Ancylussee, während die beiden unteren als *marine* Stadien aufzufassen sind. Das frühere der letztgenannten Stadien führt Diatomeen, welche für die s. g. *Rhoicosphaenia*-Flora Cleve-Eulers (1922) charakteristisch sind; die jüngere, also die mittlere der drei Stufen, dagegen enthält halophile Formen wie *Rhabdonema* sp. und *Grammatophora oceanica* und kann hier als *Rhabdonema*-Flora bezeichnet werden. Aario erklärt diese als Relikte des Yoldia-meeres und schliesst sich also in dieser Hinsicht dem von Munthe dargestellten Gedanken an (Munthe 1931).

Da nun meine eigenen Untersuchungen zu dem Ergebnis geführt haben, dass die Finiglazialzeit zwei deutliche synchrone Strandlinien umfasst, die jünger als das Yoldia und offenbar älter als das Ancylus im SE der Ostsee sind, kam mir der Gedanke, dass sie vielleicht durch

jene Anfangsstadien der Ancyclusperiode ihre chronologische Entsprechung erhalten. Die ältere durch die *Rhoicosphaenia*-Flora charakterisierte Stufe würde der oberen Rho-Strandfläche entsprechen (daher die Bezeichnung), die jüngere *Rhabdonema*-Stufe dagegen der unteren Rha-Strandfläche und endlich die deutliche Stufe süßen Wassers dem eigentlichen Ancyclussee, wie auch jenes erwähnte Ufer, A. tr., der obersten Grenze der Ancyclus-Transgression.

Da dieser Gedanke bei den früheren Feldarbeiten nicht berücksichtigt worden ist, kann seine Stichhaltigkeit vorläufig nicht in jedem Punkt genügend kontrolliert werden. Es erweist sich allerdings, dass das zur Verfügung stehende Material mit dieser Identifizierung durchaus übereinstimmt. Zur Illustration dieser Tatsache seien einige Beispiele und besonders gewisse problematische Funde früherer Autoren angeführt.

Das von Aario untersuchte Moor Leppäsenna in Kihniö ist mit dem Profil von Nurmo mit Hilfe des Pollendiagramms (Abb. 8) leicht zu konnektieren. Gleichzeitig bietet es einen guten Repräsentanten jenes Entwicklungstypus von Wäldern, der für ganz N-Satakunta und ein noch weiteres Gebiet charakteristisch ist: der kräftige Anstieg von *Picea* zur Zeit von L III und die Herrschaftszeit von *Pinus* (über 70 %) zur Ancyclusperiode und auch vor dieser. Das Moor ist 155 m ü. M. gelegen und fällt im Relationsdiagramm der Niveauverschiebungen an den Os Vatulanharju. Der zuunterst gelegene Teil des Profils, der Bänderton, und der Hauptteil der Gyttja können also nur aus der Rho-Zeit stammen, da die Stelle zur Rha-Zeit ein Ufer gewesen ist und damals zu verlanden begonnen hat. Die in der Gyttja enthaltenen Diatomeen vertreten, wie Aario bemerkt, die-

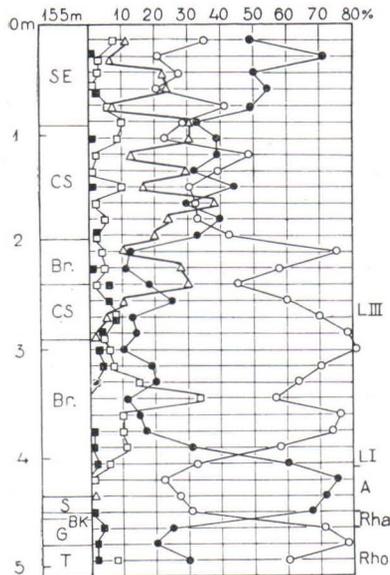


Abb. 8. Pollendiagramm für das Profil von Leppäsenna. Links die Abkürzungen der Bodenarten (siehe die Fussnote S. 28), rechts die Zeichen für die verschiedenen Ostseestadien (siehe Tafel VI).

selbe *Rhoicosphaenia*-Flora wie der unterste Teil des Profils von Nurmo. In diese Zeit wird es auch mit Hilfe des Pollendiagramms verlegt. Da im Moor Leppäsenna wiederum die *Rhabdonema*-Flora ganz fehlt, ist erwiesen, dass die Stelle damals schon trockenes

Land geworden ist. Die alte *Rhoicosphaenia*-Flora gehört also in dieser Weise mit unwiderleglicher Klarheit in die Zeit der Rho-Phase, und die Rha-Flora muss auch hier sowohl vom Standpunkt der Niveaushiftungen, als auch stratigraphisch jünger angesetzt werden.

Auch das oben erwähnte Ufer der Ancylystransgression ist in N-Satakunta mit ziemlicher Genauigkeit in die Stratigraphie der Moore einzufügen. In dem grossen Moorkomplex im westlichen Teil von Parkano hat nach dem Pollendiagramm u. a. das Moor Puurokeidas (Aario 1932 Beilage V. 101) zur Zeit des Ancylylusses zu verlanden begonnen, und der zuunterst vorkommende terrestrische Torf im Moore ist ca. 143 m ü. M. gelegen oder einige Meter höher als die Ancylylsgrenze in der Interpolation vom Hämeen kangas und Lauhavuori. Es besteht die Absicht, diesen oder das ältere Rho- oder das Rha-Ufer an der Böschung des östlich von den Mooren verlaufenden grossen Oses, an dem ich Terrassen gesehen habe, empirisch zu bestimmen.

Die höher gelegenen Moore der erwähnten Gruppe, u. a. das Pitkäkeidas (Aario 1932, 105), beginnt, nach dem Pollendiagramm zu urteilen, bereits vor der Zeit des Ancylylusses und stützt somit unser Ergebnis. Verschiedene andere Moore, die zwischen die Ancylystransgression und die Mastogloiagrenzen fallen, setzen während der Ancylylperiode oder noch später mit ihrer Verlandung ein.

In S-Satakunta, in Mellilä, hat Dr. E. Kivinen das Hochmoor Pesänsuo untersucht und auf meinen Wunsch auch einige Pollendiagramme darüber aufgestellt, Abb. 9, die ohne Schwierigkeit mit dem Typus von N-Satakunta zu verbinden sind. Die Verlandung wird unmittelbar durch Yoldiaton eingeleitet, nach dem Diagramm im Verlauf der Ancylylzeit, vermutlich in ihrer letzten Hälfte. Südöstlich vom Moore, auf dem grossen Os von Hevonlinna, an der Grenze zwischen den Kirchspielen Mellilä und Koski, habe ich die Rha-Grenze in einer mächtigen Terrasse und einem gewaltigen Blockgürtel in einer Höhe von 101—102 m ausgemessen, ebenso 3 km von hier nach NW in einer Höhe von 93 m einen schönen Strandwall, der im Relationsdiagramm mit der A. tr. zusammenfällt. Nach dem Moor Pesänsuo interpoliert (die Rho-Grenze wiederum nördlicher bestimmt) ergibt sich als Höhe der Ancylylsgrenze ca. 96 m. Da die Oberfläche des Tonuntergrundes unter dem Torf ca. 15 m

<sup>1</sup> In den Pollendiagrammskizzen sind die Bezeichnungen der Bodenarten in folgender Weise abgekürzt: B = Braunmoostorf, Br = Bruchtorf, C = Carex-Torf, D = Detritus, E = Eriophorum-Torf, G = Gytjtja, K = Krauttorf, M = Feinmo, Phr = Phragmites-Torf, R = Reisermoortorf, S = Sphagnum-Torf, Sa = Sand, T = Ton, TG = Tongyttja u. s. w.

tiefer (81 m) liegt, kann die Verlandung erst zur Zeit der Ancyclus-regression eingesetzt haben, wie es auch nach dem Pollendiagramm zu schliessen wirklich geschehen ist. Die Ancyclusgrenze ist also hier sehr nahe der stratigraphischen Ancycluszeit fixiert.

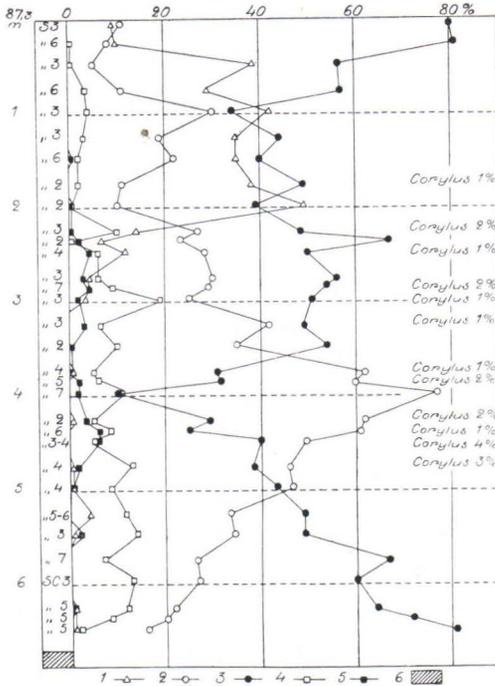


Abb. 9. Pollendiagramm für das Moor Pesänsuo. 1 = Picea, 2 = Betula, 3 = Pinus, 4 = Alnus, 5 = Edle Laubbäume, 6 = Ton.

Detritus und Phragmites-Fazies am Anfang der Rha-Zeit (Abb. 10).

Im Pollendiagramm machen sich südfinnische Züge vor allem in dem ausserordentlich reichlichen Auftreten von Picea geltend, und zwar vor ihrem eigentlichen Maximum zur Zeit von L III. Die Kiefer dagegen tritt bescheidener und die Laubbäume häufiger als in N-Satakunta auf, vermutlich aus dem Grunde, dass die Gegend von Hämeenlinna immer noch ihrer üppigen Vegetation wegen bekannt ist. Das schwache Maximum der Kiefer am Grunde des terrestrischen Torfes weist allerdings auf die Ancycluszeit hin.

Die reichlichen Diatomeen der Gytja hat C. A. Fontell untersucht. Nach seiner Bestimmung fehlen die charakteristischen Ancyclusformen, während dagegen u. a. *Campylodiscus hibernicus* var. *trans-*

In Häme habe ich selber zur Klarstellung der Niveauverschiebungen einige Moorprofile untersucht; von diesen sei hier das in Renko, am S-Ende des Sees Alajärvi, im W von Hämeenlinna aufgenommene dargestellt. Der Alajärvi fliesst nach Süden hin ab, und das Moor ist an der untersuchten Stelle nach dem Gewässer zu geneigt, ohne nennenswerte Schwelle. Die Oberfläche des Moores liegt 102 m, seine Basis dagegen 98.6 m ü. M., und diese bleibt also etwas unterhalb des in der Gegend stark entwickelten Rha-Niveaus. Der warwige Lehm am Grunde stammt aus der Yoldiazeit, die darüber lagernde Gytja aus der Rho-Zeit. Die Verlandung beginnt mit einer

*sylvanicus*, *Stauroneis phoenicenteron* var. *longirostrata* Font. kennzeichnend sind. In ausserordentlich grossen Mengen tritt in der Gyttja *Nitschia scalaris* auf. Nach Fontell handelt es sich um die *Rhoicosphaenia*-Flora, die seiner Auffassung nach in diesem Fall in einer engen Bucht gelebt hat, was auch gewiss der Fall war. Die *Rhabdonema*-Flora fehlt hier ganz und gar, da die Gegend damals schon trockenes Land und der genannte Alajärvissee vom Meere isoliert wurde. Etwas niedriger in demselben Flusssystem, in den ältesten Sedimenten des Sees Vanajavesi ist dagegen eine Reihe von charakteristischen Formen sowohl der Rho-, als auch Rha-Ablagerungen, u. a. *Cocconeis pediculus* und *Campylodiscus clypeus*, angetroffen worden (Auer 1925). Es kann also mit gutem Grunde behauptet werden, dass durch die Sedimente mit ihren Fossilien in SW-Finnland meine Auffassung über die Niveauverschiebungen beim Übergang von der Fini- zur Postglazialzeit gestützt wird.

Bevor ich auf S-Finnland übergehe, kehre ich nochmals nach Pohjanmaa und überhaupt auf höhere Isobasen zurück.

Aarnios Kartenblattbeschreibung enthält neben Nurmo auch andere Profile, an deren Unterlage unter dem Litorina und dem Süsswasser-Ancylus Brack- und Salzwasserdiatomeen auftreten, u. a. *Rhabdonema*-Arten und *Grammatophora occenica*. Obgleich ihnen eine Pollendatierung fehlt, kann durch Vergleich der Schichtfolgen mit Nurmo als zweifellos angesehen werden, dass die Diatomeen den Rho- und Rha-Schichten angehören.

Bereits früher haben Backman und Cleve-Euler (1922) letztere wie auch andere halophile Formen in ganz gleichartiger »präitorinaler« Lage wie im Profil von Nurmo festgestellt.

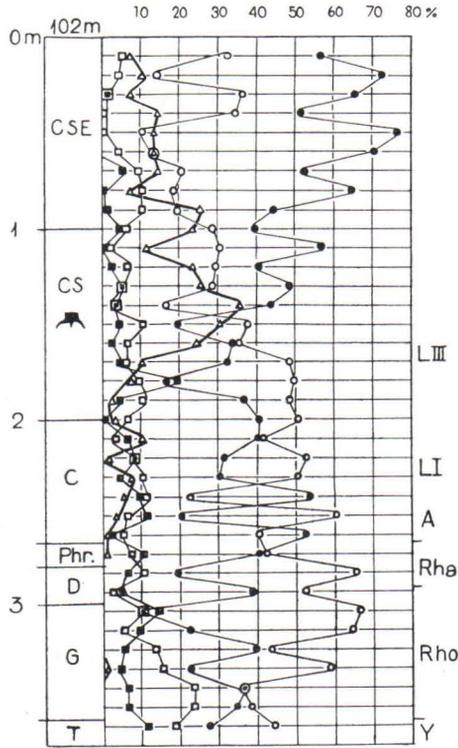


Abb. 10. Pollendiagramm für das Moor von Renko.

Cleve-Euler legt dar, dass die meisten Brackwasserformen zur *Rhoicosphaenia*-Flora gehören, die sie auch in Värmland, unmittelbar auf Yoldiaton, gefunden hat. Da im Gebiet der Ostsee diese alte Flora sich von den Fossilien des Litorinameeres der Ancylusschichten wegen gesondert hat, schreibt Cleve-Euler: »Zweimal während der postglazialen Zeit haben also Salz- und Brackwasserdiatomeen Gelegen-

heit gehabt, mit dem Einbruch mehr oder weniger salziger Meere sich über grosse Teile des nördlichen Fennoskandia zu verbreiten».

Somit wäre es interessant, jene Schichtenfolgen von Mittel-Pohjanmaa mit Hilfe der Pollendatierung mit den entsprechenden Bildungen in N-Satakunta zu konnektieren. Backman hat auch viele Jahre ebenfalls vom chronologischen Standpunkt aus Moore untersucht, wenn auch leider noch nicht diejenigen, die in dieser Beziehung interessant gewesen wären. Stattdessen hat er mir ein Diagramm aus dem Moore Halmekangas in Käräsämäki, ca. 158 m ü.M., zur Verfügung gestellt, Abb. 11. Dieses zeigt, wie auch im allgemeinen die übrigen über die Moore von Mittel-Pohjanmaa

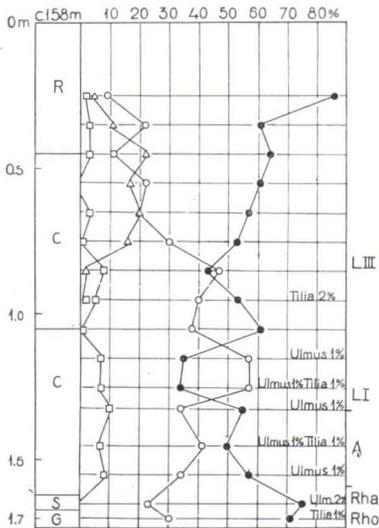


Abb. 11. Pollendiagramm für das Moor von Käräsämäki.

ausgearbeiteten Diagramme, dass die Entwicklung der Wälder von demselben Typus gewesen ist wie in N-Satakunta. Der auf einer wenigmächtigen Gytjaschicht liegende terrestrische Torf setzt, nach dem Diagramm zu urteilen, mit seiner Ablagerung in der Ancyluszeit ein, offenbar zu deren Beginn, wenn nicht bereits etwas früher. Nach der höchsten marinen und der Clypeusgrenze der Gegend kommen wir für die Ancylusgrenze auf eine Höhe von 150—160 m, was ausgezeichnet mit dem Zeugnis des Pollendiagramms übereinstimmt.

Durch diese Konnexion sind viele Diagramme gleichen Typus mit den Profilen von Nurmo und Satakunta verbunden, sodass nicht zu bezweifeln ist, dass ebenso auch die am Grunde der Moore auftretende *Rhoicosphaenia*-Flora im ganzen Gebiet gleichartig ist.

Das Ergebnis verhilft uns dazu, auch dem Auftreten der in Perho 174 m ü. M. vorkommenden Diatomeenflora gegenüber sachgemäss Stellung zu nehmen, einer Flora, die neben dem charakteristischen *Rhoicosphaenia*-Element (*Cocconeis pediculus*, *Rhoicosphaenia cur-*

vata) auch einige, für die Rhabdonemastufe charakteristische echt marine Formen (*Rhabdonema arcuatum*, *Grammataphora oceanica* und *Coscinodiscus* sp.) enthält. Die Stelle war sowohl unterhalb der Rho-, als auch der Rha-Grenze belegen, und somit ist auf ganz natürliche Weise das Auftreten der erwähnten Formen erklärt. Daher kann hier vollkommen abgesehen werden von einer Hilfshypothese, wie sie Munthe (1929) dargestellt hat, dass nämlich der Ozean von Osten her bis hierher vorgedrungen wäre, zumal vom geologischen Standpunkt aus eine derartige Auffassung gegen die in unserem Lande bekannten Tatsachen spricht.

Betrachten wir endlich von höheren Isobasen das Profil von Maaninka (N von Kuopio), das ebenfalls mit seiner *Rhoicosphaenia*-Flora nach Cleve-Euler »eine ausserordentlich schöne und bemerkenswerte Übereinstimmung mit den alten *Rhoicosphaenia*-Schichten in S-Wärmland zeigt«. Die Lage des Ortes ist im Relationsdiagramm und in der Chronologie genau zu bestimmen, da ich aus seiner Nähe die Strandflächen sowohl von Y III, als auch von Rho und Rha an ganz derselben Stelle kenne wie im Diagramm Abb. 6, Serie Laukaa. Der betreffende Diatomeenton bleibt unterhalb aller dieser Strandflächen, doch fällt der Ancylossee vollkommen aus dem Bereich der Möglichkeiten, da das Saimaabecken sich zu jenen Zeiten selbst hinter der damaligen niedrigsten Schwelle (am Suonteenselkä) zu einem selbständigen See abschloss. Das aus dem oberen Teil des Tons gefundene stark halophile *Rhabdonema arcuatum* zeigt, dass das salzige Wasser auch in den Bereich des Saimaa vorgedrungen ist, und zwar zu Beginn des Rha-Stadiums oder zwischen der Rho- und A.-Transgression wie in vielen früher dargestellten Profilen in Satakunta und Pohjanmaa.

#### RHO, RHA UND ANCYLUS IN S-FINNLAND.

Wenn wir uns von der Gegend von Hämeenlinna nach SE bewegen, bietet der Landstrich Hyvinkää—Ridasjärvi—Jokela eine geeignete Stelle für unsere Betrachtung. In Hyvinkää sind B II, B III und Y I (siehe Diagramm Abb. 3) und in Ridasjärvi (im Diagramm annähernd an derselben Stelle wie Nastola) zwei *Yoldia* bestimmt (Abb. 12; Taf. V, Abb. 9 und 10). Stratigraphisch sind diese ältesten Stadien in dem ausgezeichneten Tonaufschluss von Jokela zu sehen (vgl. oben S. 16). Zu dessen Fortsetzung habe ich von Hyypä ein Pollendiagramm aus dem Moor von Ridasjärvi, 84 m ü. M., erhalten (Abb. 13). Aus den an seinem rechtsseitigen Rand vermerkten Eintragungen geht hervor, wie es sich mit den oben dargestellten



einfach gewesen wie auf den höheren Isobasen. Indem ich hier vor dem Erscheinen der genannten Untersuchungen von jeglichen Voraussetzungen absehe, zu denen das Diagramm Anlass geben könnte, erwähne ich nur, zunächst nach Hyypä, einige Angaben aus der Umgegend von Helsinki, welche die von mir angenommene Gleichzeitigkeit des Ancylusstadiums beleuchten. Von den Ufern liegt das älteste Litorina in einer Höhe von 30 m und eine Menge von jüngeren bei 24 m, 21 m und 17 m, die Ancylusgrenze bei 59 m ü. M. Die 50 m-Grenze wiederum vertritt das Rha. Diese Zahlen entsprechen im Relationsdiagramm Abb. 3 genau der Stelle, die vom Beobachtungsort Somero etwas nach rechts liegt (Somero—Eisenbahnstation am Rand des Ersten Salpausselkä auf der Strecke Kouvola—Viipuri).

Die Ablagerung aus der Zeit dieser Stadien sind im Profil (Abb. 14) des von Hyypä untersuchten Moores Tattarinsuo, 17,8 m ü. M., zu erkennen. Sowohl das Pollendiagramm als auch die Diatomeen der Gyttja zeigen, dass der terrestrische Torf nach der Litorinazeit entstanden ist und die ganze Gyttjaschicht in das Litorina, ja bis ins Ancylus zurückreicht. Da der untere wässrige Ton als fossilienleer am besten in die Zeit der Baltischen Eisstauseestadien zu verlegen ist, entfällt auf die Ancylusperiode nur jene dünne Sandschicht zwischen 5,35—5,40. Diese enthält auch in geringen Mengen charakteristische Diatomeen des

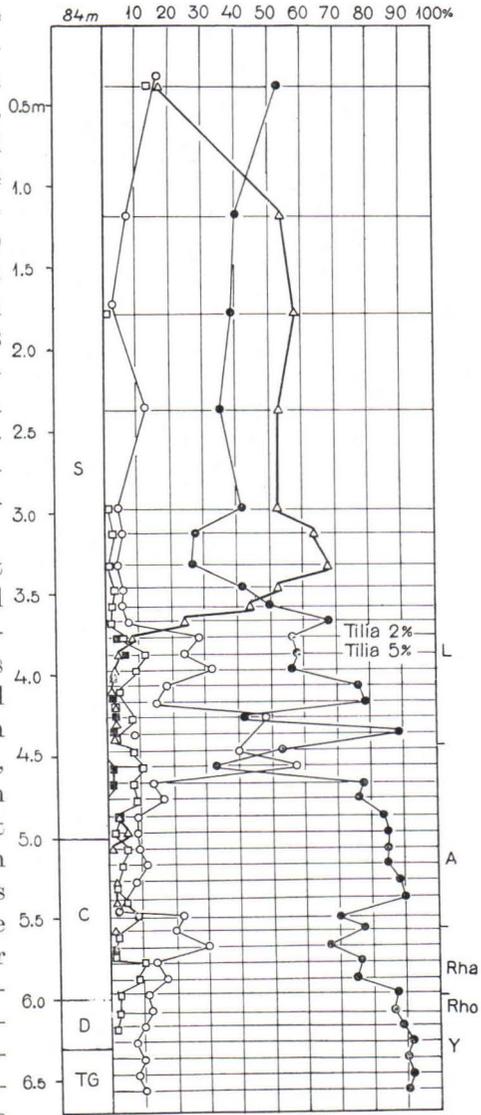


Abb. 13. Pollendiagramm für das Moor von Ridasjärvi.

Ancylussees, u. a. *Melosira arenaria*. In der Tongyttja unmittelbar unter dem Sand sind wiederum *Campylodiscus echineis* u. a. Brackwasserarten gefunden worden. Die Pollenmenge der Kiefer weist in dieselbe Zeit (Hyypä 1934 a).

Was bedeutet nun jene Sandschicht? Derartige Ablagerungen entstehen an der Küste auf feineren Sedimenten während der Ver-

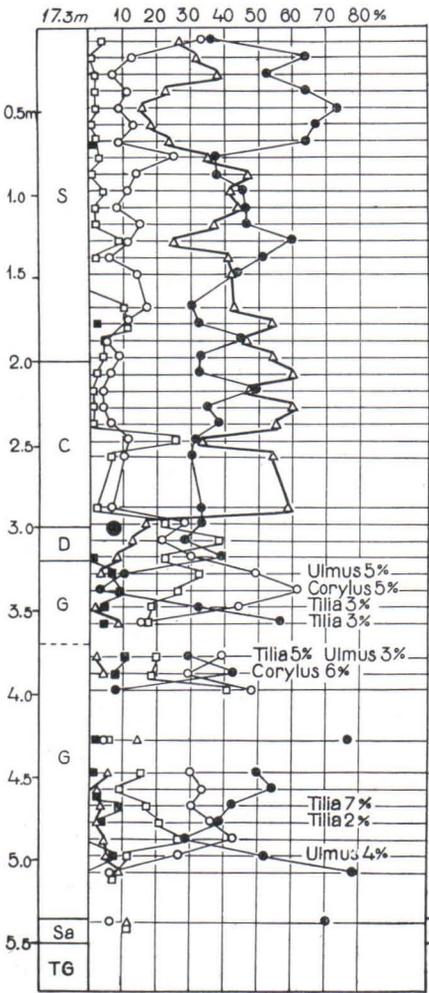


Abb. 14. Pollendiagramm für das Moor von Tattarinsuo.

schiebung der Strandlinie, sowohl zur Zeit der Regression, als auch Transgression (Halden 1917, Hyypä 1932, Aario 1932), und sind somit keine synchronen Bildungen an sich; wenigstens ist die sandige Schicht an der Küste S-Finnlands charakteristisch für eine bestimmte stratigraphische Stelle, zwischen dem spätglazialen und den postglazialen Tonen (Brenner 1925). Im Moor Pasila, unmittelbar am N-Rand der Stadt Helsinki (Brander und Brenner 1933), möchte Brander eine Sandschicht, die vollkommen dieselbe stratigraphische Lage hat, allerdings als litorinazeitlich datieren, offenbar der darin vorkommenden Salzwasserdiatomeen wegen, doch bleibt seine Annahme unbegründet, da das Pollendiagramm Branders nicht bis an die Sandschicht reicht. Mit grösserer Wahrscheinlichkeit ist sie mit der entsprechend gearteten Bildung des Moores Tattarinsuo gleichaltrig, da die Stratigraphie mit ihren Diatomeen in beiden ganz dieselbe ist. Brander und Brenner haben ausserdem beobachtet, dass eine ausserordentlich intensive Abrasion

die das Moor umgebenden Felsenerhebungen von der früheren Sedimentendecke befreit hat. Die Möglichkeit einer Transgression taucht in ihrer Untersuchung auf, aber die Frage bleibt wenigstens vonseiten der Verfasser offen.

Ein Blick auf das Diagramm Abb. 3 und Tafel VI zeigt, dass die Strandfläche A. tr. von Tampere bis Leningrad stark transgressiv ist. Sie schneidet unerbittlich die nächstälteren marinen Strandflächen im Bereich des Finnischen Meerbusens. Bei Helsinki z. B. hat sich der Meeresspiegel vor der Isolierung des Ancylussees auf eine Höhe von ca. 40 m gesenkt, ist dann wieder während der Ancylustransgression auf 59 m gestiegen und dann abermals zur Zeit der Ancylusregression auf etwa 30 m gefallen. Dreimal ist also dieselbe Zone ausgewaschen worden, und es erscheint also ganz natürlich, dass die Yoldia-, Rho- und Rha-Sedimente aus der Nähe der Erhebungen verschwunden und in ihnen enthaltene Diatomeen, zum Teil Fragmente, zusammen mit den Diatomeen des Ancylussees in die zwischen den Felsen vorkommenden gröbereren Sedimente geraten sind. Weiter vom Felsen entfernt, auf den weiteren offenen Strecken des Meeres, hat das Sediment mit seinen feinkörnigeren Fazies sich gleichzeitig friedlicher absetzen können, ganz wie es z. B. auch aus den von Brander erwähnten Untersuchungen H. Lindbergs (1913) im westlichen Uusimaa hervorgeht, wo der Umfang von Transgression und Auswaschung bedeutend geringer gewesen ist als in Helsinki.

Nach Osten zu steht mit zunehmendem Betrag der Transgression ein Anwachsen der Sandschicht resp. des Hiatus zu erwarten, wie es auch nach den Angaben Hyypäs der Fall ist. Indem ich mich in Hinsicht auf die genaueren Ergebnisse der genannten Untersuchungen abwartend verhalte, springe ich geradeswegs auf SE-Finnland über, um endlich auch dort den synchronen Verlauf der A. tr. zu kontrollieren. Das Profil von Ino eignet sich dort als Grundlage der Behandlung, da es in Hyypäs Untersuchung zu den allerzentralsten gehört. Abb. 15 zeigt ein kennzeichnendes Pollendiagramm aus dem betreffenden vielseitig untersuchten Spezialgebiet.

Als Ausgangspunkt hat das Litorina den Vortritt, da es zu den ältesten als synchron festgestellten Niveaus gehört. Die neueren Untersuchungen, Hyypäs und Aarios geologische, wie auch Äyräpääs (1930) archäologische Arbeiten, haben erwiesen, dass im Litorina Identifizierung und Gleichzeitigkeit sogar in viele verschiedene Einzelheiten aufgehen, längs der ganzen Küste am Finnischen Meerbusen, wie auch am Bottnischen Golf. Da zu diesen neuerdings festgestellten Einzelheiten auch eine gleichartige Entwicklung der Wälder, als charakteristische Züge u. a. *Tilia* unter den Laubhölzern und die wechselseitigen Frequenzschwankungen der Nadelhölzer gehören, kann es sich nicht um einen Zufall, sondern um eine wissenschaftliche Theorie und ein Zeugnis dafür handeln, dass die quantitative Pollenmethode als chronologische Grundlage historischer Forschung von grosser Tragweite ist.

Unter dem Litorina begegnen wir auf der Karelischen Landenge wie auch in N-Satakunta dem Ancylus, beide durch ein Kiefernmaximum charakterisiert. Als älter als das Ancylus wiederum ergibt sich ebenfalls an beiden Stellen ein spätglaziales marines Stadium mit seinen altertümlichen Diatomeen. Der terrestre Torf der Ancylusperiode in Ino stammt aus der Zeit der Regression; über die Bildungen

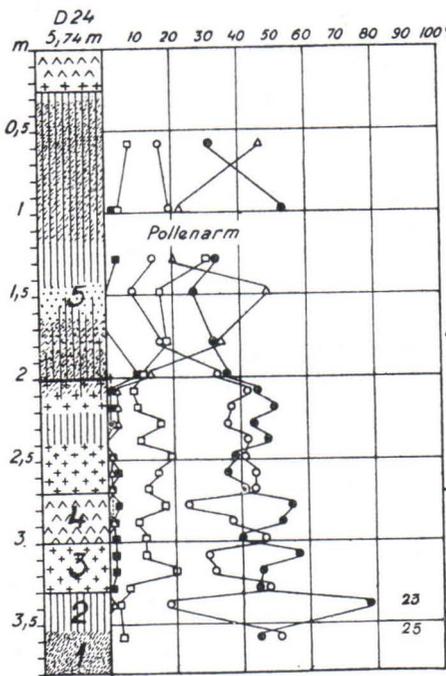


Abb. 15. Pollendiagramm für das Moor von Ino. 1 = Tongyttja, 2 = Gyttja, 3 = Dy, 4 = Bruchmoortorf, 5 = Sand.

der Transgressionszeit haben wir keine sichere Kenntnis, da das Pollendiagramm nicht bis auf die unteren limnischen Schichten ausgedehnt werden konnte. Es ist sogar recht gut möglich, dass die Ancylustransgression, die hier nach dem Relationsdiagramm mehr als 30 m beträgt, auf dem betreffenden Niveau eine Lücke in den Sedimenten veranlasst hat. Auf einen Hiatus weist auch die Tatsache hin, dass in der Tongyttja (Schicht 1) Diatomeen der Yoldia- und der Rho-, aber nicht der Rha-Stufe von Satakunta auftreten.

Weiterhin ist das Ancylus u. a. in Johannes, Somme und Säckijärvi bestimmt worden, nicht allein als terrestrische, sondern auch als limnische Fazies mit ihren Süßwasserdiatomeen zwischen zwei marinen Stadien, Litorina und Yoldia (im älteren weiteren Sinne).

Ebenso sind die obere Grenze der Transgression und die untere Grenze der Regression während der Ancyluszeit bestimmt worden, und nach diesen habe ich die betreffenden Punkte (bei Säckijärvi) in das Diagramm eingetragen. —Für die Umgebung von Leningrad stimmen die Ergebnisse K. K. Markoffs hinsichtlich der in Rede stehenden Stadien mit den Befunden auf der Karelischen Landenge überein, und die Ancylustransgression ist dort als wirklich transgressiv erwiesen.

Zur Fixierung der Ancyluszeit in dieser wichtigen Zone sei noch auf das Profil von Antrea hingewiesen, das archäologisch wegen

seines an die alte Knochenkultur von Kunda-Maglemosetypus angeschlossenen Netzes bekannt ist, und das H. Lindberg früher mit Hilfe der Diatomeen datiert hat. Diese Datierung hat kürzlich Hyyppä (1934 b) durch Pollenanalysen bestätigt, wie das Diagramm Abb. 16 zeigt. Das Profil umfasst auch ältere als ancyluszeitliche Sedimente, u. a. eine sandige Schicht auf dem Bänderton zu Beginn des Yoldia. Diese ist offenbar beim Durchbruch von B III entstanden, wie ich es z. B. am N-Ufer des Ladoga in dem grossen Ton-aufschluss von Helylä festgestellt habe. Die Präancylusablagerung kann allerdings nicht eingehender eingeteilt werden, weil sie keine Diatomeen aufweist.

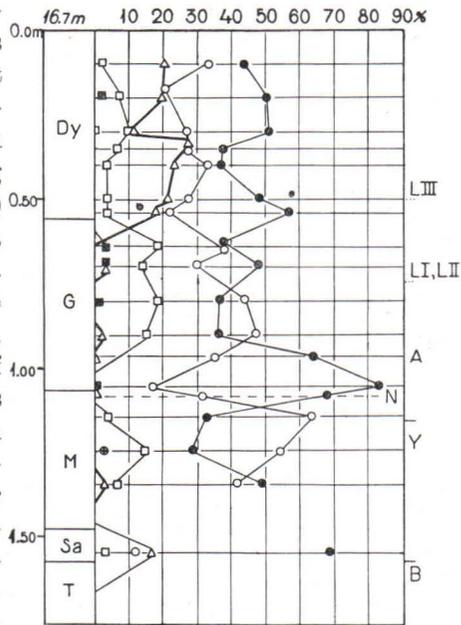


Abb. 16. Pollendiagramm für das Profil von Antrea. Der Buchstabe N zeigt die Lage des Netzes.

DIE ANCYLUSTRANSGRESSION IN DER SPÄTGLAZIALEN CHRONOLOGIE.

Wir kommen nochmals auf das Diagramm Abb. 3 zurück, auf seinen Rand rechts, Ångermanland, wo die Höchste Grenze der Gegend von Linnamo und das spätere ausgewachsene Delta in derselben Weise wie die entsprechenden Bildungen in Hornsjöbäcken (S. 22) angegeben sind. Das Delta fällt im Diagramm auf die Strandfläche A. tr., entweder ganz durch Zufall, oder wahrscheinlicher jedoch aus dem Grunde, dass die heftige Regression in Ångermanland zur Rho- und zur Rha-Zeit sogleich bei der Isolierung des Ancylussees sich verlangsamt hat. Als Regressionsverzögerung muss auch wohl das Auftreten der Ancylustransgression in einem gut ausgebildeten Strand im Bereich der Regression westlich von Tampere gedeutet werden.

Mag es nun hiermit stehen, wie es will, das Wichtigste ist jedenfalls, dass die Unterbringung dieses Deltas gestattet, das Alter der A. tr. mittels der Chronologie Lidéns zu bestimmen, die sich bereits oben mit Rücksicht auf diese Untersuchung als so fruchtbar erwiesen

hat. Das Delta hat sich etwa i. J. 1500 seit dem Zweiten Salpausselkä oder nach der schwedischen Chronologie etwa i. J. 250 nach der Eiszeit zu seiner vollen Grösse aufgebaut.

Die Datierung bezieht sich, aus vielen verschiedenen Gründen zu schliessen, am ehesten auf den Beginn der Transgression. Ihr Abschluss liegt also später, sagen wir um etwa 350 Jahre, da eben der Ancylussee nach v. Post damals 29—35 m höher als der Meeresspiegel seiner eigenen Zeit gelegen war und der Betrag der Regression sich an der Abflussstelle in Degerfors auf ca. 9 m im Jahrhundert belief. Demnach wäre etwa i. J. 1850 der finnischen und etwa i. J. 600 der schwedischen Chronologie die Ancylustransgression beendet und die allgemeine Regression eingeleitet gewesen. Die Datierung gründet sich unmittelbar auf nur eine Beobachtungsstelle, doch mittelbar wird sie gestützt durch alle diejenigen Beobachtungen, auf Grund deren Lidén in der Lage gewesen ist, die Grösse der Regression zu bestimmen. Der Betrag der Regression ist in jener Zeit in ganz Ängermanland von derselben Grössenklasse.

Die Ancylustransgressionsgrenze, die nach Obigem als eine torfgeologisch synchron befundene Bildung von der Randzone der Landhebung, von Leningrad, an bis in deren Maximalgebiet in Ängermanland angesehen werden kann, fügt sich somit in dieser Weise auch in die Chronologie der warwigen Sedimente ein und ist demgemäss ihrem Alter nach frühpostglazial.

#### YOLDIA-, RHO-, RHA- UND ANCYLUSGRENZEN IN SCHWEDEN.

Wenn meine oben dargestellte Auffassung über die Niveaushiftungen in grossen Zügen der Wirklichkeit entspricht, müsste das nach der Linie Ängermanland—Leningrad aufgestellte Diagramm auch hinsichtlich der anderen im Bereich der Ostsee ausgeführten Untersuchungen anwendbar sein. Wohlbegründete Ergebnisse müssten sich ohne weiteres in das Diagramm einfügen lassen oder dieses sich im entgegengesetzten Fall als fehlerhaft erweisen. Für unsichere Fälle wiederum müsste das Diagramm eine bemerkenswerte Kontrolle bieten. Ein unvergleichlich gutes Versuchsfeld in diesem Sinne liegt in Mittel- und S-Schweden vor; bewegen wir uns doch hier auf dem klassischen Boden der Quartärforschung.

Die Probe setzt zum mindesten voraus, dass irgendeine Strandfläche im ganzen Gebiet als synchron bekannt ist. Für eine solche halte ich das Litorina, seine ältesten Stadien, die Mastogloia-Clypeus-Grenze resp. die älteste Transgression, L I; in dieser Hinsicht richte

ich mich in erster Linie nach Munthes (1931 b) letzter Karte. Der Versuch beschränkt sich — und darf sich auch beschränken — nur auf einige Stichproben aus der einschlägigen reichen schwedischen Literatur.

Ich beginne mit Gotland (Munthe 1910, Munthe, von Post u. a. 1925). Hinsichtlich des Litorina ist es auf denselben Isobasen gelegen wie der östliche Teil des finnischen Meerbusens, wie z. B. das oben erwähnte Sökkijärvi—Suursaari. Auf der Isobase von 20 m für L I müsste die A. tr. in einer Höhe von 32—34 m liegen, und dieses ist auch der Fall. Beim Vergleich ist in Betracht zu ziehen, dass die Strandbildungen auf beiden Inseln, insbesondere auf Gotland, in der Vertikalrichtung 2—3 m umfassend, von groben Formen sind, und es ist somit nicht selbstverständlich, dass die verschiedenen Forscher die Höhe der Strandlinie in ganz derselben Weise eingeschätzt haben. Weiterhin ist es interessant festzustellen, dass gerade an der betreffenden Stelle die verschiedenen Stadien des Litorina sich ihrer Höhe nach so wenig voneinander unterscheiden, dass über sie nur mit Hilfe eingehender stratigraphischer Forschung Klarheit zu gewinnen ist. In Anbetracht des hier gegebenen Zieles besteht an dieser Stelle kein Anlass, auf diese Zusammenhänge näher einzugehen.

Als zweites Paar seien gewählt Lohja und Gusum in E-Götaland mit dem Litorina in einer Höhe von 40 m. Die A. tr. liegt bei beiden ca. 70 m hoch. Weiterhin ist bekannt, dass die Niveaushiftungen in Gusum ausserordentlich kompliziert sind (vgl. Sundelin 1919, Assarsson 1927 und Thomasson 1932). Als ganz ebenso geartet wird sich, wie Aario mitteilt, das Ergebnis an der entsprechenden Stelle in S-Finnland gestalten. Die Meinungsverschiedenheit zwischen Assarsson und Thomasson braucht in Anbetracht des schwierigen Charakters des Gegenstandes deswegen nicht zu bedeuten, dass einer von beiden Unrecht hätte; meiner Meinung nach kann jeder von beiden seinerseits Recht haben, wengleich niemand den ganzen Sachverhalt ermittelt hat. Die Konzentrierung der A. tr. auf eine synchrone Linie in Finnland und in Schweden ist jedenfalls auf dieser Strecke offenkundig.

Durch die Resultate ermutigt, können wir uns dem entscheidendsten Punkt des Ancyclusproblems zuwenden, der Abflussstelle bei Degerfors in Närke. Die Schwellen des Abflusses, der Svea-älv, sind 105—108 m und die Ufer 110—114 m ü. M. gelegen (Munthe 1927). Die ihnen entsprechende Stelle der A. tr. in Finnland fällt westlich von Tampere; ob aber die Verlegung richtig ist, lässt sich nicht mit Hilfe des Litorina kontrollieren, da seine Lage — ca. 60 m — an keiner der beiden Stellen unmittelbar zu bestimmen ist.

Stattdessen ist die Prüfung mit Hilfe der oberhalb des *Ancylus* gelegenen Strandlinien ermöglicht, die durch die Untersuchung von L. v. Post (1929) bekannt sind. Die Höhe der untersten derselben, VFG 1, beträgt in der Gegend von Degerfors 130 m und entspricht mit einem Meter Genauigkeit Rha I in der Gegend von Tampere. Auch die höchste Grenze von Degerfors, die nach der Beobachtung von Munthe und v. Post 173 m ü. M. liegt, entspricht hinsichtlich ihrer Lage genau der Höchsten Grenze in der Gegend von Tampere, nämlich Y I, und De Geers (lokale?) niedrigere Bespülgungsgrenze in einer Höhe von 163 m fällt mit Y III zusammen.

Diese Konnexion ist von ausserordentlich grosser Bedeutung, zunächst einmal mit Rücksicht auf das zu betrachtende *Ancylus*-stadium. Die in Schweden und Finnland ausgeführten Untersuchungen berechtigen in dieser Hinsicht zu folgenden Schlüssen:

1) Das tote Abflussbett der Sveaelv und die dazu gehörige Ostseegrenze in Närke ist nach den vergleichenden stratigraphischen Untersuchungen v. Posts gleichaltrig u. a. mit derjenigen Strandlinie, die auf Östergötland und Gotland als höchste Grenze der *Ancylustransgression* angesehen ist, ebenso wie diese in Finnland ihrer ganzen Länge nach als synchron gilt.

2) Die erwähnte Ostseegrenze in Schweden fällt in der Geschichte der Wälder in v. Posts Zone VI und in die boreale Zeit, ganz wie die finnische A. tr.

3) Diejenige Strandfläche, die sowohl in Schweden, als auch in Finnland stratigraphisch als *Transgressionsgrenze* des *Ancylussees* bestimmt ist, verhält sich im Relationsdiagramm zum *Litorina* beider Länder in ganz derselben Weise.

4) Das *Ancylus* ist ein ausgesprochenes Süsswasserstadium, das sich auf den Bereich der Ostsee beschränkt. In der ersten Hälfte des Stadiums ist die Verschiebung der Strandlinie südöstlich von der über Degerfors verlaufenden 110—114 m-Isobase stark transgressiv, in der zweiten Hälfte dagegen im ganzen Ostseegebiet regressiv. Während der *Transgression* hat der See durch die Sveaelv in den Wenersee seinen Abfluss gehabt, von da weiter ins Meer, das nach v. Post zu jener Zeit 29—35 m tiefer als der Spiegel des *Ancylussees* stand (Diagramm Beilage VI Uferfläche A<sub>0</sub>). Zur *Regressionszeit* wiederum muss das Ausflussbett am südlichen Ende der Ostsee gelegen haben, offenbar in der Gegend der heutigen dänischen Sunde, am wahrscheinlichsten des Grossen Belts.

Die nach Schweden durchgeführte Konnexion gestattet uns, auch auf die vorancyluszeitlichen Grenzen in Schweden einzugehen.

Die bei Degerfors von uns ermittelten Y I und Y III sind nicht ganz vereinzelt Beobachtungen, vielmehr entfallen die meisten der durch v. Post dargelegten Höchsten Grenzen auf eines dieser beiden Niveaus, die auch in SW-Finnland am besten entwickelt sind. Auf Y II scheint Beobachtung Nr. 38, Gaterud im Kirchspiel Svanskog, sich einzufügen. Weiterhin bemerken wir, dass Rha I in Schweden seine Gegenstück findet in v. Posts VFG1-Niveau, das im Gebiet des Wenersees von den höheren Strandflächen am besten entwickelt ist. v. Post hat es als Leitniveau benutzt, ganz wie ich chronologisches Gegenstück in SW-Finnland. Für Västra Bergslagen kehrt dieselbe Strandfläche in der Untersuchung Granlunds (1928) unter der Bezeichnung »Grenze der Sedimentation« wieder. Die von Hörner (1927) untersuchten glazifluvialen Ablagerungen von Brattforsheden und Vallerudshöjden geraten mit ihren ebenen Oberflächen in diese Höhenlage, und daher hält Hörner sie für Vertreter des maximalen Wasserspiegels. Nach Granlund freilich sind die betreffenden Ablagerungen durch die Abrasion sekundär eingeebnet; ursprünglich stand der Wasserspiegel ca. 20 m höher, an der wirklichen, wenn gleich schwach ausgebildeten Höchsten Grenze. Diese Maximalgrenze Granlunds gelangt in meinem Diagramm auf das Rho-Niveau, und sie setzt sich zweifellos auch in das Gebiet des Wener fort, an der Beobachtungsstelle Nr. 28 in einer Höhe von 142 m und Nr. 21 von 133 m.

Als interessante Tatsache möchte ich noch erwähnen, dass nach Granlund die Grenze zwischen Meer und Land an der »Sedimentationsgrenze« ca. 200 oder etwas mehr Jahre stagniert hat, also während des gleichen Zeitraumes, das ich selber auf Grund von Lidéns Chronologie für Rha ermittelt habe. Ein Vergleich von Lidéns chronologischem Material mit dem von Granlund würde die Entscheidung dieser Frage sicherlich fördern.

Im östlichen Bergslagen, u. a. im Gebiet des Kartenblattes von Malingsbo, hat G. Lundquist (1930) spätglaziale Grenzen bestimmt. Die zeitliche Festlegung dieser Bestimmung gelingt aber für mich nicht ebenso gut wie im vorhergehenden Fall, weil bei der Eintragung in das Diagramm kein sicherer Ausgangspunkt zur Verfügung steht. Die zunächst in Frage kommende Ancylusgrenze kann nämlich entweder um 132 m oder um 124 m herum gelegen sein. Auf erstere Höhe führen vornehmlich Pollendiagramm und Diatomeenflora des Moores Svarttjärnsmyr. Gemäss dieser Alternative müsste die betreffende Gegend in der Nähe von Vatula in N-Satakunta ihren Platz im Diagramm erhalten, und die Höchste Grenze auf das Rho-Niveau gehören. Weiter nach NW zu nimmt unter der Einwirkung

der Regression die Höchste Grenze stufenweise ab (Lundqvist 1933), ebenso wie zu entsprechender Zeit in Ångermanland.

Nach letzterer Alternative käme die Höchste Grenze wiederum auf Y III. Diese Einordnung gründet sich auf die südlich von Skinnskatteberg angetroffene Diatomeenflora der Ancycluszeit, scheint aber auch durch die Chronologie der Bändertone gestützt zu sein. Die Warwenserie im SE-Teil des Kartenblattes von Malingsbo konnektiert sich nämlich meiner Meinung nach mit der finnischen Chronologie in der Weise, dass die von Lundqvist als charakteristisch erwähnte Stelle, um das Warw Nr. 60 herum, in Finnland den oft von mir genannten mächtigen Warwen um das Jahr 520 herum entsprechen wird.

Diese Alternative ist allerdings nicht unbedingt vorausgesetzt, weder durch die Beobachtung vom Skinnskatteberg, noch durch letztere Tonkonnexion. Da nämlich nach Lundqvist das Inlandeis von den niedrigeren Stellen früher als aus deren Umgebung verschwunden ist, sind die Bändertone naturgemäss etwas früher entstanden als die Höchsten Grenzen. Und in diesem Fall ist die kritische Stelle, das J. 520, das rasche Sinken des Wassers, zeitlich so nahe gelegen, dass dieser Gesichtspunkt in Betracht zu ziehen ist. Ebenso steht auch die älteste Höchste Grenze der betreffenden Gegend südlich vom Dagersee mit dieser Möglichkeit nicht in Widerspruch. Diese Grenze ist nur ein stark erodierter Scheitel einer Erhebung, ohne Moränenkalotte. Der Wasserspiegel mag, als die Gegend sich vom Gletscher befreite, ca. 7 m höher, auf dem Niveau Y III, gestanden haben. Doch ist dieses Niveau wegen der i. J. 520 eingetretenen rapiden Regression nicht so weit gekommen, sich in den im Nordwesten gelegenen höheren Gegenden zu entwickeln. Obgleich also diese Tatsachen zugunsten der letzteren Alternative sprechen, bin ich vorläufig nicht, ebensowenig wie Lundqvist, in der Lage, die Frage zu entscheiden.

Die sich widerspruchslos in das Relationsdiagramm einfügenden spätglazialen Ufer des Wenersees und des westlichen Bergslag bedeuten mit Hinsicht auf die Entwicklungsstadien der Ostsee weiteres wichtiges Beweismaterial für das, was ich bereits oben über den Charakter der dem Ancyclus vorausgegangenen Niveauverschiebungen dargestellt habe. Da nämlich die von mir in Finnland festgestellten Rho- und Rha-Niveaus sich über die Schwellen von Degerfors hinaus in das Gebiet des Wenersees erstrecken, müssen sie marine Strandflächen sein, wie ich bereits auf Grund der Diatomeenflora, von der Ostsee her gesehen, schliessen konnte.

Nach dieser Auffassung fügen sich also zwischen Ancyclus und Yoldia zwei sozusagen neue Stadien ein, das Rho-Meer und das Rha-

Meer, die mit ihren gut entwickelten Ufern und charakteristischen Diatomeenfloraen ebenso wie das nächst ältere eigentliche Yoldiameer und der nächst jüngere eigentliche Ancylussee berechtigt sind, in der Geschichte der Niveauverschiebungen eine eigene Stelle einzunehmen.

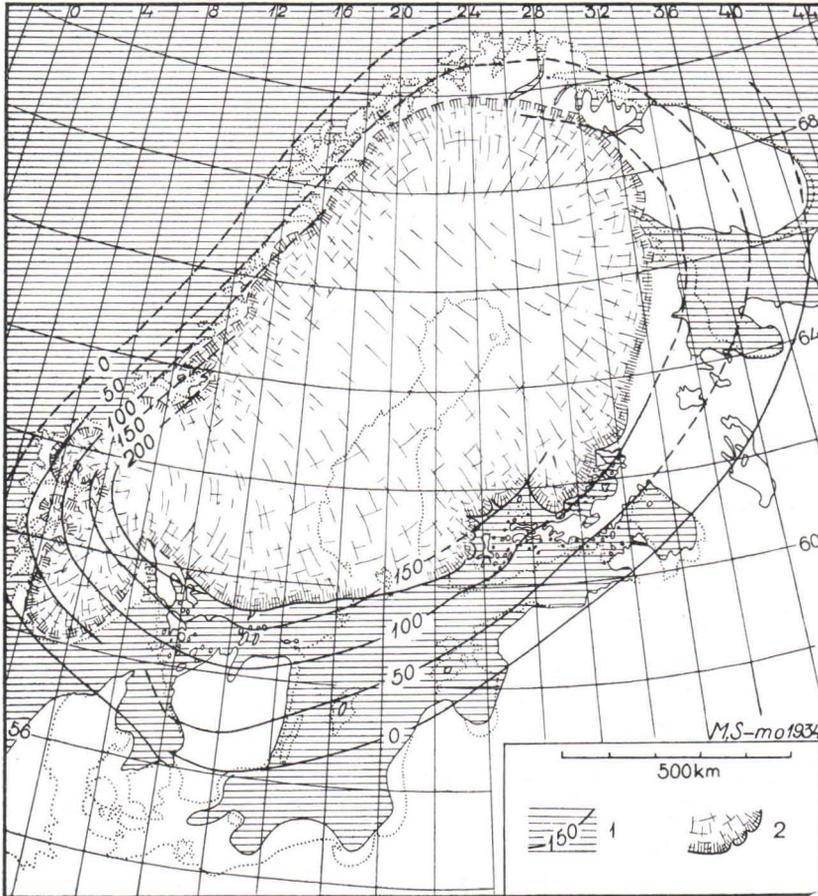


Abb. 17. Das Yoldiameer. 1 = Isobasen für die spätere Deformation der Yoldiastrandfläche, 2 = Lage des Eisrandes.

Dieser Auffassung gemäss habe ich meiner Untersuchung Karten über Fennoskandia zur Zeit des Yoldiameeres und des Ancylussees beigelegt. Erstere (Abb. 17) ist in ihren Grundzügen ganz gleich meinen früheren über dasselbe Stadium ausgearbeiteten Karten, nur im Einzelnen sind — und werden auch fernerhin — unbedeutende

Veränderungen vorgenommen. So habe ich in dieser dritten Fassung, die Y I in seinem Abschluss darstellt, den Eisrand im Bereich des Wennerseees etwas weiter nach Norden als früher gezeichnet, wie v. Posts oben erwähntes Diagramm voraussetzt. In Finnland habe ich im Tal des Päijänne die grosse Kalbungsbucht des Landeises in

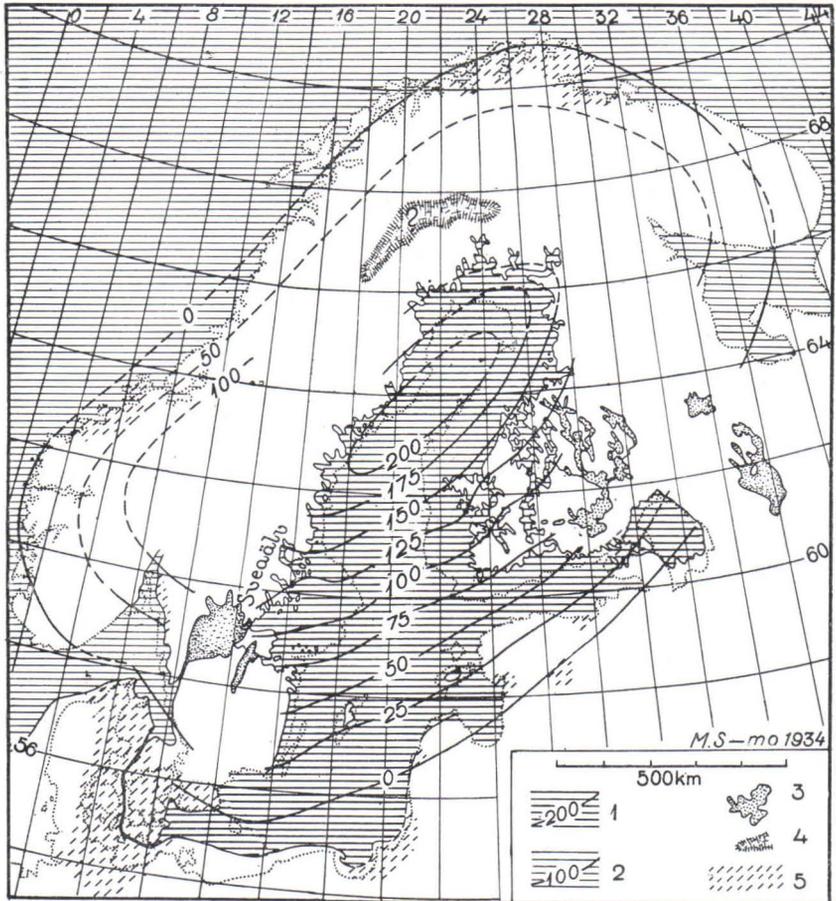


Abb. 18. Der Ancylussees zur Zeit seiner grössten Ausdehnung. 1 = Isobasen für die deformierte Strandfläche des Ancylussees, 2 = Isobasen für die Strandfläche des gleichzeitigen Ozeans, 3 = Binnenseen, 4 = Inlandeis, 5 = Verbreitung der steinzeitlichen Kulturen während der Ancylusperiode.

der Weise geöffnet, wie ich es oben S. 17 geschildert habe. Im übrigen ist die Karte wie vorher.

Auf der Ancyluskarte, Abb. 18, dagegen ist eine grundsätzlich bemerkenswerte Veränderung vollzogen worden. Das frühere Karten-

bild ist nach meiner gegenwärtigen Auffassung nicht synchron, vielmehr stellt es im südlichen Teil der Ostsee die Ancylustransgression dar, im nördlichen Teil wiederum in erster Linie das eben erwähnte Rha-Meer, stellenweise aber, u. a. in N-Karelien, vermutlich das Rho-zeitliche Meer. Auf der neuen Karte gründet sich die Lage der Strandlinie auf die neugefundene Ancylustransgression und unmittelbar auf Beobachtungen, wie es früher schon in Schweden der Fall war. Der Strand ist in Finnland ursprünglich in die topographische Karte eingetragen, im Massstab 1 : 42,000 oder 1 : 20,000, und dann auf die Grösse der Buchseite stufenweise verkleinert worden.

Am nördlichen Teil des Bottnischen Meerbusens, ebenso an seiner Küste auf der schwedischen Seite, ist die Höhe der Ancylusgrenze deduktiv ermittelt, indem sie sich zum Teil auf Munthes Litorinakar-te, zum Teil auf die Höchsten Grenzen stützt, wie z. B. in der Gegend des Sees Silja (B. Halden 1933), wo sie nach der Chronologie De Geers zu urteilen das Rha-Niveau darstellen. Die schwächste Stelle der Karte ist die Umgebung des nördlichen Bottnischen Meerbusens, von wo nur der Minimalwert der Clypeusgrenze bekannt ist (nach Backmanns neuester Mitteilung in Simo ca. 100 m). In Västerbotten hat allerdings Santesson (1929) an vielen Stellen die Höchste Grenze bestimmt, doch ist das Alter dieser Grenzen unbekannt, so dass sie nicht als Grundlagen benutzt werden können. Zukünftige Untersuchungen werden sowohl aus diesem Gebiet, als auch aus anderen Gegenden neue Tatsachen zusammentragen. In seiner gegenwärtigen Form nähert mein neuer Versuch sich in grossen Zügen der von De Geer i. J. 1896 veröffentlichten Karte des Ancylussees.— Es sei hier erwähnt, dass entsprechende Karten über das Rho- und das Rha-Meer in Vorbereitung sind.

#### DER BALTISCHE EISSTAUSEE IN SCHWEDEN.

Neben Ancylus und Yoldia haben in den letzten Jahrzehnten unter den Entwicklungsstadien der Ostsee, vornehmlich auf Grund der Untersuchungen Munthes, die verschiedenen Stadien des Baltischen Eisstausees im Vordergrund des Interesses gestanden. Sowohl in Schweden als auch in Finnland ist Material gesammelt worden, und trotz der vielen Meinungsverschiedenheiten ist in immer steigendem Masse Übereinstimmung für die Vorgänge erreicht worden.

Um hier den Vergleich zwischen Finnland und Schweden in Bezug auf diese alten und wichtigen Ostseestadien fortzusetzen, nehme ich als Ausgangspunkt die Yoldiagrenze, die sich von der Gegend von Degerfors nach Süden hin fortsetzt, wo sie bei der Annäherung

an die grossen mittelschwedischen Randmoränen immer niedrigere Höhenwerte zeigt. Im Gebiet des Kartenblattes von Karlsborg liegt nach zahlreichen übereinstimmenden Beobachtungen das Yoldia (offenbar Y I) in einer Höhe von 133—123 m, z. B. im glazifluvialen Delta von Stora Perstorp 7 km NNW von Karlsborg 125.5—127 m (Westergård 1926). Die deutliche Strandlinie, die ca. 35 m tiefer als diese Strandfläche gelegen und von einigen Autoren als Transgressionsgrenze des Ancylussees aufgefasst wird, hält sich ca. 10 m höher als die Ancylustransgression. Darüber liegt eine gut entwickelte, durch Uferbildungen und glazifluviale Deltas markierte Strandlinie in einer Höhe von annähernd 150 m, z. B. bei dem erwähnten Stora Perstorp 153—154 m ü. M. Der Vertikalabstand der Strandflächen beträgt hier also ca. 27 m oder ganz dasselbe wie in Finnland die Differenz zwischen Y I und B III (oder auch B V). An anderen Stellen macht nach Westergård der Unterschied 31 oder 33 m aus, was darauf hinweist, dass es sich um Y II oder Y III handelt. Auch der hinsichtlich der Höhe ziemlich schwankende, »doppelte« Charakter des 150 m-Niveaus ist geeignet, davon zu überzeugen, dass es sich wirklich um das Niveau des Zweiten Salpausselkä in Finnland oder B III handelt.

Am N-Ende des Berges Billing sind, nach den Darstellungen vieler Forscher zu schliessen, die Strandbildungen nicht ebensogut entwickelt, offenbar aus dem Grunde, weil der dagegen gerichtete Schub des Inlandeises und der dort gelegene Abfluss des Baltischen Eisstausees nicht zugelassen haben, dass normale Merkmale sich dort gebildet oder in ihrer ursprünglichen Gestalt erhalten hätten. Nach Lundqvists neuester Forschung (1931) beträgt die Höhe des (interpolierten) Yoldia (M. G.) dort ca. 126 m, und die des höheren, zum Baltischen Eisstausee gehörenden Ufers etwas mehr als 150 m. Zahlen und Differenz sind also ganz dieselben wie bei Karlsborg.

Nach Munthe hat der Baltische Eissee in seinem früheren Stadium sich viel weiter aufwärts erstreckt, u. a. bei Karlsborg am Vaberg auf 210 m ü. M., da an demselben Berge die Höhe von B III nach Obigem durch einen Strand in einer Höhe von 153 m markiert ist (Westergård 1926). Der Ostrand des Berges Billing ist nach Munthe ebenfalls von einer Strandlinie in einer Höhe von 202 und 213 m begleitet, und zwar am weitesten nach Norden (im Kirchspiel Rånna); von dort aus nach Süden zu nimmt die Höhe ab und beträgt in Billing bei der Station Dala 183 und 174 m ü. M.

Wie oben bereits erwähnt, liegt in Ladoga-Karelien, auf der Karelischen Landenge und der Insel Suursaari die Höchste Grenze viel höher als die Uferflächen von B III und B II. Daher ist auch die Annahme zu Recht bestehend, dass jene dem ältesten Stadium des

Baltischen Eisstausees angehört. Wenn wir jetzt von Leningrad an die durch die eben erwähnten Gegenden verlaufende Höchste Grenze (bei Soanlahti in Karelrien 130 m) auf die höheren Isobasen zu verlängern, fällt sie am Vaberg mit jenem 210 m-Niveau und am Billing mit der eben genannten niedrigeren Strandlinie zusammen. Es handelt sich also unverkennbar um ein und dasselbe Eisseestadium, B I, das seinen Abfluss am S-Billing, bei der Station Dala, hatte. Da nach Munthe das Abflussbett durch die Einwirkung der Erosion um einen ziemlich grossen Betrag vertieft ist, so dass es schliesslich in einer Höhe von 175 m liegt, hat der Wasserspiegel sich natürlich im See gesenkt, und die Höchsten Grenzen aus dieser Zeit können nicht synchron sein. Meine eigenen Beobachtungen in Karelrien beziehen sich auf eine Gegend, wo die Landhebung unregelmässig ist, und wo selbst die jüngeren Strandverschiebungen nicht in genügendem Masse aufgeklärt sind. Deswegen ist B I als weniger sicher festgestellt als die übrigen auf Diagramm Beilage I wiedergegebenen Uferflächen anzusehen.

Da B II aus der Zeit des Ersten Salpausselkä 10—12 m höher als B III gelegen ist, wäre zu erwarten, dass auch in Schweden in dieser Höhe entsprechende Merkmale zu finden wären. Aus dem Gebiet von Karlsborg erwähnt sowohl Westergård, als auch Munthe für eine Höhe von ca. 163 m Ufer und glazifluviale Deltas, die im Diagramm mit B II zusammenfallen. Der Höhenunterschied zwischen B I und B II beträgt am N-Billing 50 m, desgleichen nach Munthe. Nach den niedrigeren Isobasen zu nimmt die Differenz rasch ab, was darauf beruht, dass sowohl nach dem Diagramm als auch nach Markoffs unmittelbaren Beobachtungen zu schliessen B II und B III stark transgressiv sind. Die betreffenden Transgressionen im Baltischen Eisstausee zur Zeit von B II und B III schliessen natürlich die Möglichkeit aus, dass in jenen Epochen der Abfluss in der Randzone der Landhebung, z. B. in den dänischen Sunden oder in der Gegend Ladoga-Onega, gelegen hätte. Vielmehr muss er an höheren Isobasen zu suchen sein, und offenbar kann es sich um nichts anderes als Mittelschweden, das N-Ende des Billing, handeln. Demgemäss habe ich im Diagramm an dieser Stelle den B II- und B III-zeitlichen Ausfluss eingetragen. Und gewiss ist auch während der kurzen Zeiträume B IV und B V die Sachlage dieselbe gewesen. Der ganze senkrechte Unterschied von 87 m zwischen B I und Y I beim Billing besteht also aus zahlreichen grossen Schwankungen des Wasserspiegels, aus plötzlichen Senkungen, sowie aus Transgression.

Der Gang der Vorgänge am nördlichen Billing ist nach Obigem folgendermassen skizziert: zur Zeit von B I zieht das Inlandeis

sich an das N-Ende des Billing zurück, und hier öffnet sich um das J. -700 den Wassermengen der Ostsee eine neue niedrigere Schwelle, die sich zur Zeit des ganzen B II ungefähr in derselben Höhe hält. Dieses Stadium ist durch die ganze Ostsee hin transgressiv und schliesst im J. -435 damit ab, dass die Eisrandlage vom Billing abbrückt. Die Folge davon ist ein Sinken des Wasserspiegels auf die Uferfläche Z oder die Höhe des Weltmeeres. Die Grösse der Senkung beträgt 25 m. Bald jedoch wird die eben entstandene »Billinger Pforte« durch den vorrückenden Gletscher wieder verriegelt, und das Wasser wird abermals gestaut, anfangs beinahe auf seine vorige Höhe, später jedoch verharret es 10—12 m tiefer, in der Ebene von B III. Im Jahre  $\pm 0$  kommt der Eisstausee nochmals zu einer Senkung um (4—5 m) + 23 m, auf der Höhe des Yoldiameres (Y I), um wenigstens noch einmal zwischen den Jahren 80—174 bei 10 m (B IV) + 17 m (B V) gestaut zu werden, wonach das Wasser in der Ostsee endgültig auf die Höhe von Y I sinkt.

Für die südliche Ostsee hat H. Thomasson (1927) diese Stadien klargelegt, und seine Ergebnisse stimmen mit meiner Auffassung in folgender Weise überein: Thomassons Stadium Y entspricht in Finnland B I, der Gyrosigmasee B II und B III, das Echineismeer dem Yoldia und den Stadien Rho und Rha; das Ancylus ist allem Anschein nach identisch.

Estland lässt sich unter Verwertung der Angaben von Hyypä (1932), Markoff (1932), Ramsay (1929) und Thomasson (1929) mit meinem Diagramm verbinden. Diese Konnexion ist allerdings nur auf Grund der Hauptzüge unternommen. Offenbar sind auch in Estland die Strandverschiebungen kompliziert. Dr. Orviku hat mir nämlich eine Serie von Ufern, von Saaremaa (Ösel), gezeigt, die gut in mein Diagramm passen, vorausgesetzt dass Ramsays Auffassung vom Litorina richtig ist.

#### ANCYLUSREGRESSION.

In der südlichen Ostsee habe ich die A. tr. unter dem gegenwärtigen Meeresspiegel fortgesetzt, um die Darsser Schwelle unterzubringen, wo die Tiefe des Meeres heute 18 m beträgt. Diese zur Zeit der Ancylusregression massgebende Stelle habe ich im Relationsdiagramm etwas abwärtsverschoben, auf ca. 22—24 m, da es nach Munthes Meinung (1931 b) wahrscheinlich ist, dass Ablauf und Schwelle sich ebenso wie die übrigen südlichen Teile der Ostsee zur

Zeit der Litorinatransgression und auch später mit einer viele Meter mächtigen Sedimentendecke überzogen haben. Die Verlegung entweder auf 18 m oder etwas tiefer ist gemäss dem Konstruktionsprinzip des Diagramms selbst ganz zu Recht bestehend; ob diese Festlegung auch den Tatsachen entspricht, ist mit Hilfe anderer mit grösserer Sicherheit erkennbarer ehemaliger Ufer zu kontrollieren, und zwar in ganz derselben Weise, wie wir es oben in vielen anderen Fällen ausgeführt haben. Das Litorina liegt an der betreffenden Stelle nach dem Diagramm in der Ebene des Meeresspiegels, das ältere Litorina um einige Meter tiefer, und durch die Beobachtungen wissen wir, dass dieses auch in Wirklichkeit der Fall ist. Durch diese Übereinstimmung wird zweifellos die Auffassung gestützt, dass der Abfluss zur Zeit der Ancyclusregression wirklich in der Gegend der Darsser Schwelle gelegen hat, und dass die Bewegung der Erdkruste, soweit eine solche nach dem Ancyclus eingetreten ist, sich regelmässig, ohne schwerwiegendere Störungen, vollzogen hat, da hier die gegenseitigen Verhältnisse der Strandlinien dieselben sind wie normalerweise anderswo.

#### KONNEXION MIT TANNERS DIAGRAMM.

Die an der ozeanischen Küste Fennoskandias eingetretenen Niveauverschiebungen hat bekanntlich Tanner als erster mit Hilfe eines Relationsdiagramms behandelt. Deswegen ist es besonders interessant zu verfolgen, wie seine Befunde, die durchaus unabhängig von den um die Ostsee herum ausgeführten Untersuchungen sind, mit der hier dargelegten Auffassung übereinstimmen. Allerdings kann es hier nur auf einige wenige kurze Hinweise ankommen, ohne eingehende Durchsicht des Materials.

Wenn wir auch bei diesem Vergleich das Litorina, d. h. am Ozean das Tapes-Niveau, zum Ausgangspunkt nehmen, kommen wir zum Resultate, dass Tanners e + f-Niveau in der Ostsee dem Yoldia entspricht. Die Strandbildungen e + f und Yoldia sind auch in der Hinsicht gleichartig, dass sie sich nicht aus einem einzigen, sondern aus verschiedenen, einander nahe gelegenen Ufern aufbauen. Die Tatsache, dass das Yoldia bei mir dreifach, bei Tanner aber doppelt ist, bedeutet keinen Widerspruch, wenn in Betracht gezogen wird, dass auch im Bereich der Ostsee das Yoldia an vielen Stellen wegen der schwachen Ausbildung von Y II nur zweifach ist, und dass andererseits auch bei Tanners Diagramm von einem dreigestaltigen Ufer die Rede sein kann, wenn seine Uferbildung  $d_5$  als Yoldiaentsprechung angerechnet wird. Ausserdem ist zu bedenken, dass das Yoldia im Umkreise

der Ostsee zugunsten von B III gut zweihundert Jahre kürzer ist und die Abrasion also im ozeanischen Gebiet die Ufer gründlicher als um die Ostsee herum hat unterminieren können.

Wenn wir auf Grund des Gesagten das Yoldia- und Tanners e + f-Niveau miteinander identifizieren, fallen die Litorina- und Tapes-Ufer nur in grossen Zügen und an bestimmten Stellen zusammen, jedoch nicht durchweg. Wo Y I ca. 100 m und L I ca. 39 m beträgt (Lohja—Gusum), ergeben sich für Tanners e + f- und c-Niveau ganz dieselben Werte, auf niedrigeren Isobasen aber fällt Tanners Tapes-Strandlinie tiefer, auf höheren dagegen höher als L I um die Ostsee herum. Die Abweichung kommt insbesondere darin zur Geltung, dass jener für Tanner so wichtige in 27.64 m Höhe bestimmte Schnittpunkt von b und c meines Wissens kein Gegenstück im Bereich der Ostsee findet. Die Litorinaufer nämlich schneiden einander auf bedeutend niedrigeren Isobasen.

Von Tanners übrigen Strandflächen entspricht g ziemlich genau dem Ufer Z an der Ostsee, und beide gehören auch ihrem Alter nach in dieselbe Kategorie, Ra-Salpausselkä-Periode. Ältere marine Ufer gibt es an der Ostsee nicht. Unter den niedrigeren müsste sich in Tanners Diagramm ein Gegenstück für die Rho- und Rha-Strandbildungen finden, da sie sich nun einmal bis in das Gebiet des Wenersees erstrecken. Hier wendet sich die Aufmerksamkeit besonders dem Niveau d zu. Es hat auch auf der 60—70 m-Isobase dieselbe Höhe wie Rha, schneidet dieses aber seiner geringeren Neigung wegen. Die Sache ist die, wie auch Tanner selber meint, dass d gar nicht synchron, sondern »unterbrochen« resp. aus ungleichaltrigen Uferbildungen zusammengesetzt ist.—Die Rho-Grenze fällt nahe mit Tanners d<sub>5</sub> und d<sub>4</sub> zusammen.

Zweifellos ist die Erreichung einer einwandfreien Korrelation von erstklassiger Bedeutung für die ganze Quartärforschung. Ostseegebiet und Ozeanküste ergänzen einander nämlich in mancher Weise. Beispielsweise ist die Chronologie wenigstens mit Rücksicht auf die spätglaziale Zeit am besten im Ostseegebiet festzustellen und von hier aus längs der synchronen Niveaus nach dem Ozean hinüber zu verschieben. Das Yoldianiveau als gut entwickelte Strandbildung bietet hierfür ausgezeichnete Voraussetzungen, und methodisch vollzieht sich die Identifizierung der synchronen Eisrandlagen in ganz derselben Weise wie die oben dargestellten Beispiele von Puulavesi und aus dem Gebiet des Wenersees zeigen. Durch die Methode erhalten wir ausserdem für die auf die Warvenzählung begründete Chronologie in Norwegen eine zuverlässige Kontrolle, was wenigstens unter den gegenwärtigen Verhältnissen durchaus wünschenswert ist.

Die Stratigraphie und die paläontologischen Stufen bieten eine andere Koordinationsmöglichkeit. Hinsichtlich Norwegens möchte ich vom gegenwärtigen Gesichtspunkt aus folgende Nebeneinanderstellung anführen: die Yoldiaablagerungen der Ostsee entsprechen der Portlandiastufe der Ozeanküste, Rhoicosphaenia dem Litorina (Littorea von Nordhagen 1933), die Rhabdonemaschicht in der Hauptsache dem Pholas und das Ancylus der Mactrastufe. Von den jüngeren Ablagerungen kann hier abgesehen werden.

#### VERGLEICH MIT DÄNEMARK.

Verlockend erscheint auch der Versuch, mit Dänemark in einen festen Zusammenhang zu gelangen. Sind doch dort die Niveaushiftungen besser als in irgendeinem anderen Land am Ozean bekannt. Dass Tanner bei einem gleichartigen Versuch nicht zu einem durchaus befriedigenden Ergebnis gekommen ist (vgl. Merz 1930, Jessen 1930), hindert mich nicht in diesem Bemühen, da eben beispielsweise der mit dem Niveau d verbundene Fehler in der Randzone des Landhebungsgebietes, um die es sich bei Dänemark handelt, am grössten ist.

Der altbekannte Ausgangspunkt, das Litorina mit seinen vielen Stadien, ist nach meinem Diagramm in der betreffenden Zone in der Vertikalrichtung so zusammengedrängt, dass naturgemäss die dänischen Geologen wenigstens in den Strandbildungen des Litorina keine verschiedenen Niveaus unterscheiden konnten. Zum mindesten ist die postglaziale Transgression am weitesten nach Norden in Vendsyssel (13 m ü. M.) älter als im Süden, wo eine ältere steinzeitliche Strandsiedlung unterhalb des gegenwärtigen Meeresspiegels liegt (Jessen 1920, Nordmann und Madsen 1928, Merz 1924). Vermutlich ist das Ufer auch in Dänemark zur Zeit der Transgression oder der Transgressionen unterminiert worden, und zwar vorwiegend im Süden, wo es also auch jünger ist.

Dieses wirkt natürlich auch auf das Einfügen anderer Strandbildungen in das Diagramm ein. Vor allem kommt die spätglaziale Strandlinie Dänemarks in Frage. Im Norden von Vendsyssel beträgt die Höhe dieser alten Strandfläche annähernd 60 m dort, wo das Litorina bei ca. 13 m liegt. Nach Süden zu wird sie rasch niedriger, indem sie ungefähr die Lage einnimmt, wie die mit D bezeichnete Linie im Diagramm angibt. Der grosse Gradient der Uferfläche, die beträchtlichste im Diagramm, steht mit ihrem hohen Alter in Einklang. Die spätglaziale Strandlinie Dänemarks ist also älter als alle bekannten Ostseestadien.

Nach der Meinung der dänischen Geologen ist nach dem betreffenden Stadium eine grosse Regression bis nahe der gegenwärtigen Küste und darauf eine neue, s. g. Zirphaeatransgression eingetreten, deren Höhe in Vendsyssel im Maximum 20—24 m beträgt. Diese Strandverschiebungen lassen sich meines Erachtens mit der finnischen Warwenschronologie folgendermassen verbinden. Die Zirphaeagrenze fällt sehr nahe dem von mir als marin angenommenen Z-Niveau aus der Zeit des Ersten Salpausselkästadiums, während die vorangegangene Regression kurz vor demselben abgeschlossen war. Beide Ereignisse sind also gotiglazialen Alters. Die Regression muss ferner so tief gewesen sein, dass die Senkung von B I um das J. -700 beim Billing so gross wie 50 m sein konnte (vgl. Relationsdiagramm).

Da das Niveau Z mit Tanners Strandfläche g zusammenfällt, ergeben sich nach meinem Schema alle betreffenden Strandflächen, nämlich das dänische Zirphaea, das finnische Z und Tanners g als gleichzeitig. In Tanners eigenem Diagramm dagegen fällt die Zirphaeastufe nahe an seine d-Linie und wäre also postglazial. Dieses steht aber, wie Tanner selber betont, in starkem Widerspruch mit den stratigraphischen und paläontologischen Verhältnissen. Hierdurch ist meines Erachtens wiederum erwiesen, dass Tanners Diagramm in Bezug auf die d-Linie fehlerhaft ist.

Auch die durch L. v. Post kürzlich (1933) in Lejeby, Halland, untersuchte gotiglaziale Regression und das darauf eingetretene etwaige Transgressionsstadium lassen sich als auf die Zeit von Ss I zurückgehend oder also im grossen und ganzen als der Z-Grenze entsprechend festlegen. Zeitlich stimmt die von v. Post angenommene Regression und die darauf folgende Transgression vollkommen mit meinem Resultat im Salpausselkägebiet überein. Diese Verknüpfung muss allerdings als Schätzung angesehen werden, und die künftigen Untersuchungen v. Posts (1934) werden wohl Licht über diese dunklen Verhältnisse werfen.

Die Zirphaeatransgression ist in Dänemark vorübergehender Art, und die Regression setzt sich weiterhin während der Yoldia- und der Ancyluszeit so weit fort, dass Dänemark in jenen Epochen viel höher als der damalige Meeresspiegel liegt (Fastlandstiden). Auch dieses steht durchaus in Einklang mit dem Diagramm, in dem die Y-, Rho- und Rha-Grenze (extrapoliert) bei Dänemark 40—70 m unter den gegenwärtigen Meeresspiegel tauchen. Durch unmittelbare Beobachtungen ist erwiesen, dass in jenen Gegenden terrestrische Bildungen in einer Tiefe von annähernd 36—40 m vorkommen.

Auf Grund des Obigen komme ich zu der Auffassung, dass von Fennoskandia aus gesehen die Niveauverschiebungen in Dänemark

sich ganz normal vollzogen haben, und dass es bei ihrer Untersuchung nicht notwendig ist, den Eintritt besonderer störender Dislokationen vorauszusetzen. In Schonen mögen sich in dieser Hinsicht die Dinge anders verhalten.

#### DIE ALLGEMEINEN TRANSGRESSIONEN UND DIE KLIMASCHWANKUNGEN.

Das Diagramm veranschaulicht die Verhältnisse der transgressiven und regressiven Uferflächen zueinander. In der Randzone der fennoskandischen Landhebungsgebiete ist die transgressive Strandfläche immer in einer höheren Ebene entstanden als die nächstälteren Ufer, und daher schneidet sie ihres geringeren Gradienten wegen diese unter einem umso grösseren Winkel, je grösser die Transgression gewesen ist. Hierfür sind die Seenstadien der Ostsee, z. B. B II, B III und Ancylus, ausgezeichnete Beispiele. Die regressiven Ufer dagegen bleiben durchweg unterhalb der früher entstandenen. Unter Beachtung dieses Kennzeichens können wir im Diagramm auch allgemeine marine Transgressionen und Regressionen suchen, die viele Forscher auf Hebungen und Senkungen des Weltmeeres zurückführen. Diese wiederum sind nach derselben Auffassung durch allgemeine Klimaschwankungen veranlasst. Darnach müssten die allgemeinen Niveaushiftungen und Klimaveränderungen in bestimmter Weise miteinander in Wechselwirkung stehen.

Gewisse Forscher, früher auch u. a. Verfasser, haben insbesondere die Strandfläche des Yoldiameeres als transgressiv angesehen. Dass die Sachlage jedoch eine andere ist, geht meiner gegenwärtigen Meinung nach aus manchen übereinstimmenden Tatsachen hervor. Zunächst einmal kommt dieser transgressive Charakter gar nicht im Diagramm zum Ausdruck, weder mit Rücksicht auf die älteren Linien B II und B III, noch auf die marine Strandbildung Z. Ebenso wenig setzt der besondere ausgesprochene Charakter der Yoldiagrenzen unbedingt eine Transgression voraus, vielmehr beruht er zum mindesten in Finnland lediglich darauf, dass die jüngere Yoldiagrenze die nächst ältere und höhere unterminiert hat. Ebenso sind stratigraphische Zeugnisse für die erwähnte Auffassung hier nicht bekannt, und hinsichtlich der Umgebung von Leningrad hebt Markoff besonders hervor, dass das Yoldia nicht transgressiv ist. Im übrigen wüsste ich nicht, dass jemand — weder Ramsay, noch Tanner, die den Gegenstand besonders behandelt haben — einwandfreie Zeugnisse für den transgressiven Charakter des Yoldia beigebracht hätte. Doch wengleich auch das Yoldia nicht als transgressiv gelten

kann, ist es immerhin nur in geringem Masse regressiv. Wir können jedenfalls sagen, dass die Strandlinie damals 6—7 Jahrhunderte lang fast unverändert geblieben ist,

Hinsichtlich des Litorina liegen bekanntlich die Dinge ganz anders. Es ist stark transgressiv. Die Transgression kulminiert erstmalig bei L I, hat aber naturgemäss bereits früher eingesetzt, womöglich schon beim Abschluss der Ancylustransgression, da  $A_0$  im Diagramm mit Rücksicht auf die Rha-Grenze leicht transgressiv ist.

Ebenso ist die Linie Z, die älter als das Yoldia ist, in Bezug auf D transgressiv, eine Tatsache, die auch durch die stratigraphischen Untersuchungen der dänischen Geologen bestätigt ist. Die Transgression dürfte ziemlich gross sein, da im Diagramm die Neigungsdifferenz der betreffenden Strandflächen nicht belanglos ist. Dagegen sind wiederum Z und Y I nahezu gleichgerichtet, was eine unbedeutende allgemeine Regression vor dem Yoldiastadium bedeuten mag.

Auf Grund dieser Betrachtung möchte ich die allgemeinen Bewegungen des Meeresspiegels und die mit ihnen zusammenhängenden Klimaschwankungen folgendermassen umreissen: Die nach der Bildung der spätglazialen Strandlinie Dänemarks eingetretene Regression, die in Vendsyssel vermutlich einzig und allein auf die Landhebung zurückzuführen war, wird am Ende des Ersten Salpausselkästadiums durch die Zirphaeatransgression abgelöst, als das Klima in Dänemark sich erheblich verbessert. Dieses ist vor allem durch die Molluskenfauna erwiesen; ob aber auch die Verlegung der sog. Alleröd-Oszillation in diese Zeit in Erwägung zu ziehen wäre, ist eine Frage, deren Erörterung sich verlohnt. Ebenso ist um das östliche Ende des Finnischen Meerbusens herum zu dieser Zeit das Klima günstiger als während der darauf folgenden Yoldiaperiode, wie fossile Pflanzenfunde ergeben haben (Hyypä 1933). Von einer finiglazialen Klimaverbesserung kann also kaum die Rede sein, da erst in der zweiten Hälfte der Ancylusperiode oder zu Beginn der postglazialen Transgression in der Pollenflora eine allgemeine und deutliche Wendung zu besseren klimatischen Bedingungen hervortritt. Diese Veränderung führt dann auf das Optimum im grossen und ganzen zur Zeit der Liorinatransgressionen, nach denen abermals eine Verschlechterung festzustellen ist.

Diese Skizzierung ist neben der allgemein herrschenden Anschauung sehr radikal und wird gewiss eine Reihe von Gegenbehauptungen hervorrufen. Vor allem wird gesagt werden, dass die Zirphaeatransgression mit ihrer Klimaverbesserung nicht mit der Tatsache in Einklang steht, dass während des Rückzuges des Inlandeises um ganz dieselbe Zeit eine Reihe lang andauernder Stagnationen eintritt.

Ich für meinen Teil bin wenigstens schon lange Zeit der Meinung gewesen, dass die Temperaturerniedrigung nicht einzig und allein die Ursache zur Rückzugsgeschwindigkeit des Eisrandes sein konnte, dass vielmehr auch andere Bedingungen mitgesprochen haben. Früher habe ich die Auffassung gehabt, dass die Ursache in den Kalbungsvoraussetzungen des Eises läge, später jedoch habe ich hiervon, wenigstens als ausreichende Begründung für die Salpausselkästadien, Abstand genommen. Die beste Erklärung scheint die von Hyyppä (1933) dargelegte Hypothese zu geben. Hiernach erreichte die solare Wärme ihr Maximum zur Gotiglazialzeit. Der Yoldianachwinter wiederum ist darauf zurückzuführen, dass damals die Zone der Westwinde bei ihrer Verschiebung vom Süden her in Fennoskandia eintraf, indem sie dadurch die Niederschlagsmenge steigerte und das Anwachsen des Gletschers begünstigte. Gleichzeitig allerdings schmolz das Landeis durch die Einwirkung der Wärme, da die Warwenmächtigkeit der warwigen Sedimente und die ganze Menge des Schlammes auch damals noch nicht abgenommen hat, sondern z. B. zur Zeit von B III gerade grösser geworden ist. Zur Erklärung dieser Tatsache hat im übrigen schon früher E. Antevs (1922) auf eine etwaige Zunahme der Niederschlagsmenge hingewiesen.

Zugunsten des Nachwinters der Yoldiazeit kann ich u. a. darauf hinweisen, dass nach R. Nordhagen (1933) in N-Norwegen bei der Bildung von Tanners Strandlinie keineswegs eine Klimaverbesserung zu beobachten ist, sondern arktisches Klima und strenge Glaziation geherrscht haben. Vorher allerdings, zur Zeit der Mytilusstufe, war das Klima günstiger, ebenso wie im südöstlichen Teil Fennoskandias. Als bemerkenswerte Tatsache sei ferner erwähnt, dass Auers (1927, 1933) Auffassung über die in Nordamerika und auf Feuerland eingetretenen Klimaschwankungen zur Postglazialzeit durchaus mit dem von mir dargestellten Schema übereinstimmt. Die eustatischen Bewegungen des Meeres und die allgemeinen Klimaschwankungen wären also im Spätquartär im grossen und ganzen recht einfach gewesen, wengleich sie im Einzelnen betrachtet immerhin viele Schwankungen einbegreifen, da die verschiedenen Klimafaktoren in so mannigfacher Weise miteinander verknüpft sein können.

## LITERATUR.

- AARIO, LEO (1932), Pflanzentopographische und paläogeographische Mooruntersuchungen in N-Satakunta, Fennia 55, N:o 1.
- AARNIO, B. (1928), Syd-Österbotten, Agrogeologiska kartor, Valtion maatumkimuslaitos — Statens markforskningsinstitut, Helsingfors.
- ANTEVS, ERNST (1922), The recession of the last ice sheet in New England. American geographical society, research series N:o 11.
- ASSARSSON, G. (1927), Ancyclus- och Litorinagränser inom kartbladet Gusum. Sveriges Geologiska Undersökning Ser. C, N:o 344.
- AUER, VÄINÖ (1921), Eine marine Grenze im Süden der Stadt Tampere (Tammerfors). Fennia 42, N:o 6.
- (1924), Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees. Communicationes ex instituto questionum forestalium Finlandiae editae 8, Bulletin de la commission géologique de Finlande N:o 69.
- (1925), Investigations of the ancient flora of Häme (Tavastland), Communicationes ex instituto questionum forestalium Finlandiae editae 9.
- (1927), Stratigraphical and morphological investigations of peat bogs of Southeastern Canada. Communicationes ex instituto questionum forestalium Finlandiae editae 12.
- (1933), Verschiebung der Wald- und Steppengebiete Feuerlands in postglazialer Zeit, Acta geographica 5, N:o 2, Helsinki.
- BACKMAN, I. A. und CLEVE-EULER, ASTRID (1922), Die fossile Diatomeenflora in Österbotten, Acta forestalia fennica 22.
- BRANDER, G. och BRENNER, THORD (1933), Fredriksbergsmossen. Fennia 57, N:o 5.
- BRENNER, THORD (1925), Några karaktärsdrag hos sydvästra Finlands leravlagringar. Fennia 45, N:o 5.
- BRENNER, THORD och BRANDER, siehe BRANDER.
- BRENNER, THORD och TANNER, V. (1930), Södra Salpausselkäs byggnad i järnvägsskäringen för Lahti—Heinola-banan. Deutsches Referat, Fennia 52, N:o 9.
- EUROPAEUS-ÄYRÄPÄÄ, AARNE (1930), Die relative Chronologie der steinzeitlichen Keramik in Finnland. I und II. Acta Archeologica Vol. I. Fasc. 2 und 3. Köpenhavn.
- CLEVE-EULER, ASTRID siehe BACKMAN, A. L.
- DE GEER, GERARD (1930), The Finiglacial subepoch in Sweden, Finland and The New World, Geografiska Annaler, Stockholm.
- (1931 a), Ein Brief von Prof. G. De Geer 7. IX. 1931.
- (1931 b), Den grundstötta sillen, Dagens Nyheter 29. XI. 1931.
- GRANLUND, ERIK (1928), Senglaciala strandlinjer och sediment i Västra Bergslagen. Sveriges Geologiska Undersökning Ser. C. N:o 349.
- HALDEN, B. (1933), Sitzungsbericht: Siljanstraktens kvartärgeologi. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Band 55.

- HELLAAKOSKI, AARO (1928), Puulan järviryhmän kehityshistoria. Deutsches Referat: Die Entwicklungsgeschichte der Puula-Seengruppe. Fennia 51, N:o 2.
- (1932), Myöhäisglasiaalisista rantapinnoista Saimaalla — Om de sen-glaciala strandytorna inom Saimaa-vattensystemet. Sitzungsbericht, Terra 44, Seite 213.
- HYYPÄ, ESA (1932), Die postglazialen Niveauverschiebungen auf der Kare-lischen Landenge. Fennia 56, N:o 1. Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Serie A. Tom. XXXVII, N:o 1.
- (1933), Das Klima und die Wälder der spätglazialen Zeit der Karelischen Landenge. Acta forestalia fennica 39.
- (1934 a), Tattarinsuo, Suomen Matkailijayhdistyksen vuosikirja 1934 — Tattarmossen, Turistföreningens i Finland årsbok 1934.
- (1934 b), Antreaan Korpilahden kivikautisen verkkolöydön geologinen ijänmääräys. Deutsches Referat: Die geologische Datierung des stein-zeitlichen Netzes in Korpilahti, Antrea. Suomen Museo 1933.
- HÖRNER, N. G. (1927), Brattforsheden, ett värmländskt randdeltekomplex och dess dyner. Sveriges Geologiska Undersökning Ser. C. N:o 342.
- JESSEN, AXEL (1920), Stenalderhavets Udbredelse i det nordlige Jylland, Danmarks geologiske Undersøgelse, II. Raekke, N:o 35.
- (1930), Sitzungsbericht: Meddelelser fra Dansk geologisk Forening 17, XI 1930, S. 479.
- LEIVISKÄ, I. (1920), Der Salpausselkä. Fennia 41, N:o 3.
- (1928), Über die Ose Mittelfinnlands etc. Fennia 51, N:o 4.
- (1930), Sitzungsbericht: Dals Ed und Salpausselkä, Terra 1930, Heft 1—2, S. 104.
- LIDÉN, RAGNAR (1913), Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ångermanland. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca, N:o 9.
- LINDBERG, HARALD (1913), Resultaten af de phytopaleontologiska undersök-ningarna inom Raseborgs härad. Finska Mosskulturföreningens årsbok 1913.
- LUNDQVIST, G. U. A. (1931), Beskrivning till kartbladet Lugnås. Sveriges Geologiska Undersökning Ser. Aa, N:o 172.
- (1933), Bergslagens marina gräns. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Band 55.
- LUNDQVIST, G. och HÖGBOM, A. (1930), Beskrivning till kartbladet Malingsbo, Sveriges Geologiska Undersökning Ser. Aa. N:o 168.
- MARKOFF, K. K. (1931), Development of the relief in the northwestern part of the Leningrad district. Transactions of the geological and prospecting service of U. S. S. R. Fasc. 117. (russisch, mit englischem Referat).
- (1933) Das Yoldiameer und das Problem der postglazialen Verbindung zwischen der Ostsee und dem Weissen Meer. Mitteilungen der staatlichen Geographischen Gesellschaft Tom. IXV, 4 (Russisch).
- MERTZ, ELLEN LOUISE (1924), Oversigt over de sen- og postglaciale niveau-forandringer i Danmark, Danmarks geologiske Undersøgelse, II Raekke, N:o 41.
- (1930), Nogle Betragtninger over V. TANNER: Studier över kvartärsyste-met i Fennoskandias nordliga delar. IV., Meddelelser fra Dansk geologisk förening, Bind 7, Hefte 5.

- MIKKOLA, ERKKI (1932), On the physiography and Late-Glacial deposits in northern Lapland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande N:o 96.
- MUNTHE, HENR. (1910), Studier öfver Gottlands senkvartära historia. Sveriges Geologiska Undersökning Ser. Ca, N:o 4.
- HEDE, J. ERNHOLD och VON POST, LENNART (1925), Gotlands geologi, en översikt. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. N:o 331.
- (1927), Studier öfver Ancylussjöns avlopp, Sveriges Geologiska Undersökning Ser. C, N:o 346, Årsbok 21.
- (1928), Drag ur den senglaciala utvecklingen av Billingen—Falbygden med omnejd. (With an English summary). Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Band 50.
- (1929), Några till den fennoskandiska geokronologien och isavsmältningen knutna frågor. Sveriges Geologiska Undersökning Ser. C, N:o 358.
- (1931 a), Geokronologien och isrecessionen i Fennoskandia ännu en gång Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Band 53.
- (1931 b), Litorinahavet, Clypeushavet och Limnaeahavet, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Band 53.
- NORDMANN, V. und MADSEN, VICTOR (1928), Oversigt over Danmarks Geologi, Danmarks geologiske Undersøgelse, V. Raekke, N:o 4.
- NORDHAGEN, ROLF (1933), De senkvartaere klimavekslinger i Nordeuropa og deres betydning for kulturforskningen. Institutet for sammenlignende kulturforskning, Serie A, XII.
- V. POST, LENNART (1928), Svea älvs geologiska tidsställning. Sveriges Geologiska Undersökning Ser. C. N:o 347, Årsbok 21.
- (1929), Vänerbassängens strandlinjer, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Band 51.
- (1933 a), A Gothiglacial transgression of the sea in South Sweden, Geografiska Annaler, Stockholm.
- (1933 b), Sitzungsbericht: Geologiska Institutets Viskan-Undersökning 1932. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Bd. 55.
- RAMSAY, WILHELM (1922), Sitzungsbericht: Randedtan och strandlinjer i Salpausselkä-beltet. Terra 34, Seite 161.
- (1927), Silmäys Suomen syntyyn. Kutsu maisterin- ja tohtorin-promotionsieihin toukokuun 31 p. 1927 — Inbjudning till magister- och doktorspromotionerna den 31 maj 1927. Helsinki — Helsingfors.
- (1929), Niveauverschiebungen, Eisgestaute Seen und Rezession des Eisrandes in Estland. Fennia 52, N:o 2.
- (1931), Material zur Kenntnis der spätglazialen Niveauverschiebungen in Finnland. Fennia 54, N:o 3.
- RUDEBERG, GILLIS (1925), Om nivåförändringarna i sydvästra Finland. Geografiska Annaler.
- SANTESSON, GÖSTA (1927), Undersökning angående det senglaciala havets största utbredning inom Norrbottens län. Sveriges Geologiska Undersökning Ser. C. N:o 348, Årsbok 21.
- SAURAMO, MATTI (1918), Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland, Bulletin de la Commission géologique de Finlande N:o 50, Fennia 41 N:o 1.
- (1923), Studies on the Quaternary varve sediments in southern Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande N:o 60.

- SAURAMO MATTI, (1926), Kajaanin karttalehti, Maalajikartan selitys. Geologinen toimikunta.
- (1928), Ueber die spätglazialen Niveauverschiebungen in Nordkarelien, Finnland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande N:o 80.
- (1929 a), The Quaternary geology of Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande N:o 86.
- (1929 b), Ueber das Verhältnis der Ose zum höchsten Strand. Fennia 51 N:o 6.
- (1930), Till frågan om Yoldiagränsen och isrecessionen i Finland. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Band 52.
- (1931), Zur Frage des inneren Baus des Salpausselkä in Finnland. Zeitschrift für Gletscherkunde Band XIX.
- (1933), Yoldiameri entisten ja nykyisten tutkimusten valossa, with a English summary: The Yoldia Sea in the Light of earlier and modern Research. Terra 45, 1.
- SEDERHOLM, J. J. (1896), Några iakttagelser rörande Yoldiahavets högsta strandlinjer. Fennia 12, N:o 3.
- SUNDELIN, U. (1919), Ueber die spätquartäre Geschichte der Küstengegenden Östergötlands und Smålands I. Bulletin Geol. Inst. Upsala V. XVI.
- TANNER, V. (1930), Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar IV. Om nivåförändringarna och grunddragen av den geografiska utvecklingen efter istiden i Ishavsfinland samt om homotaxin av Fennoskandias kvartära marina avlagringar. Résumé en français. Bulletin de la Commission géologique de Finlande N:o 88.
- TANNER, V. och BRENNER, THORD, siehe BRENNER, THORD och TANNER, V.
- THOMASSON, H. (1927), Baltiska tidsbestämningar och baltisk tidsindelning vid Kalmarsund. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Band 49.
- (1932), Ancyclus- och Litorinagränser på geologiska kartbladet Gusum. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Band 54.
- THOMSON, P. W. (1918), Die Regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis (Dorpatensis) A XVII. 2.
- WESTERGÅRD, A. H. u. a. (1926), Beskrivning till kartbladet Karlsborg. Sveriges Geologiska Undersökning Ser. Aa, N:o 162.
- WITTING, ROLF (1918), Havsytan, geoidytan och landhöjningen utmed Baltiska hafvet och vid Nordsjön. Deutsches Referat: Die Meeresfläche, die Geoidfläche und die Landhebung dem Baltischen Meere entlang und an der Nordsee. Fennia 39, N:o 5.
- ÄYRÄPÄÄ, AARNE, siehe EUROPAEUS-ÄYRÄPÄÄ.



3.

SEDIMENTFORMATIONEN PÅ FISKARHALVÖN.

Av

KURT LUPANDER

(With an English Summary.)

Det följande är en preliminär översikt av resultaten av de undersökningar förf. utfört somrarna 1928—30, samt 1933. Huvuddragen av geologien och topografien framgå av kartan samt stereogrammet, vilket senare har utförts under prof. V. Tanners ledning av stud. A. Pankakoski å Geografiska Institutet. Fiskarhalvön ses från SE under  $52^{\circ}30'$  vinkel. Terrängen är avskuren längs riksgränsen mellan Finland och SRRF från Vaitolahti i norr till Maattivuonodalen i söder.

Fiskarhalvön delas lämpligast i tvenne huvuddelar, en nordlig, belägen norr om Pummankivuono, i det följande enl. Tanner benämnt Aidenjargablocket. Den södra delen omfattar området mellan Pummankivuono och Maattivuono, i det följande kallad Pummanki—Maattivuonoblocket.

Berggrunden på Fiskarhalvön utgöres, sånär som på några diabasgångar i norr, av sediment.

Sedimenten bestå av konglomerat och konglomeratskiffrar, glaukonitsandsten, kristallsandsten, fylliter, kalksandstenar och dolomit.

Vissa bergartstyper samt serier har givits särskilda namn:

Väliniemikonglomeratet är ett polymikt konglomerat, vilket anstår å Väliniemi i botten av Pummankivuono.

Vaitolahtiskiffern, vackert utbildad å området W och S om Vaitolahti by.

Pummankiniemiserien utgöres av en rad bergarter av olika facies, från dolomiter till »nagelfluh»-artade grova kvartsiter. Denna serie framträder å den lilla fig. i stereogrammet.

Maattivuonoserien bildas av konglomeratskiffern vid fjordbotten, en glaukonitförande skiffer samt en glaukonitisk kristallsandsten, vilka alla anstå i trakten norrom fjorden.

Jernoavisandstenen, vilken är Fiskarhalvöformationens mäktigaste led, täcker  $\frac{2}{3}$  av Pummanki—Maattivuonoblocket.,

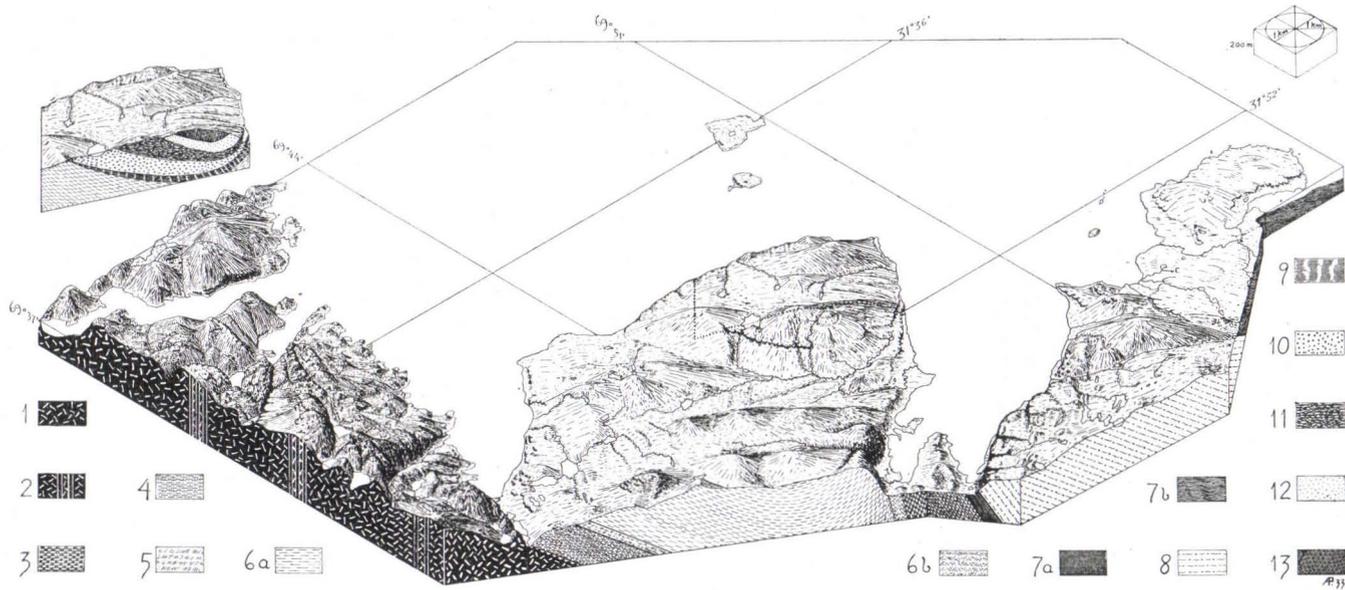


Fig. 1. Stereogramm av västra delen av Fiskarhalvön. Fig. i övre vänstra hörnet motsvarar det område vars gränser å huvudstereogrammet äro utmärkta med en prickad linje. Ritad av A. Pankakoski.

Stereogram of the western portion of the "Fisher's Peninsula". The figure in the left upper corner corresponds to the portion of the peninsula which is limited by a dotted line on the main stereogram. Drawn by A. Pankakoski.

Det inbördes åldersförhållandet mellan sedimenten i de båda blocken av Fiskarhalvön åskådliggöres på följande schema.

Numrorna i texten hänvisa till motsvarande beteckning å kartan samt stereogrammet.

Grupp I. P u m m a n k i—M a a t t i v u o n o b l o c k e t.

		Mäktighet
Pummankiniemi-serien	13. Skiffrig limonit-kloritsandsten . . . . .	100 m
	12. Kalksandsten, vilken uppåt övergår i en kristallsandsten . . . . .	75 m
	11. Märblig svart skiffer . . . . .	70 m
	10. Arkos, vilken mot 11 övergår i en kalksandsten. Lokalt utgöres arkosen av en grov »nagelfluh», vilken även har karaktären av ett intraformationalt konglomerat . . . . .	40 m
	Hiatus.	
	9. Röd och grön skiffer, pelit, omväxlande med tät, grå dolomit . . . . .	60 m
	Hiatus.	
	6. Jernoavisandstenen . . . . .	1 000 m
	5. Vit kristallsandsten med glaukonit	160 m
4. Glaukonitisk skiffrig sandsten . . . . .	340 m	
Liggande:	3. Konglomeratskiffer med glaukonit	—
	1. Petsamo kustgnejsen . . . . .	

Grupp II. A i d e n j a r g a b l o c k e t.

Aidenjarga-serien	7 b. Vaitolahtiskiffen . . . . .	—
	Diskordans, tektonisk	
	8. Konglomeratsandsten, tillit . . . . .	1 350 m
	7. a. Tillit, med finkornig skiffrig sandsten . . . . .	100 m
Liggande:	3. Väliniemikonglomeratet . . . . .	470 m

Liggande: Grupp I, tektonisk diskordans.

Åldersförhållandet mellan grupp I och II har ej kunnat fastställas, utan få de t. v. betraktas som tvenne formationsgrupper, av vilka grupp II är mera metamorfoserad samt överskjuten på grupp I.

I det följande skall förf. ge en kort översikt av bergarternas lagringsförhållanden samt viktigaste petrografiska egenskaper.

Hos urberget (1) är särskilt framträdande den laxröda fältspaten samt den ringa halten av mörka mineral. Det består av en granitgnejs med mycket typisk murbruksstruktur, samt mikrolin, plagioklas och kvarts som huvudsakliga mineral.

Konglomeratskiffern (3) vid slutet av Maattivuono bildas av omväxlande mjuka och hårda skikt. Bollarna, vilka hava högst 4 cm diameter, bestå av en gnejs med röd fältspat, liknande kustgnejsen. Mellanmassan består mestadels av kantiga kvartskorn, vilka ställvis äro omgivna av nybildad kvarts. Accessoriskt förekommer bl. a. glaukonit samt s. k. »tongallen». Någon kontakt mellan urberget och skiffern har ej anträffats.

Konglomeratskifferns övergång i den skiffrika sandstenen (4) förmedlas av en ca  $\frac{1}{2}$  m tjock övergångszon. Huvudmaterialet i denna sandsten utgöres av kantiga kvartskorn. Rikligt uppräda glaukonit och klorit. Cement i egentlig mening saknas.

Kristallsandstenen (5) bildar en vacker, nästan vit bergart med framträdande diagonalskiktning. Den är uppdelad i tydliga bankar av en mellan dessa förekommande någon cm tjock, svart, ytterst tät skiffer, vilken spjälker i papperstunna skikt. Dessa bankfogar representera tydligen rörelseplan. Till sin mineralsammansättning är sandstenen mycket enformig, då den nästan uteslutande består av kvarts. I de båda övergångszonerna är limonithalten avsevärd. Ställvis anträffas en sekundär glaukonit.

Jernoavisandstenen (6 a och b) täcker största delen av Pumanki—Maattivuonoblocket. I de östra delarna är den mycket tät och har en mörkt brungrön färg. Den är endast svagt förskiffrad och uppdelad i 2—3 cm tjocka skikt. Mot norr förändras färgen till rent brun, medan skiktjtjockleken tilltar ända till 50—70 cm. Vid stranden av Pumankivuono har sandstenen varit utsatt för kraftig tektonisk påverkan. Färgen är här svartgrå. På stereogrammet är denna zon betecknad med 6 b. Mot väster förändras smånigom Jernoavisandstenens färg från gråbrun till gråblå. Materialet visar här en viss skiktning, vilket ej är fallet annorstädes. Likheten mellan Jernoavisandstenens olika delar är vid mikroskopisk undersökning påfallande. De genomgående kännetecknen äro: ojämn kornstorlek, kantrundade korn och rikedom på en mycket omvandlad fältspat samt avsaknad av egentligt cement.

Den röda och gröna skiffern utgöres av en tät pelit. Denna växellagrar med en finkornig, grå dolomit. I en blottad kontakt vid åmynningen NW om Pumanki by överlagrar denna bildning direkt Jernoavisandstenen. Såväl i peliten som dolomiten finnas böljlagsmärken och torksprickor.

Den grova arkosen överlagrar direkt skiffern samt där denna bildning saknas, Jernoavisandstenen. Längs stranden av Pummankivuono innehåller arkosbildningen en stor mängd väl rundande kvartsbollar med 0.5—3 cm diameter. Ställvis finnes även kantiga fragment av den röda och gröna skiffern. I den kalkhaltiga mellanmassan uppträda även tongallen. Dessa zoner hava karaktären av intraformationala konglomerat, med ett nagelfluhliknande utseende. Uppåt försvinna fragmenten, medan kvartsbollarna bliva mindre samt färre till antal. De översta lagren hava en från huvuddelen avvikande karaktär. Färgen förändras från brunt till grågrönt och materialet blir finkornigt. En stigande kalkhalt gör att kalsitcement framträder, medan sådant saknas i huvuddelen. Tongallen uppträda rikligt. Efter en ca 5 m mäktig övergångszon, där sandstenen blir mörkare och tätare, tills en typisk svart skiffer uppkommer, vidtager den senare.

Denna svarta skiffer (11) består dels av finkorniga, täta, 5—8 cm tjocka skikt, dels av 2—5 cm tjocka skikt av ett något grövre, mera kalkhaltigt, skiktat material. Hela denna bildning har tydligen vid den tektoniska påverkan utgjort en svaghetszon. Bergarten splittras lätt vid hammarslag och på skiktfogarna synas tydliga harneskytor. Under mikroskopet visar det sig att den nämnda skiktningen beror på omväxlande klorit- och kalsitcement i bergarten. I högre nivåer blir materialet i skiffern grövre. Vid Pummankiemi är en ca 12 m mäktig övergångszon blottad, där efter en växelagring av skiffer och kalksandsten den senare tager vid.

Kalksandstenen (12) är i de lägre nivåerna så kalsitrik att de skarpkantade kvartskornen ej beröra varandra. Uppåt avtager kalsitcementet, för att till slut ersättas av en nybildad kvarts kring de här kantrundade kvartskornen. En tydlig diagonalskiktning förefinnes även i denna nivå.

Efter en ca 1 m mäktig övergångszon vidtager en skiffrig limonitkloritsandsten. Denna visar spår av en mycket orolig sedimentation. Mikroskopiskt består bergarten av kantiga kvartskorn med limonit och kloritcement.

Väliniemikonglomeratet förekommer, utom på huvudlokalen, även på Kallioniemi samt Haminansaari. Det är ett grågrönt, polymikt konglomerat. På Kallioniemi är det ytterst kraftigt deformerat. Det genomsättes av slintytor så att stycken falla i små bitar under hammaren. Bollarna, vilka ligga glest, bestå huvudsakligast av gnejs och diabas. På Haminansaari liknar konglomeratet mycket det nyss nämnda, men här äro de röda gnejsbollarna mera framträdande. Även är tektonisk påverkan ej så framträdande. Under mikroskopet

visa båda ställena att en begynnande omkristallisation ägt rum. Gränsen mellan konglomeratets mellanmassa och bollarna är delvis utplånad, i det en mineralnybildning ägt rum, främst epidotisering. På Väliniemi växlar även typen något, vid den SW stranden äro bollarna högst 10—12 cm i diameter och äro även spåren av tektonisk påverkan svaga. Men ju längre mot NE man kommer, desto skönjbarare bliva spåren av tektoniska rörelser. Samtidigt bliva bollarna större och färre, block med ända till 1 ½ m diameter ha uppmätts. Såväl bollarna som mellanmassan genomsättas av slintytter, på vilka en nybildning av mörka mineral ägt rum. Bollarna visa ofta en begynnande krossning. Materialet i bollarna utgöres av en röd eller grå gnejs, diabas, grönsten samt ställvis en brun kvartsit.

Övergången mot lagret 7 a är ej fullt tydlig, då allehanda spår av tektoniska rörelser »suddat ut» övergången. Tydligast ser man övergången, sedan de stora bollarna försvunnit samt mellanmassans färg övergått från grågrönt med rött inslag till gråsvart. Denna gråsvarta skiffer, vilken är ytterst tät och kvartsitartad, innehåller sliror med rikligt av skarpkantade fragment av en grå granatförande gnejs. Denna bildning har av Wegmann beskrivits som ett moränkonglomerat.

Tilliten, vilken är belägen vid botten av Muotkanperä, utgör en vid stranden ca 1 m mäktig slira, vilken på båda sidor omgives av den nämnda sandstensskiffen. Ca 15 m från stranden mot NW försvinna fragmenten.

Den skiffrika mörka sandstenen (7 a) övergår mot NE i en grov, fragmentrik arkos eller konglomerat-sandsten (8). De olika skikttyperna bilda ej i denna uthålliga horisonter, utan kila ut efter ca 20—30 m. Huvudparten av skikten bildas av en grå, fast, grovkornig, fragmentrik sandsten. Materialet i denna är osorterat och skiktjockleken omkr. 50 cm. Fragmenten äro riktningsslöst anordnade och vanligtvis slirformigt anhopade. De bestå även här av en grå granathaltig gnejs, där mikroklinen är skriftgranitiskt sammanvuxen med plagioklasen. De uppträda i växlande storlek med ända till ½ m diameter. Vanligtvis nå de dock ej över 4—5 cm.

I Santamukkajoki dalen, där gränsen mellan konglomerat-sandstenen (8) och Vaitolahtiskiffen (7 b) går, framträder den senare i bäckravinens väggar s. s. mycket hopveckad. Kontakten är ingenstädes blottad, men får man också av terrängförhållandena intrycket att skiffen är överskjuten på konglomeratsandstenen.

Den varviga Vaitolahtiskiffen (7 b) är mycket starkt veckad, sålunda står ställvis varvigheten normalt mot skiffriheten. Den förra uppkommer genom omväxling av 1—2 cm tjocka skikt, be-

stående av 2—4 mm breda, ljusare och mörkare varv samt 3—5 cm tjocka skikt av svart finkornigt material.

Vaitolahtiskiffern innehåller även sliriga horisonter med kantiga gnejsfragment. I dessa utgöres mellanmassan av ett icke varvigt material. De största fragmenten, vilka mäta ända till 60 cm i diameter, visa utvalsnings- samt uppkrossningsfenomen.

En diabasgång (14), vilken genomsätter skiffern, går på tvänne ställen i dagen. Den är även påverkad av bergveckningen och förskiffrad i samma riktning som den omgivande bergarten, fastän ej i lika hög grad; intrusionen är således antagligen senkinematisk.

De tektoniska förhållandena inom Fiskarhalvöformationen äro tämligen enkla och rediga. Lagren inom Pummanki—Maattivuono blocket stupa huvudsakligast flackt mot NE. En NW-lig stupning har endast en begränsad utbredning. En verklig veckning i lagren visar sig endast under en ca 4 km lång sträcka åt NW från Pummanki by.

Det är även längs Pummankivuonos södra strand som spåren av en kraftig överskjutning framträda. Hela blocket i NE (Aidenjargablocket) har från N skjutits upp på det SW-blocket. Spår av denna rörelse framträda främst på Kallioniemi och Haminasaari samt Väliniemi ävensom i Jernoaivi-sandstenens NE-ligaste del (6 b). I konglomeratsandstenen (8) märkes ej några veckningar, medan åter den varviga skiffern, som nämnts, kraftigt reagerat för tektonisk påverkan. Vid närmare analys av de uppmätta strykning- och stupningsvärdena framträder tydligt en flackt mot NW stupande axialriktning, med mindre kulminationer och depressioner.

Förf. skall i ett senare arbete giva en detaljerad beskrivning av detta i Fennoskandias randzon belägna område.

#### LITTERATUR:

- V. FIEANDT, ALVAR, Fiskarhalföns och ön Kildins geologi. Fennia 32, N:o 7, 1912.
- TANNER, V., Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar IV. Bull. Comm. geol. Finlande, N:o 88, 1930.
- WEGMANN, C. E., Sur un nouveau gisement de roches morainiques préquaternaires. C. R. S. Soc. Geol. France, 16, 1928, p. 274—276.
- »— Zur Kenntnis der tektonischen Beziehungen metallogenetischen Provinzen in der nördlichsten Fennoskandia. Zeitschr. f. prakt. Geol., Bd. 37, 1929, s. 193—208.

## SUMMARY.

### SEDIMENTARY ROCKS OF THE FISHER'S PENINSULA (FISKARHALVÖN).

The paper gives a brief account of results of geological investigation carried out by the author in the last years at the Arctic coast of Finland.

The general lithology and stratigraphy of the Cambro-Silurian formation in the area under consideration is as follows:

		Thickness	
Group I. Pummanki—Maattivuono (Southern) Block.			
Pummanki Series.	13. Slaty limonitic and chloritic sandstone . . . . .	100 m	
	Much jointed, with angular quartz grains cemented by limonite and chlorite.		
	12. Calcareous sandstone . . . . .	75 m	
	Dark greenish grey, thinly bedded sandstone. Changes in the upper part to siliceous sandstone.		
	11. Calcareous slate . . . . .	70 m	
	Black, finely laminated.		
	10. Arkose . . . . .	40 m	
	Coarse sandstone with quartz pebbles and felspar fragments. Occasionally an intraformational conglomerate with fragments of 9. Upper portion calcareous.		
	Hiatus.		
	9. Red and green shale intercalated with grey dolomite. . . . .	60 m	
Thinly bedded mudstone with ripple marks and mud cracks.			
Hiatus.			
Maattivuono Series.	6. Jernoaiivi sandstone . . . . .	1 000 m	
	Fine-grained, the lower portion greenish grey and thinly bedded, the upper portion, in NE and NW, brown and thickly bedded.		
	5. Siliceous sandstone . . . . .	160 m	
	White, glauconitic sandstone in thick layers showing cross-bedding.		
	4. Glauconitic shaly sandstone . . . . .	340 m	
Dark greenish grey, thinly bedded sandstone, rich in glauconite.			
3. Staty conglomerate . . . . .	—		
Coarse glauconitic sandstone with small quartz pebbles and fragments of red gneiss.			
Fundamental complex. 1. Petsamo coast gneiss.			

Group II. Aidenjarga (Northern) Block.

		Thicknes s
Aidenjarga Series.	7 b. Vaitolahti schist .....	—
	Dark grey varved calcareous shale, thinly bedded and conglomeratic in parts, with angular minute gneiss fragments.	
	Hiatus, thrust plane.	
	8. Conglomeratic sandstone, tillite .....	1 350 m
	Coarse thickly bedded sandstone, sandy and conglomeratic, with quartz pebbles and gneiss fragments.	
7 a. Siliceous shale, tillite .....	100 m	
Black fine-grained shale, with coarse bands and angular gneiss fragments.		
3. Conglomerate .....	470 m	
Typical basal conglomerate with well rounded pebbles of gneiss, diabase, quartzite and greenstone.		

The stratigraphical relations between Groups I and II is not fully clear, but it can be stated that Group II is thrust over Group I, the thrust plane appearing at the southern shore of the Pummankivuono fjord.

The author will later give a detailed description of this series which is situated at the northern boundary of Fennoscandia.

TECKENFÖRKLARING TILL KARTAN.  
LEGEND OF THE MAP.

- |   |  |
|---|--|
| 1. Gneissgranit.<br>Gneissose granite.                                    | 6 b. Vaitolahti skiffern, veckad.<br>Vaitolahti schist, folded.      |
| 2. Diabasgångar.<br>Diabase dykes.  | 8. Konglomeratsandsten, tillit.<br>Conglomeratic sandstone, tillite. |
| 3. Konglomerat.<br>Conglomerate.  | 9. Pelit och dolomit.<br>Mudstone and dolomite.                      |
| 4. Sandsten, med glaukonit.<br>Sandstone with glauconite.                 | 10. Arkos.<br>Arkose.  |
| 5. Kristallsandsten.<br>Siliceous sandstone.                              | 11. Märglig skiffer.<br>Calcareous slate.                            |
| 6 a. Jernoavisandstenen.<br>Jernoarvi sandstone.                          | 12. Kalksandsten.<br>Calcareous sandstone.                           |
| 6 b. D:o, veckad.<br>The same, folded,                                    | 13. Sandsten, skiffrig.<br>Sandstone, slaty.                         |
| 7 a. Vaitolahti skiffern, med tillit.<br>Vaitolahti schist, with tillite. | 14. Diabas.<br>Diabase.  |

Avståndet mellan isohypserna är 25 m. Som underlagskarta har använts Lantmäteristyrelsens topografkarta i skala 1: 20000, bladen: Vaitolahti, Pummanki, Heinäsaaret, Maattivuono och Jernoarvi.

Base map: The topographical map of the Board of Survey in scale 1: 20000 with contour intervals of 25 metres. Sheets: Vaitolahti, Pummanki, Heinäsaaret, Maattivuono, Jernoarvi.

Ka. = Kajuuttakeila; La. = Laassat; Lu. = Lunnisaari; Vn. = Väliniemi; Hs. = Haminansaari; K. = Kallioniemi; Lp. = Lintupahtaat.

---

## THE SOUTH ANTILLEAN RIDGE.

By

E. H. KRANCK.

The soundings of the latest expeditions to the regions around the southern end of South America give a far more complete picture of the continuation of the South American Cordillera than did the earlier sea-charts from this section of the ocean. The old question as to the existence or non-existence of a submarine ridge connecting South America with West Antarctica (Graham Land) over South Georgia, the South Sandwich Islands and the South Orkneys has been answered in the affirmative. Wilckens and Stocks have recently published papers containing a detailed discussion of the problems relating to this ridge, and it is therefore superfluous to repeat the arguments here. In the following only a few questions connected with these problems, more particularly with the relation between the South Antillean arcs and the arc of the Antilles of Central America will be briefly treated.

The striking resemblance between these two ridges has been pointed out by E. Suess, although uncertainty as to the real character of an arc of the southerly ridge has made a correlation less successful.

The sections of the southern ridge which so far have been surveyed, are Tierra del Fuego, South Georgia, and in some degree also West Antarctica. All investigations prove that the rock types found on these localities are closely related. The latest investigations concerning South Georgia by Gregory, Tyrrell and Wilckens show that the island mainly consists of slates and greywackes, containing a number of fossils, in less part also of metamorphic schists and plutonic rocks. The fossiliferous series, which especially the latter writer refers to the Cretaceous formation, reminds one in several respects of the great «Clay Slate Formation» of the Canal Beagle region in South Tierra del Fuego. From both regions, radiolaritic rocks have

been described which evidently are identical; from South Georgia by Wilkens, from Tierra del Fuego by Richter and the present author. The two first-mentioned authors have described these radiolarites as Cretaceous, as it seems on good reasons. In a review of the geology of Tierra del Fuego, the present author has referred the main part of the rocks of the Clay Slate Formation of the south coast of the country to an older series, possibly Palaeozoic, in accordance with Bonarely, but has also pointed out that there exist radiolarites of rather different ages. Richter's investigation of the material of Lovisato comprising three localities, with which the author unfortunately was not acquainted when he wrote the paper quoted below, proves that we really, at least in these localities, have to do with Cretaceous rocks also in the region of Canal Beagle. However, it still seems to be too early to refer all the schists of the southernmost »Clay Slate Formation» of Tierra del Fuego (the »Yahgan formation» of the present author) to the Late Mesozoic. The interbedding of radiolaritic schists and tuff layers of the quartz-porphyrines of Azopardo and other localities in the Cordillera are more in accordance with an assumption of higher age. A very probable interpretation is given by Richter who assumes that the less metamorphic slates around Beagle are Cretaceous, but have been folded in between the older, metamorphic schists of the Central Cordillera. Evidently the tectonic conditions are still more complicated than earlier was believed. The division of the old Clay Slate Formation into horizons of very different age can hardly be avoided, and with a more detailed subdivision it will probably also be necessary to make a more exact division of the effusive and intrusive rocks of the Andean diorite series.

At the present stage of the investigation, it is most convenient to connect the Cretaceous slates of Tierra del Fuego with the Cumberland series of South Georgia, and the old Central schists with the Goodthul Harbour series of Ferguson, which also Tyrrell believes to be of Palaeozoic age. All facts indicate that the westernmost Cordillera of Tierra del Fuego, the Mountains of Islas Estados and of South Georgia have been folded during the same epoch of mountain building. The latest phase of this folding has affected the Late Cretaceous Flysch sediments of the Marginal Cordillera, but has left the Tertiary Molasse in its original, almost horizontal position.

The ridge of Central America has been investigated by Sapper, Troll, Vaughan and others. An interesting review of certain problems concerning its origin has recently been published by W. Staub. He gives a synopsis of the mechanics of the origin of the South Antillean mountain ridge and the Gulf of Mexico, in

accordance with the theories of Argand and R. Staub dealing with the mechanics of the continental movements.

The different phases of mountain building in Central America correspond in many respects to those of the Cordillera of Tierra del Fuego. The folding which gave rise to the origin of Sierra Madre Occidental in later Jurassic, corresponds to the older folding of Tierra del Fuego which caused the deformation of the schists of the Central Cordillera. The origin of Sierra Madre Oriental during the Laramie phase, between early Tertiary and latest Cretaceous, corresponds to the folding of the Marginal Cordillera, which only in less degree has affected the old sediments — if the determinations of the slates of Peninsula Ushuaia of Richter are correct, this influence after all seems to be stronger than the present author earlier believed. At least, the later of these foldings can be traced also in South Georgia and in Antarctic. In Central America, the folding kept on within Tertiary (Wilcox stage) with a N. E. — S. W.-erly direction of movement; on Tierra del Fuego, the Tertiary beds are, so far as we know, unfolded, but have been tilted up against the Cordillera at about the same time.

Both palaeogeographic data and also the position of the structures of the Islands of Central America, can most conveniently be explained under the assumption of tangential movements of the continental blocks represented by the islands. The authors named above have pointed out that the ridges of Cuba, Haïti and Puerto Rico do not represent any direct continuation of the corresponding ridges of the Cordillera of the mainland. The last-mentioned end in the sea at the south eastern corner of Yucatan Peninsula. Also in the South Antillean ridge, the positions of the folding axes of South Georgia seem to be displaced, compared with the main direction of the southwesternmost Cordillera of South America.

The explanation by W. Staub of the origin of the Antillean ridge is the following: In early Miocene, South America (Gondwana) moved northward towards North America (Eurasia). At that stage Cuba and Haïti still lay close to the coast of Central America. Together with the whole of the continent they were driven against the Bahama Island block, and the sediments were folded against the last-mentioned. In Pliocene times, South America again moved southwards, but the Great Antilles remained at the Bahamas, and at the same time the strait between Florida and Yucatan was opened. The Gulf of Mexico originated in the same way as the Mediterranean sea between Europe and Africa.

If this explanation, which is fairly applicable to the Central American ridge, is correct, there should be traces of the Tertiary

movements of the South American continent also at the south end. In fact, there are some features in the shape of the South Antillean ridge which could be explained in accordance with such an interpretation, particularly the connecting point of the submarine ridge and the South American continent.

The movement northwards of the continent should evidently correspond to the formation of the northern part of the arc and to the dislocations in the Magellanean beds of South Patagonia and Tierra del Fuego, in front of the Cordillera. When the continent in Pliocene time slid southwards, the chain was broken at the Burdwood banks west of the Staten Islands. The easterly, submarine part of the ridge retained its northerly position, but the westerly part, on the mainland and Tierra del Fuego, was driven southwards. In this way the peculiar fact may be explained that the Antillean submarine bridge does not represent the direct continuation of the main ridge of the Cordillera of Tierra del Fuego, which evidently ends on Staten Islands and the Burdwood banks.

On the other hand, many features, particularly the well developed »deeps» along the eastern bending of the arc, are easier to explain through an east-westerly movement; probably both directions have co-operated in the formation of the strange submarine ridge between South America and Antarcetis.

#### LITERATURE.

- ARGAND, E., La tectonique de l'Asie. Congr. Géol. Intern., C. R. de la XIII:me Session en Belgique 1922, Louvain 1924, pp. 171—372, 27 fig.
- DOUGLAS, GEORGE VIBERT, Topography and Geology of South Georgia. Reports on the Geological Collections made during the Voyage of the »Quest» on the Shackleton-Rowett expedition 1921—22, 1930, pp. 1—24, 3 fig.
- GREGORY, J. W., The Geological Relations and some fossils of South Georgia. Trans. Roy. Soc. Edinb., Vol. 50, 1915, pp. 817—822, pls. 92—93.
- KRANCK, E. H., Geological Investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. Acta Geographica 4, N:o 2, 1932, 231 p., 1 Map, 133 fig. in the text and on 32 plates.
- KRANCK, E. H., Sur quelques roches à radiolaire de la Terre de Feu. Bull. Soc. géol. de France, 1932, pp. 275—283, 2 texfig. 1. Pl.
- RICHTER, MAX, Beiträge zur Kenntnis der Kreide in Feuerland. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal., Beil. Bd. 52, Abt. B, 1925, p. 524—568, Pl. VI—IX.
- SAPPER, K., Los Contornos Actuales de la América Central. Bol. de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba. Buenos Aires 1927.
- STAUB, RUDOLF, Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin, 1928, 270 p., 1 map, 44 fig.
- STAUB, W., Zur Entstehungsgeschichte des Golfes von Mexiko. Eclogae geol. Helv., Vol. 24, N:o 1, 1931, pp. 61—81, 1 map, 6 fig.

- TYRRELL, G. W., The Petrography and Geology of South Georgia. Report on the Geological Collections made during the Voyage of the «Quest» on the Shackleton-Rowett expedition, 1921—22, 1930, pp. 1—24, 3 fig.
- TROLL, C., Die geologische Verkettung Süd- und Mittelamerikas. Mitt. geogr. Gesellsch. München, 1930.
- WILCKENS, OTTO, Fossilien und Gesteine von Süd-Georgien. Scientific Results of the Norwegian Antarctic Expeditions 1927—1928 and 1928—1929, instituted and financed by Consul Lars Christiansen. N:o 8, 1930, 26 p.
-

ZUR METAMORPHOSE IN DEM REZIPROKEN SALZPAAR  
(Na', K')—(Cl', JO<sub>3</sub>').

Von

TH. G. SAHLSTEIN.

In einer wässrigen Lösung von zwei Anionen A und B mit zwei Kationen K und L sind, wenn z. B. durch Einengen der Lösung unter konstanter Temperatur und konstantem Druck mit bleibender Neutralität eine Kristallisation eintritt, je nach den Bedingungen zwei oder mehrere der folgenden Salze als Ausscheidungen möglich: KA, KB, LA und LB. Die Phasenregel lehrt nun, dass bei den meisten Temperaturen drei — im Fall einer äquimolekularen Lösung nur zwei — dieser Ausscheidungen in Berührung mit der Mutterlauge stabil sein können. Dies äussert sich darin, dass in dem Kristallisationsendpunkt des Konzentrationsdiagramms gewöhnlich nur drei von den Feldern einzelner Salze einander berühren. Bei bestimmten Löslichkeitsverhältnissen kann jedoch ein solcher Tripelpunkt, wie ihn Fig. 1 in der Vierecksprojektion zeigt, bei einer bestimmten Temperatur  $t_2$  ein Sechstupelpunkt werden, wo die Felder aller vier Salze in demselben Punkt zusammenstossen. Das geschieht dadurch, dass unterhalb ( $t_1$ ) bzw. oberhalb ( $t_3$ )  $t_2$  der Abstand beider in der Figur als kongruent gezeichneter Tripelpunkte bei zu bzw. abnehmender Temperatur abnimmt und bei  $t_2$  seinen Grenzwert Null erreicht. Die Temperatur  $t_2$  stellt demgemäss eine Umwandlungstemperatur dar, bei welcher eine doppelte Umsetzung im Sinne der Gleichung  $KA + LB \rightleftharpoons KB + LA$  stattfindet; unterhalb  $t_2$  ist nur z. B. die Kombination  $KA + LB$ , oberhalb  $t_2$  dagegen nur  $KB + LA$  stabil.

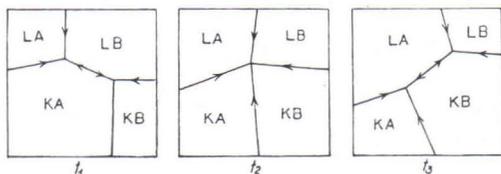


Fig. 1. Schema der doppelten Umsetzung bei einem reziproken Salzpaar.

Die Temperatur dieses Sechstupelpunktes, wo also alle vier Salze gleichzeitig auskristallisieren können, ist bekanntlich sowohl dilatometrisch bezw. tensimetrisch, als aber auch — unter Berücksichtigung der Löslichkeitsbeeinflussung seitens der Lösungsgenossen — direkt aus den Löslichkeiten einzelner Salze abzuleiten, denn es müssen, wie z. B. van't Hoff und Reicher (1889) gezeigt haben, bei der Umwandlungstemperatur die Produkte der beiderseitigen Löslichkeiten gleich sein. Es muss also die Gleichung  $C_{KA} \cdot C_{LB} = C_{KB} \cdot C_{LA}$  bestehen, wo man mit C die betr. Konzentrationen bezeichnet. Aus diesem Gedankengang lässt sich nach den genannten Autoren noch eine weitere wichtige Folge ableiten, und zwar diejenige, dass unterhalb und oberhalb der Umwandlungstemperatur das kleinere dieser Löslichkeitsprodukte immer der stabilen Kombination entspricht. Trägt man daher die beiden Löslichkeitsprodukte graphisch in ein rechtwinkliges Koordinatensystem ein, so kann man direkt die Umwandlungstemperatur als die Abszisse des Schnittpunktes beider Kurven ablesen.

Solche Umwandlungen sind nun tatsächlich bei den reziproken Salzpaaren in vielen Fällen beobachtet worden, so z. B. in dem System  $(Na_2 \cdot, K_2 \cdot) - (Cl_2', SO_4'')$ , wo nach Meyerhoffer und Saunders (1899) unterhalb  $4.4^\circ$  die Paragenese Sylvin und Glaubersalz, oberhalb  $4.4^\circ$  dagegen Glaserit und Steinsalz stabil erscheinen, und  $(Na_2 \cdot, Mg \cdot) - (Cl_2'', SO_4''')$ , in dem nach van't Hoff und van Deventer (1887) bei  $31^\circ$  die Reaktion Reichardt + Steinsalz  $\rightleftharpoons$  Astrakanit + Bischofit sich abspielt.

Als Voraussetzung für die Existenz einer umkehrbaren Umwandlung gilt also, dass die entsprechenden Löslichkeitskurven einander schneiden, und es ist infolgedessen möglich, durch Vergleichen der Löslichkeitsangaben verschiedener Salze ein Paar herauszufinden, von dem schon im Voraus zu erwarten ist, dass es bei einer bestimmten Temperatur eine umkehrbare Umwandlungsreaktion aufweist. Ein solcher Fall ist offenbar im System  $(Na \cdot, K \cdot) - (Cl', JO_3')$  vertreten. Weil es jedoch, soweit ich weiss, in der Literatur bisher nicht behandelt worden ist, sei es Verf. gestattet, im Folgenden eine experimentelle Bestätigung dieser theoretisch zu erwartenden Umwandlungsreaktion vorzulegen.

Berechnet man auf Grund der Löslichkeiten für NaCl, KCl,  $NaJO_3$  und  $KJO_3$  (Landolt-Börnsteinsche Tabellen) die Löslichkeitsprodukte für  $C_{NaJO_3} \cdot C_{KCl}$  und  $C_{KJO_3} \cdot C_{NaCl}$  und trägt das Resultat graphisch ein, so ist zu bemerken, dass die beiden Kurven zwischen  $38^\circ$  und  $39^\circ$  einander schneiden. Dabei ist jedoch zu beachten, dass die auf diese Weise erhaltene Temperatur wegen der ev. Löslich-

keitsbeeinflussung nur ein Wert erster Annäherung darstellt, und es muss somit der experimentellen Arbeit überlassen bleiben, zu konstatieren, ob der wirkliche Umwandlungspunkt mit dieser Temperatur übereinstimmt oder davon abweicht. Weiter sieht man, dass unterhalb der Umwandlungstemperatur die Paragenese  $\text{NaJO}_3 + \text{KCl}$ , oberhalb jener dagegen  $\text{KJO}_3 + \text{NaCl}$  stabil sein soll. Demgemäss sollten also in einer beliebigen Lösung der betr. Salze je nach der Zusammensetzung folgende Paragenesen möglich sein:

Unterhalb $38^\circ\text{--}39^\circ$ .	Oberhalb $38^\circ\text{--}39^\circ$ .
$\text{NaJO}_3$ , $\text{KCl}$ , $\text{KJO}_3$ bzw.	$\text{KJO}_3$ , $\text{NaCl}$ , $\text{NaJO}_3$ bzw.
$\text{NaJO}_3$ , $\text{KCl}$ , $\text{NaCl}$ .	$\text{KJO}_3$ , $\text{NaCl}$ , $\text{KCl}$ .

Bei der experimentellen Untersuchung wurden in einem Thermostat mit Toluolregulator teils die Lösungen in offenen Gefässen eingengt, teils die betr. festen Salze in einem geschlossenen Raum mit wenig Wasser zur Umkristallisation gebracht, in beiden Fällen unter Umrühren mittels eines elektrischen Motors. Die Kristallisationsprodukte wurden einer mikroskopischen Untersuchung unterzogen.

Das zu untersuchende System stellt einen möglichst einfachen Fall dar. Das einzige Doppelsalz, das zwischen den in Frage stehenden Komponenten als sicher konstatiert gilt, ist das von Foote und Vance (1929) angegebene von der Zusammensetzung  $2 \text{NaJO}_3 \cdot 3 \text{NaCl} \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ , das aber nur unterhalb  $24.6^\circ$  stabil auskristallisiert (vgl. Hill und Ricci 1931). Demgemäss kommen also in der vorliegenden Untersuchung, bei der die Versuchstemperaturen zwischen  $27^\circ$  und  $50^\circ$  betragen, keine binären Doppelsalze in Betracht, und Andeutungen zu irgendeiner ternären Doppelsalzbildung wurden ebenfalls nicht beobachtet. Die beiden Chloride sowie  $\text{KJO}_3$  kristallisieren hier wasserfrei. Dagegen ist  $\text{NaJO}_3$ , das sich in langprismatischen stark doppelbrechenden Kristallen ausscheidet, zwar kristallwasserhaltig, tritt aber nur in Form eines einzigen Hydrats auf. Nach den Untersuchungen von Foote und Vance (1928) kennt man im ganzen zwei Hydrate des Natriumjodats, das Pentahydrat unterhalb  $19.85^\circ$  und das Monohydrat zwischen  $19.85^\circ$  und  $73.4^\circ$ , von ihnen spielt aber hier nur letzteres eine Rolle. Die Lichtbrechungen der beiden Hydrate wurden nach der Immersionsmethode bestimmt:

$$\begin{aligned} & \text{NaJO}_3 \cdot 5 \text{H}_2\text{O} \\ \gamma &= 1.580 \\ \alpha &= 1.486 \pm 0.003 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{NaJO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O} \\ \gamma &= 1.760 \pm 0.004. \\ \alpha &= 1.595 \pm 0.003. \end{aligned}$$

Die übrigen Salze kristallisieren alle mit einem isometrischen Habitus.  $KJO_3$  ist monoklin mit einer höheren Lichtbrechung als beim Methylenjodid. Die kubischen Kristalle beider Chloride lassen sich leicht durch ihre Lichtbrechung voneinander unterscheiden (vgl. Landolt-Börnsteinsche Tabellen):

KCL	NaCl
$n_D = 1.4903$	1.5442.

Die Versuche wurden bei  $50^\circ$  begonnen. Bei dieser Temperatur erhält man beim Einengen einer äquimolekularen Lösung der betr. vier Ionen würfelige Kristalle des Kaliumjodats als erste Ausscheidung. Nach einer Zeit aber fängt auch das Natriumjodat an zu kristallisieren und ist sogar in dem zur Trockne eingedunsteten Rückstand zu finden. Diese mit der Phasenregel scheinbar in Widerspruch stehende Erscheinung, dass die beiden Jodate als Schlussprodukte der Kristallisation vorkommen, weist offenbar auf einen Ungleichgewichtszustand hin, denn dass die Zurückführung der Erscheinung auf das Vorhandensein des Sechstupelpunktes bei  $50^\circ$  ausgeschlossen bleibt, ist dadurch erwiesen, dass die beiden Jodate mit derselben Kristallisationsfolge auch bei  $44^\circ$ ,  $42^\circ$ ,  $41^\circ$  und  $39.5^\circ$  aus äquimolekularen Lösungen erhalten wurden.

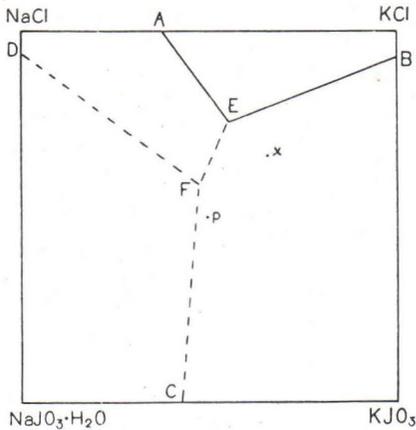


Fig. 2. Kristallisationsdiagramm bei  $50^\circ$ .

Die Erklärung hierfür ist aber sofort aus Figur 2 zu entnehmen. Für das Diagramm wurden die Punkte B, C und D gleichzeitiger Sättigung der resp. Bodenkörper sowie der Kristallisationsendpunkt E experimentell bestimmt, der Punkt A aber auf Grund der Angaben

von Precht und Wittjen (1881) eingezeichnet. Bei 50° wurde mit einer kleinen Pipette mit Filtriervorrichtung im Mittel etwa 0.2 ccm der Lösung genommen und analysiert sowie auf Tausendstel Mol pro 100 ccm Wasser umgerechnet. Die Resultate sind in der beistehenden Tabelle zusammengefasst. Es ist nun klar, dass dabei die Fehlergrenzen notwendigerweise ziemlich weit voneinander entfernt liegen werden, im wesentlichen dürfte aber das beigegebene Diagramm doch, obschon halbqualitativ genommen, die wahren Verhältnisse richtig wiedergeben. — Über die analytische Seite ist nur zu erwähnen, dass die Chlorbestimmung nach der von Berg (1926) angegebenen Methode erfolgte.

Konzentrationen der ges. Lösungen der resp. Salze bei 50° auf Tausendstel Mol umgerechnet (vgl. Foote and Vance 1929; Hill and Ricci 1931).

Punkt C:	JO <sub>3</sub> '	136; 141; 155.	} entsprechend	NaJO <sub>3</sub>	81
	K°	62; 64.		KJO <sub>3</sub>	63
Punkt B:	KJO <sub>3</sub>	14; 16; 19; 19.			
	KCl	325; 340; 351.			
Punkt D:	NaJO <sub>3</sub>	18; 20; 22; 23; 24.			
	NaCl	340; 349; 415			
Punkt E:	JO <sub>3</sub> '	40; 43; 49; 54; 55; 59.			
	Cl'	134; 137; 140; 146; 152; 154.			
	K°	111; 115.			

Die oben erwähnte Kristallisationsfolge der beiden Jodate bedeutet erstens, dass der darstellende Punkt p der äquimolekularen Lösung innerhalb des Kaliumjodatfeldes liegt. Zweitens ist es offenbar, dass der Punkt F inkongruent sein muss, denn sonst würde die Kristallisationsbahn von p gar nicht die Grenze FG treffen, und folglich würde eine Ausscheidung von Natriumjodat überhaupt nicht möglich sein. Theoretisch müsste also im Punkte F eine vollständige Resorption der ausgeschobenen NaJO<sub>3</sub> · H<sub>2</sub>O-Kristalle unter gleichzeitiger Kristallisation von Natriumchlorid stattfinden. In der Praxis aber verläuft diese Reaktion nicht vollständig, und zwar ist die Ursache hierfür in dem verhältnismässig grossen Unterschiede der Löslichkeiten zwischen den Jodaten und Chloriden zu suchen. Dies hat nämlich zur Folge, dass, wenn die Zusammensetzung der Lösung von p bis F gewandert ist, die flüssige Phase in der Menge so stark zurückgetreten ist, dass die schnelle Abdunstung, die ja die ganze Zeit mit konstanter Geschwindigkeit fortschreitet, die vollständige Resorption des Natriumjodats verhindert und dadurch ein Ungleichgewicht verursacht. Eine Stütze für diese Auffassung bietet auch der Umstand,

dass z. B. eine Lösung mit dem molaren Verhältniss  $2 \text{KCl} : \text{NaJO}_3$  (Punkt x in Fig. 2) bei  $50^\circ$  überhaupt kein Natriumjodat als feste Phase aufweist.

Die Versuche unterhalb der Umwandlungstemperatur wurden bei  $37^\circ$ ,  $36^\circ$ ,  $34^\circ$  und  $27^\circ$  angestellt. Dabei wurden auch hier bei den äquimolekularen Lösungen immer das Kaliumjodat als erste, das Natriumjodat dagegen als zweite Ausscheidung beobachtet, ein Umstand, dessen Erklärung nach Obigem ohne weiteres einzusehen ist.

Ausser Untersuchungen mit dieser Einengungsmethode wurden — wie oben erwähnt — auch die festen Salze in einem geschlossenen Raum mit wenig Wasser eine längere Zeit in einer bestimmten Temperatur gehalten und auf diese Weise eine der natürlichen Gesteinsmetamorphose mehr entsprechende Umwandlungsreaktion zustande gebracht. Die gemachten Versuche an feuchten äquimolekularen Mischungen von festem  $\text{NaJO}_3$  und  $\text{KCl}$  bei  $39.5^\circ$  und  $50^\circ$  zeigen, dass die Umkristallisation unter Bildung von  $\text{KJO}_3$  tatsächlich erfolgt, zugleich aber auch, dass die Reaktion sogar nach 24 Stunden nicht zu Ende durchgeführt war. Dieses langsame Fortschreiten der Umwandlungsreaktion steht in Einklang einerseits mit der Beobachtung von Hill und Donovan (1931), dass bei vielen Jodaten der Alkali- bzw. Erdalkalimetalle hartnäckige Verzögerungserscheinungen vorkommen, und andererseits mit der schon festgestellten Tatsache, dass die Abdunstungsgeschwindigkeit beim isothermen Einengen die Geschwindigkeit der Umwandlungsreaktion übersteigt und dadurch eine Gleichgewichtseinstellung ausschliesst. Verfährt man zum Schluss auf eine ähnliche Weise mit  $\text{KJO}_3$  und  $\text{NaCl}$  bei  $37^\circ$ , so findet eine entgegengesetzte Reaktion statt, und man beobachtet eine reichliche Bildung von  $\text{NaJO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ . — Zu bemerken ist noch, dass die Metamorphose, die bei einer äquimolekularen Mischung der Salze in einem Tage nicht ins Gleichgewicht führt, jedoch bei einer Mischung von  $2 \text{KCl} + \text{NaJO}_3$  bei  $50^\circ$  vollständig geschieht unter Neubildung von Kaliumjodat, das sich wieder bei  $27^\circ$  in Natriumjodat zurückverwandelt.

Als Zusammenfassung können wir nach Obigem sagen, dass wir im System  $(\text{Na}, \text{K})-(\text{Cl}, \text{JO}_3')$  einen Fall vor uns haben, in dem man einfach durch Änderung der Temperatur eine Umwandlungsreaktion in beide Richtungen führen kann. Bei  $37^\circ$  und darunter sind die beiden Salze  $\text{NaJO}_3$  und  $\text{KCl}$  nebeneinander in Berührung mit einer gesättigten Lösung stabil, bei  $39.5^\circ$  und darüber sind dagegen  $\text{KJO}_3$  und  $\text{NaCl}$  stabil. Die Umwandlungstemperatur liegt also zwischen  $37^\circ$  und  $39.5^\circ$  und steht demgemäss in Einklang mit dem theoretisch gefundenen Umwandlungspunkt zwischen  $38^\circ$  und  $39^\circ$ .

Die vorliegende Arbeit wurde im Mineralogisch-Geologischen Institut der Universität Helsinki ausgeführt, und zwar unter der Leitung von Herrn Professor Dr. Pentti Eskola, wofür Verf. ihm seinen verbindlichsten Dank aussprechen möchte.

## LITERATUR:

- BERG, R., Eine neue Methode zum Nachweis und zur schnellen Bestimmung von Chlorid in Gegenwart von Bromid und Jodid, Zeitschr. f. anal. Chemie, Bd. 69, p. 342, 1926.
- FOOTE, H. W. and VANCE, J. E., The Hydrates, Transition Temperatures and Solubility of Sodium Iodate, Am. Journ. Sci. 16, p. 68, 1928.
- FOOTE, H. W. and VANCE, J. E., The System: Sodium Jodate, Sodium Chloride, Water, Am. Journ. Sci. 17, p. 425, 1929.
- HILL, A. E. and DONOVAN, J. E., Ternary Systems. IX. Sodium Iodate, Sodium Nitrate and Water, Journ. Am. Chem. Soc. 53, p. 934, 1931.
- HILL, A. E. and RICCI, J. E., Ternary Systems XI—XIV, Journ. Am. Chem. Soc. 53, p. 4305, 1931.
- VAN'T HOFF, J. H. und VAN DEVENTER, CH. M., Umwandlungstemperatur bei chemischer Zersetzung, Zeitschr. f. Phys. Chemie, I, p. 165, 1887.
- VAN'T HOFF, J. H. und REICHER, L. TH., Die Umwandlungstemperatur bei der doppelten Zersetzung, Zeitschr. f. Phys. Chemie, III, p. 482, 1889.
- MEYERHOFFER, W. und SAUNDERS, A. P., Ueber reziproke Salzpaare II, Zeitschr. f. Phys. Chemie, 31, p. 370, 1899.
- PRECHT, H. und WITTJEN, B., Ber. d. D. Chem. Ges., Bd. 14, 1881.

# ÜBER DIE BOTTENMEERPORPHYRE.

Von

PENTTI ESKOLA.

## ZUSAMMENFASSENDES INHALTSVERZEICHNIS.

	S.
Die Verbreitung der Porphyrgeschiebe in SW-Finnland und an der Küste von Uppland. Ihre Heimat im südlichen Teil des Bottenmeeres .....	112
Analysen einer strukturellen Entwicklungsserie der Porphyre, die eine sukzessive Kristallisation von Plagioklas-, Orthoklas- und Quarzeinsprenglingen zeigen .....	114
Hausens »Quarzkeratophyre«, besser Albitfelsitporphyre, stellen das Anfangsglied der Entwicklungsserie dar und gehen durch Felsitporphyre in normale Quarzporphyre über .....	120
Durch die Auscheidung der Einsprenglinge wird die Zusammensetzung der Grundmasse in den Quarzporphyren nur wenig verändert ....	123
Mineralfaziell sind alle Bottenmeerporphyre helsinkitisch .....	125
Literatur .....	126

DIE VERBREITUNG DER PORPHYRGESCHIEBE IN SW-FINNLAND UND AN DER KÜSTE VON UPPLAND. IHRE HEIMAT IM SÜDLICHEN TEIL DES BOTTENMEERES.

Die Benennung Bottenmeerporphyr wurde zuerst von Hausen (1912) vorgeschlagen. Er fand diese Gesteine als Geschiebe in den quartären Ablagerungen auf Åland und vielerorts auf dem südwestfinnischen Festlande, wo ihr nördlichster Fundort Harjavalta, SW von der Stadt Pori, war. Hausen teilte diese Porphyre in Quarzporphyre und Quarzkeratophyre ein, jenachdem sie Einsprenglinge von sowohl Quarz wie beiden Feldspaten oder nur solche von Feldspat in einer felsitischen Grundmasse mit flach muscheligem Bruch enthalten.

Meine ersten Beobachtungen über Geschiebe von Porphyrgesteinen in SW-Finnland stammen vom Jahre 1925, als ich Blöcke von mikropegmatitischem Granit oder Granophyr an der Küste des Bottnischen Busens entdeckte (Eskola 1928). Hierdurch wurde meine Aufmerksamkeit auf die vom Boden des Bottnischen Meerbusens herstammenden Geschiebe überhaupt gelenkt. Die eingehendsten Untersuchungen über das Vorkommen der Geschiebe im ganzen Küstengebiet von Turku bis nach Waasa wurden in den Sommern 1926 und 1928 ausgeführt; im letztgenannten Sommer umfassten die Beobachtungen auch den ganzen Schärenhof von Åland. Fast jeden darauffolgenden Sommer habe ich die Beobachtungen in SW-Finnland ergänzt, im Sommer 1933 besonders in der Umgebung des Sees Pyhäjärvi, wo das Gestein noch ziemlich häufig als Geschiebe im Moränen- sowie als Osmaterial auftritt.

Das Hauptverbreitungsgebiet der fraglichen Porphyrgeschiebe in der südwestfinnischen Küstenzone scheint etwa zwischen den Städten Turku und Pori zu liegen. Nördlich von Pori habe ich allerdings nur eine einzige Exkursion gemacht. In den Kirchspielen Noormarkku, Ahlainen, Merikarvia, Sideby, in der Umgebung von Kristinestad und nordwärts davon längs der Landstrasse bis nach Waasa wurden überall Blöcke von Granophyr gefunden, aber keine von Porphyr, abgesehen von ein paar Geröllen, welche als Pflastersteine auf den Strassen der Stadt Waasa beobachtet wurden. Die Nordgrenze des Verbreitungsgebietes der Porphyrböcke liegt somit etwa

bei der Stadt Pori, wo man schon zahlreiche Porphyrgerölle als Pflastersteine auf den Strassen und als Osgerölle in der Umgebung finden kann.

Die östliche und südöstliche Grenze des Verbreitungsgebietes der Bottenmeerporphyre habe ich nicht verfolgt, aber wir besitzen die Angaben von Hausen (1912), welcher Geschiebe dieser Gesteine bis nach der Station Ypäjä an der Eisenbahn Turku—Toijala und bis Lohja (Lojo) an der Eisenbahn Hangö—Hyvinkää gefunden hat.

Zahlreicher als in Pori findet man Porphyrgerölle in der Stadt Rauma und deren Umgebung. Eine auf der Schäre Pietarkari bei Luvia vorgenommene Zählung ergab unter den Ufergeröllen 1.5 % Porphyre, 2 % Granophyre und 4 % jotnische Sandsteine. In Lellainen, westlich vom See Pyhäjärvi, fand ich in der Moräne 0.9 % Porphyrgeschiebe. Das Gesamtergebnis dieser Zählung ist von Hellaakoski (1930, S. 21) angegeben.

Zahlreiche genaue Zählungen wurden von Hellaakoski (1930) am Os von Laitila und in der Moräne zu dessen beiden Seiten auf einer Strecke von etwa 40 km ausgeführt. Bei 11 Zählungen von Blöcken über 6 cm Durchmesser fand er in 2 Fällen 0 %, in den übrigen 0.5 bis 2.5 % Porphyrböcke und bei 20 Zählungen im Osmaterial in 11 Fällen 0 %, in den übrigen 0.5 bis 1 % Porphyrböcke. Im Mittel betrug die Frequenz der Porphyrböcke der Grössenklasse über 6 cm Durchm. in der Moräne 0.9 %, im Osmaterial 0.4 %. Unter den kleineren Geschieben waren die Hundertzahlen etwas grösser; in der Grössenklasse von 2 bis 6 cm Durchmesser betrug das Mittel von 11 Zählungen in der Moräne 1 % und im Osmaterial von 27 Zählungen 0.6 % Porphyrgeschiebe. Da in diesen Zählungen im ganzen 4 125 Geschiebe in der Moräne und 9 675 Geschiebe im Osmaterial in Betracht gezogen wurden, dürften die oben angeführten mittleren Hundertzahlen ein recht zuverlässiges Bild des wirklichen quantitativen Verhältnisses geben.

An der Meeresküste, von welcher der Laitila-Os 10 bis 25 km entfernt liegt, dürfte die Frequenz der Porphyrböcke im allgemeinen etwas grösser sein. Während meiner Exkursionen im Schärenhof von Turku—Åland bekam ich den Eindruck, dass die Porphyrböcke dort noch zahlreicher sind; tatsächlich sammelte ich den grössten Teil meines Beobachtungsmaterials auf den Inseln und Schären von Kustavi, Brändö, Kumlinge und Sottunga sowie auf Åland. Einige zahlenmässige Angaben für Åland hat schon Hausen (1911) geliefert. Er zählte in der Moräne an vier Stellen 3.0 %, 2.9 %, 2.2 % und 0.6 % Quarzkeratophyr. Auch Hausen (1912) hat gefunden, dass die Bottenmeerporphyre auf Åland reichlicher als auf dem finnischen Festlande vertreten sind.

Die Verbreitung der Porphyrgeschiebe auf der schwedischen Seite ist meines Wissens nicht bestimmt worden. Asklund (1931) gibt an, dass diese Porphyre an der Küste von Uppland südlich von Gävle verbreitet sind, und dass sie wahrscheinlich unter dem Gävle-sandstein anstehend vorkommen.

Zusammenfassend lässt sich also sagen, dass die Ostgrenze des Verbreitungsgebietes der Bottenmeerporphyrgeschiebe in Finnland etwa von Pori nach Lohja zu ziehen ist, und dass das Gebiet der Hauptkonzentration derselben sich im Schärenhof von Åland befindet. Aus diesen Daten kann man schliessen, dass die Porphyre am Boden des Bottnischen Busens NW von Pori, jedoch nicht ganz nahe der finnischen Küste, anstehen müssen. Dies stimmt mit der schon von Hausen (1912) geäußerten Annahme überein, dass die Heimat der Porphyre etwa ausserhalb des Rapakivigebietes von Rödö liegen dürfte.

ANALYSEN EINER STRUKTURELLEN ENTWICKLUNGSSERIE DER PORPHYRE, DIE EINE SUKZESSIVE KRISTALLISATION VON PLAGIOKLAS-, ORTHOKLAS- UND QUARZEINSPRENGLINGEN ZEIGEN.

Die nachfolgenden vier chemischen Analysen der Bottenmeerporphyre wurden von Dr. L. Lokka ausgeführt. Alle Findlingsblöcke waren im Schärenhof von Luvia zwischen Pori und Rauma gesammelt worden, und zwar 1 (Albitfelsitporphyr) von der Insel Rounoori, 2 (Felsitporphyr) von der Schäre Andeskeri, 3 und 4 (Quarzporphyre) von der Landzunge Lankoori.

	1		2		3		4	
	%	Mol. Z.	%	Mol. Z.	%	Mol. Z.	%	Mol. Z.
SiO <sub>2</sub> . . . .	73.41	1.2174	72.32	1.1993	72.01	1.1942	72.46	1.2017
TiO <sub>2</sub> . . . .	0.41	0.0051	0.35	0.0044	0.41	0.0051	0.37	0.0046
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	12.69	0.1242	12.90	0.1262	12.93	0.1265	13.04	0.1276
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	0.44	0.0028	1.84	0.0115	0.80	0.0050	0.56	0.0035
FeO . . . .	2.45	0.341	1.51	0.0210	2.95	0.0411	2.55	0.0355
MnO . . . .	Sp.	—	Sp.	—	Sp.	—	0.01	—
MgO . . . .	0.18	0.0045	0.08	0.0020	0.13	0.0032	0.26	0.0064
CaO . . . .	1.01	0.0180	1.02	0.0182	0.77	0.0137	0.72	0.0128
Na <sub>2</sub> O . . . .	2.81	0.0453	2.98	0.0481	3.55	0.0573	3.03	0.0489
K <sub>2</sub> O . . . .	6.17	0.0655	5.63	0.0598	5.27	0.0559	6.02	0.0639
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	0.12	0.0008	0.06	0.0004	0.10	0.0007	Sp.	—
H <sub>2</sub> O+ . . . .	0.59	—	1.07	—	0.89	—	0.98	—
H <sub>2</sub> O— . . . .	0.08	—	0.08	—	0.06	—	0.05	—
	100.36	—	99.84	—	99.87	—	100.05	—

## Normen.

	1	2	3	4
Quarz .....	29.46	30.80	27.59	28.70
Orthoklas .....	36.55	33.37	31.20	35.67
Albit .....	23.83	25.30	30.14	25.72
Anorthit .....	3.78	4.74	3.24	3.57
Korund .....	—	0.13	0.17	0.20
CaSiO <sub>3</sub> .....	0.25	—	—	—
FeSiO <sub>3</sub> .....	3.46	0.67	4.09	3.62
MgSiO <sub>3</sub> .....	0.45	0.20	0.32	0.64
Magnetit .....	0.65	2.67	1.16	0.81
Ilmenit .....	0.77	0.67	0.77	0.70
Apatit .....	0.28	0.14	0.24	—
	99.48	98.69	98.92	99.63

In der C. I. P. W.-Systematik fallen alle vier Analysen in den Subrang Liparos, 1, 4, 1, 3. Ein Vergleich mit den von Holmquist (1899; die Analysen sind zitiert in Washingtons Analysentabellen von 1917) veröffentlichten Analysen der Rödö-Gesteine, von welchen zwei Felsitporphyre, ein Quarzporphyr und ein Rapakivi-Granitporphyr alle fast dieselbe Zusammensetzung haben, zeigt eine vollständige Übereinstimmung. Man könnte zuerst hierin eine Bestätigung der schon von Hausen (1912) geäußerten Hypothese sehen, dass die Bottenmeerporphyre mit den Rödöporphyren genetisch wie auch regional zusammenhängen. Aber bei einem weiteren Vergleich zeigt sich, dass dieselbe Zusammensetzung ganz allgemein in den aplitischen hornblendefreien Varietäten der Rapakivigesteine (siehe z. B. die Analysen bei Eskola, 1928, p. 22) sowie in den Granophyren und Porphyren auftritt. Ferner begrenzt sich die chemische Ähnlichkeit gar nicht nur auf die Rapakivigesteine; dieselbe Liparos-Zusammensetzung ist vielmehr äusserst verbreitet bei den granitischen Gesteinen überhaupt und ganz besonders in den liparitischen Ergussgesteinen, Obsidianen und Pechsteinen.

Untereinander zeigen die vier Analysen eine so grosse Ähnlichkeit, wie es im allgemeinen bei Gesteinen von nahezu gleichförmigen Massen der Fall zu sein pflegt. Trotzdem sind diese strukturell und mineralogisch sehr verschieden. Durch die leicht begreifliche genetische Ursache dieser strukturellen Unähnlichkeit neben der pauschal-chemischen Identität sind die Bottenmeerporphyre von grossem petrologischen Interesse.

Nr. 1, das Geschiebe von Albitfelsitporphyr aus Rounoori, ist ein dunkelgrauer Porphyr mit vorherrschender aphanitischer Grundmasse und mit sehr spärlichen, nur 1—2 mm, ausnahmsweise bis

6 mm messenden Einsprenglingen von farblosem oder etwas rötlichem Feldspat. Die Grundmasse ist megaskopisch matt, etwa wie Hälleflinta, mit flach muscheligen Bruch.

Mikroskopisch ist zu ersehen, dass alle Einsprenglinge aus Plagioklas bestehen. Sie haben in der Zone  $\pm$  PM eine maximale Auslöschungsschiefe von  $20^\circ$  bei einer niedrigen Lichtbrechung; das Mineral ist

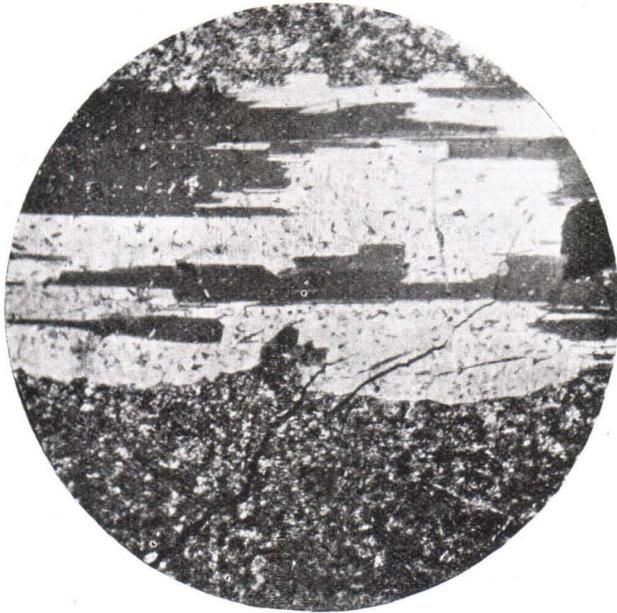


Abb. 1. Albitfelsitporphyr, Geschiebe aus Rounoori, Luvia. Verg. 9. + Nik.

folglich fast reiner Albit. Die Körner haben unregelmässige Grenzlinien, doch gelegentlich mit Andeutung idiomorpher Ausbildung. Sie sind nach dem Albitgesetz (Abb. 1) verzwillingt mit ziemlich breiten Lamellen, bisweilen mit Querlamellen nach dem Periklingesetz. Quarz kommt nicht in eigentlichen Einsprenglingen vor. Doch sieht man hie und da winzige xenomorphe Körner, die als Quarz erkannt werden können.

Die aphanitische Grundmasse besteht hauptsächlich aus Quarz und Feldspat, letzterer wiederum ist wenigstens grossenteils Kalifeldspat, wie man aus der Lichtbrechung, die noch viel niedriger als die des Einsprenglingsalbites ist, ersehen kann. Im Feldspat eingeschlossen liegen Quarzlamellen, die im Schnitt meistens wie Nadeln aussehen. Einige Lamellen in divergenter Anordnung haben ge-

wöhnlich eine gemeinsame optische Orientierung, oder auch die ganze Gruppe hat eine undulierende Auslöschung.

Die Albiteinsprenglinge umschliessen kleine hübsche Epidotkristalle und Flecke von grünem Chlorit. Dieselben Neubildungen treten zahlreich in der Grundmasse auf; der Chlorit bildet auch grössere Putzen. Die kleinsten von diesen Neubildungen und dazu noch der



Abb. 2. Felsitporphyr, Geschiebe aus Andeskeri, Luvia. Vergr. 9. + Nik.

fein verteilte Magnetit verleihen der Grundmasse ein staubiges Aussehen. — Als primäre Bestandteile enthält die Grundmasse noch Apatit und Zirkon.

Nr. 2, das Felsitporphyrgeschiebe von Andeskeri, hat eine charakteristische leberbraune Farbe und enthält viel mehr Einsprenglinge, die auch grösser (bis 8 mm) werden. Man erkennt megaskopisch Einsprenglinge von rötlichem Feldspat. Kleine dunkle, aber klare Quarzkörnchen sind mit blossem Auge kaum, mit der Lupe schon deutlich sichtbar. Die Grundmasse ist auch hier aphanitisch, doch rauher und weniger flintähnlich als die der vorigen.

Mikroskopisch zeigt dieses Gestein Einsprenglinge von Albit, perthitischem Orthoklas und kleinere von Quarz (Abb. 2). Letztere sind korrodiert, haben aber doch bisweilen Bipyramidenform. Die Orthoklaseinsprenglinge sind die grössten, ihre Perthiteinschlüsse

sind relativ breit, kurz und regelmässig. Die Albiteinsprenglinge schliesslich haben ganz dieselbe Form und Beschaffenheit wie im vorigen Beispiel. Auch alle Feldspateinsprenglinge sind abgerundet und unregelmässig, gleichsam korrodiert.

Die Grundmasse besteht aus einer Masse von ziemlich grossen Quarzindividuen, die skelettartig von kreuz und quer verlaufenden Lamellen ausgebildet sind. Die Lamellen bilden also ein Gitterwerk, ein Lamellengitter, und ihre Zwischenräume sind von sehr feinkörniger, stark pigmentierter Feldspatsubstanz ausgefüllt. Die Quarzeinsprenglinge sind von ähnlichen Quarzlamellen umrandet. Es handelt sich um die in Quarzporphyren weitverbreitete Verwachsung, die zuerst von Williams (1893) als poikilitisch bezeichnet und in den Ostseequarzporphyren von Hedström (1894) als Nadelquarz (nålquarz) beschrieben wurde. Eine eingehende Untersuchung über diese poikilitische Verwachsung stammt von Geijer (1913). Ich habe zusammen mit Fräulein Toini Teittinen eine neue Untersuchung dieser »Quarz-Gitterskelette« unternommen, und ein Aufsatz darüber wird voraussichtlich in dieser Serie erscheinen.

Kristalle von Zirkon, Apatit und Eisenerz, letzterer oft von einer Leukoxenzone umgeben, sind häufig. Chloritputzen und Epidotkristalle kommen wie beim vorigen Beispiel vor. Der Chlorit ist dunkelgrün, stark pleochroitisch. Die grösseren Putzen enthalten oft Kalzit.

Nr. 3 ist ein leberbrauner Porphyr wie Nr. 2 und unterscheidet sich von diesem besonders durch seine zahlreicheren und etwas grösseren Einsprenglinge von grauem Quarz und rotem Feldspat. Letztere bestehen aus Mikroklinperthit. Kleinere und blassere Albiteinsprenglinge sind ebenso verbreitet wie im vorigen Gestein. Sonst erinnert das Gestein in der Mineralführung, der Struktur der Grundmasse und Skelettstruktur des Quarzes so stark an das vorige, dass eine besondere Beschreibung sich erübrigt. (vgl. Abb. 3.)

Nr. 4 ist noch reicher an Einsprenglingen von sowohl Orthoklas wie Quarz, letztere sehr stark abgerundet. Auch sind die Einsprenglinge noch etwas grösser, bis zu 1 cm Durchm. Die Grundmasse dagegen ist etwas feiner als bei Nr. 2 und 3. Die Skelettquarzgruppen kommen als kleinere Einsprenglinge in einer noch feineren, wahrscheinlich devitrifizierten Grundmasse vor. Die Leisten des Skelettquarzes sind weniger gut ausgebildet, sodass solche Skelettgruppen in ihrer inneren Struktur verworren aussehen. Die grossen Quarzeinsprenglinge haben zwar alle eine Skelettumrandung, aber eine schmalere als die Quarze der vorigen Geschiebe.

Wenn wir die analysierte Serie vergleichend überblicken, finden wir eine ausgeprägte strukturelle Entwicklungsserie, worin Nr. 1 die früheste Stufe mit nur spärlichen winzigen Einsprenglingen von Albit darstellt. Nr. 2 enthält schon in etwas reichlicherem Masse

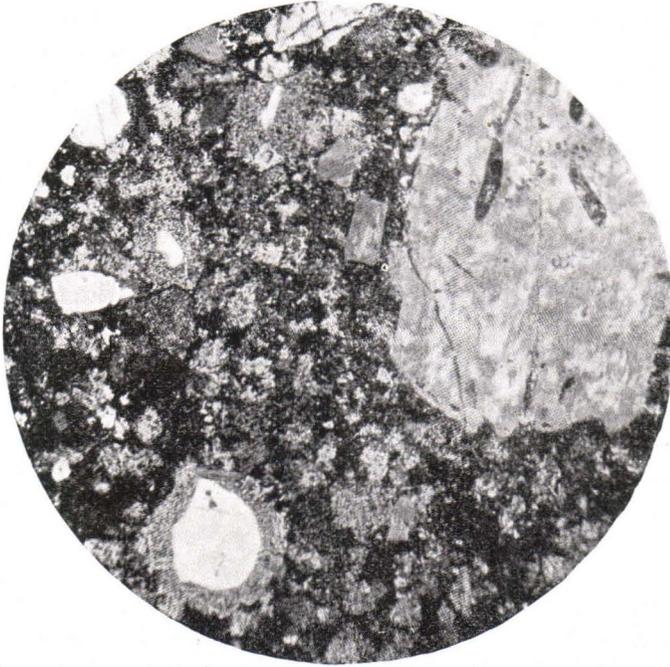


Abb. 3. Quarzporphyr, Geschiebe aus Blåklubben, Åland. Vegr. 9. + Nik.

Einsprenglinge, die ausserdem grösser sind, und zwar auch schon solche von Kalifeldspat neben albitischem Plagioklas, während die Quarzeinsprenglinge noch kaum megaskopisch sichtbar sind. In 3 und 4 werden die Einsprenglinge sukzessiv grösser und zahlreicher, und Kalifeldspat sowie Quarz werden immer reichlicher. Gleichzeitig wird auch die Grundmasse grobkörniger, und das Auftreten des Skelettquarzes rund um die Quarzeinsprenglinge herum kommt bis Nr. 3 immermehr zum Vorschein. Aber bei Nr. 4 ist die Grundmasse wieder feiner und die Skelettquarzbildung spärlicher. Dieser Umstand zeigt, dass die Bildung der Einsprenglinge und die Kristallisation der Grundmasse zwei voneinander unabhängige Vorgänge waren.

In der chemischen Zusammensetzung zeigen die Analysen ein so gut wie identisches Bild. Die vorhandenen kleinen Verschiedenheiten gehen — offenbar zufälligerweise — in einer ganz entgegengesetzten

Richtung, als man nach der Mineralentwicklung erwarten könnte. Nr. 1, kalifeldspatfreier Porphy, ist der an Kali reichste und an Natron ärmste Porphy. Seine aphanitische Grundmasse muss folglich umso kalireicher sein. Nr. 3, der schon sehr reichlich Kalifeldspat in Einsprenglingen führt, ist pauschal wesentlich natronreicher als alle übrigen, und seine Grundmasse muss offenbar noch ärmer an Kali sein. Man kann dieses alles kaum anders deuten, als dass in der Porphyrlava die Kristallisation zuerst mit Plagioklas anfang, und dass nach und nach Kalifeldspat und Quarz sich anschlossen.

Es ist eben dies die Kristallisationsreihe, die Bowen (1928) als normal für die granitischen Magmen angesehen hat. Wir werden einige Konsequenzen dieser wichtigen Tatsache unten noch etwas weiter verfolgen, zuerst aber wollen wir die Beschreibung ausserhalb der Serie dieser vier Proben ausführen, um zu sehen, wie die Bottenmeerporphyre sich überhaupt mit den analysierten Vertretern vergleichen lassen.

HAUSENS »QUARZKERATOPHYRE«, BESSER ALBITFELSPATPORPHYRE,  
STELLEN DAS ANFANGSGLIED DER ENTWICKLUNGSSERIE DAR UND  
GEHEN DURCH FELSPATPORPHYRE IN NORMALE QUARZPORPHYRE  
ÜBER.

Der erste Typus, oder der Porphy mit nur Albiteinsprenglingen, ist identisch mit dem von Hausen (1912) als Quarzkeratophyr bezeichneten Gestein. Prof. Hausen hat mir freundlicherweise die meisten seiner Dünnschliffe zur Durchsicht gegeben; dazu habe ich noch eine umfassende Reihe von Dünnschliffen machen lassen und konnte nur feststellen, dass Hausens Beschreibung auch zu den von mir selbst gesammelten derartigen Porphyren aus Südwestfinnland und Åland gut passt, weshalb ich nachstehend über sie kurz berichte.

Die Farbe wechselt von leberbraun-rauchgrau bis schwarzgrau oder fast schwarz. Die Verwitterungsrinde ist jedoch erheblich heller, etwa wie beim Flint. Megaskopisch sichtbare Quarzkörner sind selten. Das Gestein wurde auf Åland häufig an steinzeitlichen Wohnstätten gefunden; der Steinzeitmensch hat es wegen der weitgehenden Ähnlichkeit mit dem Flint als Surrogat für dieses verwendet. Mikroskopisch waren die verschieden gefärbten Geschiebe einander sehr ähnlich, und Hausens Beschreibung stimmt mit der oben gegebenen Kennzeichnung des analysierten Gesteins Nr. 1 fast völlig überein. Nur gibt er an, dass die Einsprenglinge aus Labrador bestehen. Dies ist ein Irrtum, der darauf beruhen muss, dass er nur die Auslöschungs-

schiefen in Betracht gezogen hat und nicht die schwache Lichtbrechung. Ausser dem Plagioklas wird auch Orthoklas angegeben, doch bildet der Plagioklas die weit überwiegende Anzahl der Einsprenglinge in den von Hausen untersuchten Schlifften. Im analysierten Gestein Nr. 1 sind Orthoklaseinsprenglinge nicht vorhanden, und ich habe noch einige andere orthoklasfreie Porphyre untersucht; es sind immer Porphyre mit auffallend spärlichen Einsprenglingen. Andere wiederum enthalten wechselnde Mengen von Orthoklas. Quarz wurde von Hausen in Einsprenglingen nur in einem Dünnschliff gefunden; aus dem Einsprengling ragen gleichorientierte »Nadeln« heraus — ein Anzeichen zur Skelettstruktur, die schon oben kurz behandelt wurde.

Die Grundmasse der Hausenschen Quarzkeratophyre besitzt dieselbe charakteristische Struktur, wie sie oben beim analysierten Gestein beschrieben wurde. Der Beschreibung Hausens sei Folgendes entnommen (in Übersetzung): »Im übrigen (d. h. ausser Epidot, Chlorit, Eisenerz und Apatit) besteht die Grundmasse aus Feldspat und Quarz. Diese bedingen eine recht verworrene Struktur, eine dichte Zusammenhäufung mit verschwommenen und gezähnten Grenzlinien zwischen den verschiedenen Mineralien, sowie eine wandernde Auslöschung. Auch trägt das reichliche Auftreten von Erzstaub und Chlorit viel dazu bei die Verworrenheit zu vermehren. Was jedoch in der Grundmasse, auch bei schwächerer Vergrösserung, am meisten auffällt, ist das reichliche Vorkommen von kleinen divergent liegenden Nadeln mit einer Doppelbrechung ungefähr wie die des Quarzes. Ihre Auslöschung ist immer schief oder wandernd. Soweit ich es habe feststellen können, vertreten diese kleinen Leisten Querschnitte von unregelmässig konturierten und undulös auslöschenden Quarztafeln. Diese sind, wie es scheint, poikilitisch vom Feldspat durchdrungen und dazu noch von den dunklen Mineralien umgeben. Fleckenweise treten Anhäufungen von etwas grösseren und klareren Quarzpartien auf, aber auch bei diesen ist die Auslöschung undulierend. Bisweilen sieht man zwischen gekreuzten Nikols eine Andeutung von schwarzen Kreuzen. Eine sphärolithische Anordnung kann an solchen Stellen jedoch nicht beobachtet werden, sondern nur ein Quarzindividuum».

Eine Kieselsäurebestimmung ergab 72.3 %  $\text{SiO}_2$ . Wegen dieses hohen Wertes sowie wegen des Vorherrschens von Plagioklas in Einsprenglingen nennt Hausen das Gestein Quarzkeratophyr, wenn auch unter gewissem Vorbehalt. Zwar haben auch einige spätere Forscher dem Begriff Keratophyr eine so ausgedehnte Anwendung gegeben, dass Porphyre mit Kalivormacht darin einbegriffen sind. Richtiger erscheint es mir jedoch, dass dieser Gesteinsname den quarz-

porphyrischen Gesteinen mit Natronvorherrschaft vorbehalten bleibt, da diese eine chemisch sowie geologisch gut charakterisierte Gruppe darstellt, die sich der Spilitgruppe anschliesst. Die jetzt beschriebenen Porphyre gliedern sich den Felsitporphyren an, für die das Fehlen von Quarz in den Einsprenglingen, aber Vorhandensein von überschüssiger Kieselsäure neben viel Kali in der Grundmasse charakteristisch ist. Wollte man die Varietät mit nur Albiteinsprenglingen besonders bezeichnen, so würde der Name Albitfelsitporphyr ohne weiteres sich darbieten.

Das Porphyrgeschiebe von Andeskeri (Analyse 2) wiederum vertritt die schlechthin als Felsitporphyr von jeher gut bekannte Porphyrvarietät, als welche also Porphyre ohne Quarzeinsprenglinge, aber mit einer kieselsäurereichen Grundmasse bezeichnet werden. Hausen (1912) beschreibt ausführlich mehrere Felsitporphyrgeschiebe von Åland und dem südwestfinnischen Festlande. Deren mikroskopische Bilder sind wesentlich dieselben wie in den oben beschriebenen, durch Analyse 2 vertretenen Porphyrgeschiebe von Andeskeri. Die Lamellengruppen von Quarz in der Grundmasse sind in einem Fall so zahlreich, dass sie meistens direkt aneinander grenzen und die Grundmasse also grösstenteils aus solchen Lamellengruppen besteht. Die Farbe der Grundmasse ist braun in verschiedenen Nuancen. In einem von Hausen beschriebenen Felsitporphyr sind die Quarzgruppen nicht von deutlichen Lamellen gebildet, sondern weisen mehr isometrische Flecke auf, die einzeln recht unregelmässig und verworren aussehen, aber doch teilweise gerade Grenzlinien haben.

Nun gibt es auch unter den von Hausen als Quarzkeratophyre bezeichneten Porphyrgeschieben einige, die so viel Orthoklasperthit enthalten, dass sie nach der hier angewandten Nomenklatur eher Felsitporphyre als Albitfelsitporphyre heissen sollten. In meinem eigenen Material habe ich mehrere solcher Porphyre angetroffen. Sie sind also Felsitporphyre mit einer dichten Grundmasse ohne Quarzgitterskelette. In anderen wieder gibt es mehr oder weniger zahlreiche Gitterskelette. Es zeigt sich also schon bei den Felsitporphyren dasselbe, was wir bei den analysierten Quarzporphyren sahen, dass nämlich die Ausbildung der Grundmasse unabhängig von der Ausbildung der Einsprenglinge ist, während die Albitfelsitporphyre immer nur eine dichte, wahrscheinlich devitrifizierte Grundmasse ohne Quarzgitterskelette haben.

Die von Hausen beschriebenen Quarzporphyre sind braun bis grauschwarz gefärbt und zeigen mikroskopisch Variationen zwischen denselben extremen Ausbildungsformen, die wir schon in den durch die Analysen 3 und 4 vertretenen Gesteinen kennen. Meine eigenen

Dünnschliffe zeigen dasselbe Bild (Abb. 3). Obwohl die Struktur eine sehr wechselnde Ausbildung zeigt und die mikroskopisch erkennbaren Einsprenglingsminerale, albitischer Plagioklas, Orthoklasperthit und Quarz, der Menge nach stark wechseln, kann man jedoch keine Verschiedenheiten finden, die sicher auf eine Verschiedenheit der Pauschalzusammensetzung zurückzuführen wären. Es ist wohl nicht ausgeschlossen, dass eine grössere Anzahl von chemischen Analysen eine etwas grössere Abwechslung zeigen würde, doch scheint es ziemlich sichergestellt zu sein, dass es sich bei den Bottenmeerporphyren der Hauptsache nach nur um eine von den Abkühlungsverhältnissen bedingte Verschiedenheit, erstens in der Ausscheidung der Einsprenglinge, und zweitens in der Ausbildung der Grundmasse, handelt.

Die Bottenmeerporphyre ähneln sehr den zuerst von Hedström (1894) beschriebenen braunen Ostseeporphyren (vgl. Eskola 1933). In den letzteren begegnen wir allen oben beschriebenen Strukturausbildungen, auch den Quarzlamellengruppen und Skelettumrandungen der Quarzeinsprenglinge. Nur sind die Typen mit feinkörniger felsitischer Grundmasse weniger häufig bei den Ostseeporphyren, während solche mit etwas grobkörnigerer, teilweise sogar granophyrischer Grundmasse dagegen häufiger sind. Zusammen mit den Dalarneporphyren, Rödöporphyren, Suursaari- und Rapakivi-Porphyren u. a. bilden diese Gesteine die wichtige Gruppe der fennoskandischen subvolkanischen Porphyre, die sich geologisch eng den Rapakivigesteinen anschliessen.

DURCH DIE AUSSCHIEDUNG DER EINSPRENGLINGE WIRD DIE ZUSAMMENSETZUNG DER GRUNDMASSE IN DEN QUARZPORPHYREN NUR WENIG VERÄNDERT.

Die Feststellung, dass die Strukturvarietäten der Bottenmeerporphyre verschiedene Stadien der Auskristallisation der Einsprenglinge vertreten, setzt uns in die Lage, die Möglichkeiten der weiteren Entwicklung des Gesteinschemismus zu verfolgen. Die Ausscheidung des albitischen Plagioklases, wie wir sie in dem Albitfelsitporphyr gefunden haben, hätte zur Bildung von kalireicheren Restlaven geführt, wenn in irgendwelcher Weise die Albitkristalle durch Absinken oder durch Auspressung der Flüssigkeit weggeschafft worden wären. Solche kalireiche Restlösungen kennt man in der Tat in vielen Obsidianen und glasigen Lipariten. Diese Differenziation kann natürlich nicht mehr in einer viskosen Lavamasse stattfinden auch ist die Menge der Einsprenglingsalbite in unserem Fall zu klein, um eine wesentliche Vermehrung des Kaligehalts der Grundmasse hervorrufen zu können.

Die Felsitporphyre könnten analog durch Wegschaffung der beiden Alkalifeldspate noch kieselsäurereicher werden. Um den Einfluss quantitativ festzustellen, wurde die Grundmasse des Felsitporphyrs von Andeskeri (Analyse 2) durch Entfernen der Einsprenglinge aus einer zertrümmerten Probe möglichst rein separiert und (von Herrn Stud. K. Rankama) analysiert. Zum Vergleich mit der bereits oben angegebenen Analyse des ganzen Gesteins (2) ist das Resultat unten angeführt (2 a).

	2 a		2
	%	Mol. Z.	%
SiO <sub>2</sub> .....	71.79	1.1905	72.32
TiO <sub>2</sub> .....	0.52	0.0065	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	13.21	0.1293	12.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0.73	0.0046	1.84
FeO .....	2.75	0.0383	1.51
MnO .....	0.05	0.0007	Sp.
MgO .....	0.40	0.0099	0.08
CaO .....	0.73	0.0130	1.02
Na <sub>2</sub> O .....	2.97	0.0479	2.98
K <sub>2</sub> O .....	5.76	0.0610	5.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	Sp.	—	0.06
H <sub>2</sub> O+ .....	1.05	—	1.07
H <sub>2</sub> O— .....	—	—	0.08
	99.96	—	99.84

Wir können in den Analysenzahlen keine Einwirkung in der erwarteten Richtung feststellen, offenbar weil die Menge der Einsprenglinge noch immer zu klein ist und weil zusammen mit den Feldspaten auch Quarz entfernt worden ist. Es sieht so aus, als ob ein Porphyr, der schon die normale granitische Zusammensetzung bekommen hat, im Hauptstadium der normalen Kristallisation der Phenokristalle in Effusivgesteinen nicht mehr wesentlich durch Kristallisation differenziert werden könne. In den analysierten Proben 3 und 4 sahen wir nur eine sukzessive Vermehrung der Einsprenglinge, aber bei allen drei Hauptbestandteilen eine gleichzeitige. Dies ist keine eutektische Kristallisation, denn es bilden sich Einsprenglinge, aber im ganzen ist doch die Kristallisation wesentlich einer eutektischen Kristallisation ähnlich, indem die Restschmelze unverändert bleibt.

Wie schon oben erwähnt, ist die Zusammensetzung der Bottenmeerporphyre dieselbe wie die der Rapakivigranophyre und mancher Rapakivigranite, genauer gesagt, der meisten hornblendefreien Rapakivigranite. Es ist gewiss für die Enträtselung der Genesis des Rapa-

kivi wichtig zu wissen, dass in vulkanischen Massen wie die Bottenmeerporphyre, welche höchst wahrscheinlich mit der Rapakivi-intrusion zusammenhängen, dasselbe Material als vollkommen flüssige Masse existiert hat. Die Zusammensetzung der Hauptvarietäten des Rapakivi unterscheidet sich von dieser in dem höheren Gehalt an Eisen und Kalzium, und sie vertritt wohl ein etwas früheres Stadium der Differenzierung als dasjenige dieser Porphyre. Wie aber letztere sich aus dem Rapakivimagma »abgespalten« haben, lässt sich zur Zeit noch nicht sagen.

MINERALFAZIELL SIND ALLE BOTTENMEERPORPHYRE HELSINKITISCH.

In allen untersuchten Porphyrgeschieben ist der Plagioklas durchweg albitisch mit höchstens 5 % Anorthit. Wenn alles im Gestein vorhandene Kalzium im Plagioklas enthalten wäre, dann wäre die Mischung gemäss den Analysen Albitoligoklas, höchstens  $An_{17}$  (nach Analyse 1). In den meisten Dünnschliffen findet man einzelne, oft relativ grosse Körner von Epidot, und auch unter den staubfeinen Gemengteilen der Grundmasse kann dieses Mineral vorhanden sein. Die Albiteinsprenglinge selbst sind ziemlich rein, obwohl etwas pigmentiert.

Charakteristischerweise wurde niemals Biotit oder Hornblende angetroffen, sondern nur grüner Chlorit, teils als rundliche Putzen, teils fein verteilt in der Grundmasse. Magnetit kommt vor in Pigmentform und in Körnern, aber man trifft keine Erzanhäufungen an, die sich durch ihre Formen als Pseudomorphosen nach mafischen Gemengteilen verraten würden, wie es in den Effusivgesteinen häufig der Fall ist.

Beim Fehlen aller Anzeichen einer metamorphen Umkristallisation des Gesteins macht es den Eindruck, als ob seine jetzigen felsischen Minerale sich hauptsächlich primär, doch wohl unter einer späteren Epidotbildung und Albitisierung des Plagioklases, und seine mafischen Bestandteile in einem hydrothermalen Stadium sich gebildet hätten.

Auch den Orthoklasperthit mit den breiten und kurzen, meistens geradlinig begrenzten Albitlamellen oder -flecken dürfte man wohl als einen primären Perthit auffassen können. Damit ist also gemeint, dass Albit sich zusammen mit Kalifeldspat als eine homoaxiale Verwachsung abgeschieden hätte und nicht etwa später entmischt worden wäre.

Manchmal ist der Kalifeldspat recht weitgehend zersetzt. Kalzit findet sich in vielen Fällen reichlich als Umwandlungsprodukt. Die

Mineralausbildung der Bottenmeerporphyre vertritt demnach ausgeprägt das chemische Gleichgewicht der Helsinkitfazies, wie es in ebenso charakteristischer Weise bei den Bottenmeergranophyren der Fall ist (Eskola 1928).

In diesem Zusammenhang sei eine allgemeine Bemerkung zu meinem Standpunkt dem Helsinkitproblem gegenüber eingeschoben. Ich habe früher (Eskola 1920—21) einige Albit-Epidotgesteine als primär magmatische Kristallisationen aufgefasst. Das war nun zu jener Zeit, als das Reaktionsprinzip noch nicht klar formuliert war. Meine Auffassung war darauf begründet, dass in den damals behandelten Gesteinen keine Anzeichen einer grundsätzlich späteren Metamorphose zu finden waren. Mellis (1932) u. a., vor kurzem auch Bowen (1933), haben die hydrothermale Natur der Helsinkite betont. Diese kann nunmehr als ganz sichergestellt angesehen werden, besonders nach den Experimenten von Goranson, wodurch eine schärfere Trennung des magmatischen und des hydrothermalen Stadiums erst eine sichere Grundlage erhalten hat. In die Sprache der heutigen Anschauungsweise übersetzt wäre zu sagen, dass jene Helsinkite, wie auch die Bottenmeerporphyre und -granophyre, autohydrothermal umgewandelt sind und ihre neugebildeten Minerale im Reaktionsverhältnis zu den vermutlichen früheren Mineralen stehen. Dies schliesst natürlich nicht aus, dass andere Helsinkite echt sekundär metasomatisch sein können.

#### LITERATUR.

- ASKLUND, BROR, Submarina subjotniska eruptiv-bergarter från Östersjöns botten. Im Teil II, s. 277 von W. Ramsay, Geologiens Grunder, 3 uppl., omarbetad av P. Eskola, B. Asklund, G. Troedsson och M. Sauramo., 1931.
- BOWEN, N. L., The evolution of igneous rocks. Princeton, 1928.
- »— The broader story of magmatic differentiation, briefly told. Ore deposits of the Western States, Amer. Institute of Mining and Metallurgical Engineers, 1933.
- ESKOLA, P., On the igneous rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. Finska Vet.-Soc. Förh. 63, 1920—21.
- »— On rapakivi rocks from the bottom of the Gulf of Bothnia. Fennia 50, N:o 27, 1928.
- »— Tausend Geschiebe aus Lettland. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A, Tom. XXXIX, N:o 5, 1934.
- GEIJER, P., On poikilitic intergrowths of quartz and alkali feldspar in volcanic rocks. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 45, 1913.
- HAUSEN, H., Stenräkningar på Åland. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 33, 1911.

- HAUSEN, H. Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringar (mit deutschem Referat). Fennia 32, N:o 2, 1912.
- HEDSTRÖM, H., Studier öfver bergarter från morän vid Visby. Sver. Geol. Undersök., Ser. C, N:o 139, 1894.
- HELLAAKOSKI, A., On the transportation of materials in the esker of Laitila. Fennia 52, N:o 7, 1930.
- HOLMQUIST, P. J., Om Rödöområdets rapakivi och gångbergarter. Sver. Geol. Undersök. Ser. C, N:o 181, 1899.
- MELLIS, O., Zur Genesis des Helsinkits. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 54, 1932.
- WILLIAMS, G. H., On the use of the terms poikilitic and micropoikilitic in petrography. Journ. of Geol. I, 1893.

TRE VISTEN I PETSAMO FRÅN DEN EPIPALEOLITISKA  
STENÅLDERN PÅ VARANGERFJORDENS SÖDRA STRAND  
SAMT NÅGRA SUPPLERANDE IAKTTAGELSER  
BETRÄFFANDE DE POSTGLACIALA NIVÄFÖR-  
ÄNDRINGARNA.

Av

V. TANNER.

Under besök på Varangerfjordens södra strand anträffade jag sommaren 1933 inom Petsamo tre ställen, där avslagna skärvor av hornsten, kvarts och diabas förekomma så rikligt liggande inmängda i och på gammalt strandgrus, att det ej råder tvivel om att människor med stenålderskultur hållit till där i något längre tid. Dessa vistens höjdläge påtvingar antagandet, att de härröra från den epipaleolitiska stenåldern, som i Fennoskandias nordliga del går under namn av *Komsekulturen*<sup>1</sup>. Utforskandet av denna är aktuellt i Fennoskandia och det synes föreligga skäl att bringa de nyupptäckta vistena till allmänheten, ehuru icke ett enda av fyndställena ännu genomgrävts — av lättförstådda skäl.

I. *Aaresvuono*, på lappska *Arš'vuonn* (*arš* = storstenig botten vid fjordstrand, där nät ej kan läggas ut; *vuonn* = fjord); se topografiska kartan över Petsamo, bladet *Suolavuono*.

<sup>1</sup> Angående litteratur se:

TANNER, V. Note sur la position chronologique des trouvailles préhistoriques par rapport aux étages géologiques dans la région côtière de la Fennoscandie aux confins de l'océan Arctique. *Finska Fornminnesföreningens Tidskrift*, Bd. XXXIX: 1, Helsinki — Helsingfors, 1931.

ROSENDAHL, HALVOR. *Komsakulturens alder*. *Norsk Geolog. Tidskrift*, Bd 13, s. 313, Oslo, 1934.

Se ock det sista yttrandet i frågan:

NORDHAGEN, ROLF. *Interessante opdagelser i Finmark*. En ny teori, som virkelig er ny. *Aftenpostens Kronikk* 9—3. Oslo 1934.

Här anföres intet som skulle rubba den senast av ROSENDAHL (op. c.) anförda meningen, att *Komse-kulturen* är postglacial.

S om fjordens sydända ligger en bäckgrening, vid vilken på kartan står höjdsiffran 16 (över *Balanus*-gränsen c:a 22.4 m). Ett par hundra m W därom skjuter in mot N en liten dalkjusa, vars släta botten lutar svagt mot S och mot nordanvinden skyddas av smärre höjder. Här förekom i strandgrus i riklig mängd slagna avfallsflisor mellan 41.31 (st. 1) och 38.00 (st. 2) m.

Mot bergstupan SW om bäckgreningen reser sig den starkt torvklädda sluttningen i avsatser med goda terrasser vid 48.48 och 50.54 m samt en tvivelaktig terrass vid 55.10 m. Grusytan gränsar mot en bergvägg vid 56.33 m.

Anmärkningsvärt är att jorden befanns vara uppdelad i smärre flytjordsvalkar vid 21.7 m i dalen N om bäckgreningen.

II. *Suolavuono* (lp. *Salttemvuonn*); se nyssnämnda blad av topografkartan. Från den lilla vikens sydöstra ända sträcker sig mot SW en ganska flack, grusklädd sluttning, som vid nordvästra randen genomskurits av en bäck och som mot SW begränsas av ett bergstup. Sluttningen är terrasserad, dels av abrasionsterrasser och dels av flacka ackumulationsvallar. Goda strandbildningar uppmättes vid: 11.96, 15.55 (smärre abrasionsterrasser), 25.10 m (god abr. terrass, vid vars fot en torr erosionsfåra mynnar, som genomskurit brinken från 31.69 m); 30.37, 31.69 (stat. 2), 33.67, 35.20, 36.27 och 38.31 m (små abrasionsterrasser). Uppåt backe följer nu en räcka flacka ackumulationsvallar vid 39.07, 40.62, 41.62 och 41.91 m samt svaga abrasionsterrasser vid 45.08, 45.85, 46.89 och 48.86 m. Vi ha nu nått till ett ställe mitt i dalen, strax N om nordvästra ändan av en liten fristående klippa. Här förekomma de första fornlämningarna i en vall bestående av fint strandgrus vid 49.50 m (stat. 3), vilken innanför sig avdämde en helt flack sänka vid 49.33 m. Efter en terrass vid 50.69 m följer uppåt den flacka backen en ny svag vall vid 51.32 m (stat. 4), en terrass vid 51.38 m och en ny flack vall (stat. 5) vid 52.01 m. Terrängen är här starkt utflackad, en liten flack vall med slagna avfallsskärvor (stat. 6) kulminerar vid 53.14 m och vid 54.35 m anträffades en annan vall (stat. 7) med ett stort slaget flintliknande hornstensstycke. Terrängen sänker sig därefter svagt mot SW, men där den ett par 100-tal m lägre mot SW åter börjar höja sig finna vi en vall, som norrut motsvaras av en markerad terrass, och som innehåller talrika avfallsskärvor i strandgruset (stat. 8) vid 57.10 m. Uppåt backe följa svaga och oklara terrasser vid 61.23, 62.66, 64.08 och 65.79 m, i vilka inga slagna skärvor kunde anträffas. Sådana förekomma däremot på två högre belägna vallar

vid 67.91 m (stat. 9) och 71.90 m (stat. 10); högre uppåt backen efterletades förgäves avslagna flisor i strandgruset.

Uppåt den mycket flacka backen följa nu efter en terrassfot vid 72.16 m svaga vallar vid 72.72, 73.62 och 73.91 m, åtskiljda av breda men helt grunda gravar. Vid en skärpning av backen ersättes vallarna av svaga terrasser vid 75.00, 76.31 och 77.30 m, varpå, då backen åter utflackas, svaga vallar uppträda vid 77.72 och 77.97 m. Vid 78.66, 79.00 och 79.49 m ligga svaga abrasionsterrasser. Sedan en vall passerats vid 79.94 m, innanför vilken ligger en svag sänkning vid 79.74 m, når man dalens kraftiga högsta abrasionsterrass vid 80.35—80.65 m, över vilken brinken reser sig 6 m.

Ovanför brinken utbreder sig en tämligen jämn grusflata, en liten abrasionsrest, som i NW och S stöder sig mot klippor. På sistnämnda håll ligger mellan berget och platån en i ungefär E—W utdragen 60 m lång, 30 m bred och c:a 7 m djup blind grav, som i förening med grusets beskaffenhet i platån vittnar om, att här föreligger ett vittne av glacifluvialt utsprung. Grusflatan är överraskande jämn: vid W-kanten 86.48 m, vid klippan i N 86.28 m, vid NNE-randen 85.96 m, på platåns mitt 87.13 m och vid dess östra rand 87.18 m; den täckes av ett starkt ursköljt grus, och i ytan iakttagas svaga rester av flacka fåror uppkomna genom vattenöversilning. Jag var först villrådig på ort och ställe, huruvida platån möjligen, trots erosionsföreteelsernas förekomst, en gång översvallats av havet. En svallvåd av rullstenar utefter klippsluttningen i S vid 88.30 m sedd i sammanhang med grusflatans ytkonfiguration påtvang mig dock uppfattningen, att vi ha att göra med en abrasionsrest av en från E i en kantsjö ackumulerad glacifluvial avsättning, som ej övergått av havssvall. Förgäves efterletade jag inom det synnerligen klippiga landskapet i trakten något ställe, där moränen hade legat kvar och M. G. hade kunnat komma till utveckling och med säkerhet låtit bestämma sig.

Av fornlämningar anträffades vid 23.64 m (stat. 1) på bädden av terrassen 25.10 m ett tillslaget ämne till en grönstensyxa (neolith) och vid 31.69 m (stat. 2) en hop kvartsskärvor, som möjligen utgöra artefakt.

Av större intresse är däremot den rikliga förekomsten av slagna flisor i strandgruset mellan 49.50—71.90 m, vilkas mängd utan ringaste tvivel borga för att folk uppehållit sig här under längre tider efter sista istiden, under det epipaleolitiska skedet. Den fyndiga intervallen faller i min provisoriska skala för stranddytorna mellan  $c_5$  och  $d_5$ , men når ej tillbaka ända till *portlandia*-transgressionen.

III. *Peuravuono*; jfr. topografkartans blad Liinahamari. 1 km NE om Kokko-gården, såväl vid nordvästra foten av berget Patanen, som några 100 m i NW därifrån anträffades flerstädes i strandgruset slagna skärvor av hornsten med slagbular. Med anknytning till mitt gamla nivellement i trakten (Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 88, p. 115) uppskattade jag den fyndiga zonen vara belägen vid 38—40 m ö. h.

Märkeligt är, att inga slagna skärvor eller artefakt kunde anträffas på de rätt stora grusflatorna söder om fjorden och ej heller på Rasse'muetke, vilka trakter jag upprepade gånger förgäves genomletat.

Det insamlade materialet deponeras på Nationalmuseet i Helsingfors.

Med hänsyn till sitt förekomstsätt och höjdläge (isobaslatitud) ansluta sig de nu skildrade vistena automatiskt till de av Nummedal vid Vuorjemi, Kobbholmfjord och Kirkenes funna epipaleolitiska boplatserna. De tre vistena utfylla till betydande del den lucka som härintill förefunnits mellan de av Nummedal upptäckta boplatserna vid Vuorjemi på finska sidan vid riksgränsen mot Norge och på Väliemi vid Fiskarhalvön (se Tanner, op. c.).

Fennoskandias äldsta nu kända befolkningsskikt, som uppbar den postglaciala *Komse*-kulturen, som dessa visten tillhöra, visar sig sålunda bli allt mera sammanhängande i den mån undersökningen hinner framskrida.

Grankulla, 5 mars 1934.

#### RÉSUMÉ.

V. TANNER. TROIS STATIONS DE L'ÉPOQUE ÉPIPALÉOLITHIQUE A PETSAMO SUR LA CÔTE MÉRIDIIONALE DU VARANGERFJORD ET QUELQUES OBSERVATIONS SUPPLÉMENTAIRES AU SUJET DES CHANGEMENTS DE NIVEAU POSTGLACIAIRES.

En renvoyant à sa „Note sur la position chronologique des trouvailles préhistoriques par rapport aux étages géologiques” dans les parages en question (1931), l'auteur fait mention de trois stations découvertes par lui en 1933 et appartenant à la civilisation dite *Komse* dont les gisements ont été premièrement découverts et explorés par Nummedal. Les trois stations sont un peu plus jeunes que la transgression à *Portlandia* et par conséquent postglaciaires. — V. T.

PREHNITE AMYGDALOID FROM THE BOTTOM OF THE  
BALTIC

By

PENTTI ESKOLA.

A collection of Glacial boulders from Latvia<sup>1</sup> was found to include four boulders of amygdaloid diabase in which the amygdules chiefly consist of prehnite and the porphyritic phenocrysts, as well as the minute ground-mass microcliths of plagioclase, have been more or less completely changed into prehnite. The results of a microscopic examination were given in the paper cited above. As the main interest in that paper was directed to questions connected with the distribution of Glacial boulders around the Baltic, it was no appropriate place for a more thorough petrologic treatment of a special rock. I shall therefore repeat the description, essentially completed, in the following pages, adding a chemical analysis and some petrological considerations concerning the nature and genesis of this prehnite rock.

The four boulders of prehnite amygdaloid have all been collected from Hasau, Courland, abt. 25 kilometres south of Windau, on the shore of the Baltic. In the collections of the Mineralogical and Geological institute of the University of Helsinki was found a fifth boulder of the same rock collected from East Prussia. The megascopical appearance of the last-named boulder (marked Opr) and of three among the Hasau boulders are shown in fig. 1. During the preparation of this paper still a sixth boulder of prehnite amygdaloid, also from East Prussia, was found in our collections.

Boulder 1 c is composed of a dark reddish brown groundmass in which are enclosed white irregular nodules, chiefly consisting of

---

<sup>1</sup> ESKOLA, P., Tausend Geschiebe aus Lettland. Ann. Ac. Sci. Fenn., Vol. XXXIX, N:o 5, 1933.

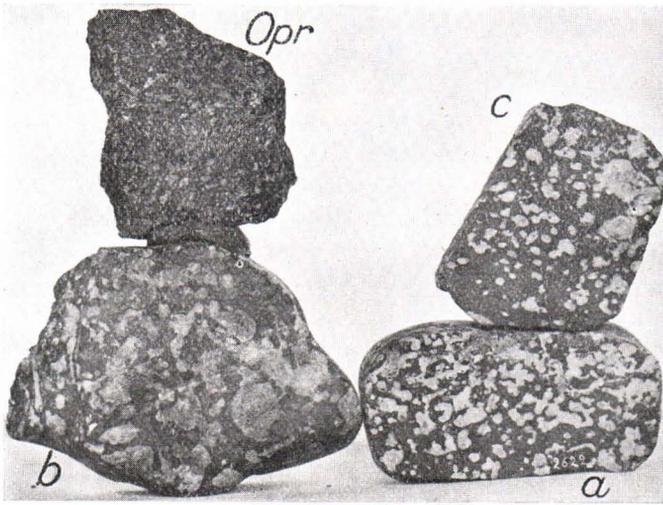


Fig. 1. Boulders of prehnite amygdaloid from Hasau, Latvia (a, b, c), and East Prussia (Opr). Abt. 1/2 natural size.

crystalline granular prehnite. The nodules have some resemblance to amygdules, especially in having curved and rounded forms, but are more irregular than ordinary vesicles in lavas, and often branch, or send out tubulate off-shoots, as may be seen from the pictures. A quantitative chemical analysis of the prehnite amygdaloid from this boulder was carried out by Mr. K. Rankama with the following result:

	%	Mol. numb.	Norm	Mode (appr.)
SiO <sub>2</sub> .....	50.21	0.8327	Qu 4.34	Prehnite ..... 47.6
TiO <sub>2</sub> .....	0.10	0.0012	Or 1.40	Alkali feldspar . 34.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	18.39	0.1799	Ab 32.82	"Iddingsite" ... 13.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	8.84	0.0603	An 32.07	Hematite ..... 3.9
FeO .....	1.44	0.0200	Di 5.67	<u>99.1</u>
MnO .....	0.05	0.0007	Wo 10.41	
MgO .....	1.02	0.0253	Ap 0.13	
CaO .....	12.99	0.2316	Il 0.18	
BaO .....	0.00	—	Mt 4.64	
SrO .....	0.00	—	Hem 5.44	
Na <sub>2</sub> O .....	3.87	0.0624	H <sub>2</sub> O 2.67	
K <sub>2</sub> O .....	0.24	0.0025	99.77	
H <sub>2</sub> O .....	2.67	0.1482		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.06	0.0004		
	99.88			

From the above figures the peculiar character of the rock may at once be noticed, and also the marked difference from the basaltic rocks to which it bears a close structural resemblance, being no doubt a metasomatic derivative from a basalt. The high lime percentage, appearing as normative wollastonite, is the most striking chemical feature. Another is the extraordinarily low percentage of all the »minor» elements, such as Ti, Mn, Ba, Sr, and P. These characteristics already mark the rock as one that has been subjected to a very thorough leaching and metasomatic substitution. Probably connected with this metasomatism is the almost complete oxidation of the iron into the ferric state.

The calculated norm makes the highly abnormative mineral composition and at the same time the very unfamiliar bulk composition of the rock sufficiently clear. A bulk composition like this would not originate during the normal crystallisation differentiation of magmas. We see here an instance of the simple but very important truth that the composition of rocks depends upon what crystallizes.

It would be of interest to know the mode of this rock, and I have in fact computed it, the result being quoted above. The statement is, however, but approximative and incomplete, partly because the composition of some of the minerals is imperfectly known. The prehnite itself may contain some ferric oxide and magnesia, but its amount has here been computed on the basis of the simple formula  $H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}$ . Small amounts of quartz, epidote, chlorite, and analcite observed microscopically (cf. below) have not been considered. The monoxides were computed as entering into the »iddingsite» for which, according to the textbook of Dana-Ford, the formula  $(Mg,Fe)O.Fe_2O_3.3SiO_2.4H_2O$  was used (although there was a small deficit in silica). The residual iron oxide was regarded as hematite, which is certainly abundantly present in the dark reddish brown groundmass. Very probably there is more free ferric oxide and less »iddingsite» whose composition may be rather far from the theoretical composition, just as its optical characters recorded below are very different from those of the ordinary iddingsite.—The powdered sample gave but a slight effervescence with hydrochloric acid and consequently contained only traces of calcite, although this mineral was observed microscopically.

The rounded nodules which are supposed to be amygdules consist mainly of prehnite. This mineral forms fan-shaped aggregates and radiating spheric groups, or »prehnite suns» (fig. 2). The microscopic structure of the radiating fibrous mass shows undulating

extinction, very common in the prehnite from many occurrences. The indices of refraction determined by the immersion method were  $\alpha = 1.612 \pm 0.001$ ;  $\gamma = 1.640 \pm 0.001$ ;  $2V$  is large, and the optical character is positive. A little quartz was observed in some of the nodules but, on the whole, the prehnite is the only constituent of



Fig. 2. Aggregates of prehnite in an amygdule.  
Crossed nic. Magn. 40.

the rounded nodules. This is not the case with the more irregular patches and minute vein-like mineralized portions, many of which are made up by different zones of variable structure and composition. The main parts of these consist merely of coarsely radial prehnite, while other parts contain green chlorite-like substance and epidote, and still others consist of a very fine-crystalline, almost isotropic mass, whose index of refraction is considerably lower than that of the Canada balsam. It is supposed to be analcite. Enclosed in this isotropic mass are extremely minute groups of high refringence and spherulitic structure appearing as black crosses between crossed nicols. Although the optical characters could not be determined more exactly these aggregates most probably also consist of prehnite.

Other nodules show partly or throughout rectilinear boundaries, and their shapes are like those of feldspar phenocrysts (fig. 3). Interpreted as pseudomorphs after plagioclase they would be tabular parallel to (010) and have some prismatic faces, orthodomas, and (001). Parts of the crystals have in fact been preserved as feldspar in the primary orientation, as seen from the cleavage cracks, but

no plagioclase twinning lamellae could be seen. The refractive indices are at a level with or somewhat below that of the Canada balsam. Thus the feldspar now seems to be albitic plagioclase. These unaltered portions form isolated areas in the midst of the radiating prehnite mass, which is very much like that of the rounded amy-



Fig. 3. Pseudomorphs of prehnite after plagioclase phenocrysts and smaller prehnite amygdules in an ophitic groundmass. Magn. 9.

daloidal nodules, but the grain varies in fields whose boundaries show a definite relation to the original structure of the phenocrysts. Even a pseudomorphosed twinning structure according to the albite and Karlsbad laws is visible in the prehnite mass (cf. fig. 6). The boundaries of the twinning lamellae appear either as boundary lines between areas of different coarseness, as common straight boundary lines of several grains placed parallel to the earlier lamellae, or simply as cracks filled up with pigment-like dark substance in which minute individuals of epidote could be distinguished.

The groundmass is megascopically almost aphanitic, but contains minute lath-shaped microscopic crystals of plagioclase (figs. 3 and 4). These microliths have been prehnitized just as have the big phenocrysts, but many of them have a residual skeleton preserved as feldspar and only speckled with numerous minute inclusions of prehnite and, more rarely, of epidote. Owing to the dust arising from the products of alteration the characters of the feldspar could not be determined very accurately. Many of the laths show, on their

narrow sides, a few albite twinning lamellae with extinction angles which are mostly small, a few degrees only. Eventually, however, I could find in symmetrical sections as large extinction angles as  $13^\circ$ . The indices of refraction are low and do not surpass that of the



Fig. 4. Prehnitized plagioclase laths and partly idiomorphic iddingsite grains in a dark groundmass around a big prehnitized phenocryst. Magn. 24.  
 Drawn by Toini Teittinen.

Canada balsam. Therefore the feldspar would seem to be an albite or albite oligoclase. Many of the laths show horn-shaped extensions at their edges (visible in fig. 4), so characteristic of the microlithic plagioclases in many basaltic rocks.

The groundmass further contains small reddish brown crystals which have orthorhombic cross sections like those of olivine in many basic volcanics (fig. 5). Interpreted as olivine they would possibly represent the traces of some of the combinations (010) (021), (100) (101), or (110) (111). Some cross sections are rectangular and fairly elongated with fine cleavage cracks across the elongation, as seen in fig. 5. Sometimes there is another more imperfect cleavage,

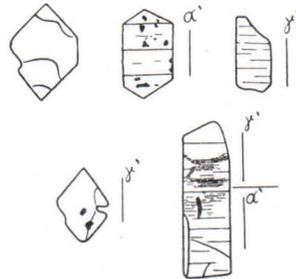


Fig. 5. Sections of iddingsite.

giving rise to fewer and shorter cracks at right angles to the former. Pleochroism is in most sections very distinct, the absorption being greatest for the rays vibrating parallel to the cleavage. Figure 5 also shows the direction of the light vibration corresponding with the higher index of refraction ( $\gamma'$ ) in the sections observed. As may be seen, this direction is in some grains parallel and in other grains at right angles to the prominent cleavage, and, as was clearly observed in two grains, it may be at one end parallel to and at the



Fig. 6. Pseudomorphosed plagioclase twinning in a phenocryst now consisting of prehnite, with grains of quartz.

other end of the same grain at right angles to the cleavage. The boundary between the parts thus showing an opposite orientation is apparently sharp and straight. This very extraordinary phenomenon could not be satisfactorily explained. The grains are mostly optically individual or have a slightly undulating extinction. The interference colours are of the first order, but they are variable even in one and the same grain. Apparently owing to this lack of uniformity the axial figures are always confused and I was not able to determine the optical character of this mineral. Very striking is the variability of the colour. The central part of a grain is generally darkest and the marginal parts are lighter and may be even almost colourless. Some grains are light-coloured throughout.

Another boulder (fig. 1 b) is much like the one just described, but the greater part of its light prehnite nodules are of the irregular patch-like type, though there are also nice rounded amygdules. Fig. 6 shows, in unpolarized light, a completely prehnitized phenocryst cut approximately at right angles to (010) and showing the pseudomorphous twinning lamellae marked by rows of pigment-like minute grains, most of which consist of pleochroic epidote with greenish yellow tinges. The radiating groups of prehnite in this case do not take the least heed of these pseudomorphous structures. Besides prehnite and epidote the earlier phenocrysts contain a few irregular portions of quartz (shown in the sketch) which seems to have been formed in connection with the metasomatic alteration of the feldspar. The rounded amygdules consist of medium-grained radiating prehnite and, besides, quartz as big grains.

The third boulder (fig. 1 a) is megascopically like 1 c, and the microscopical description of the latter can in most respects also be

applied to this boulder. The microscopical appearance, however, is rather different, the minute plagioclase laths being still narrower and the groundmass darker. In the rounded amygdules there is much quartz and calcite; the crystals of prehnite are idiomorphic against the quartz. The following determinations were carried out in the prehnite of this boulder:  $1.643 > \gamma > 1.639$ ;  $1.616 > \alpha > 1.611$ .  $2 V$  large, the optical character positive.

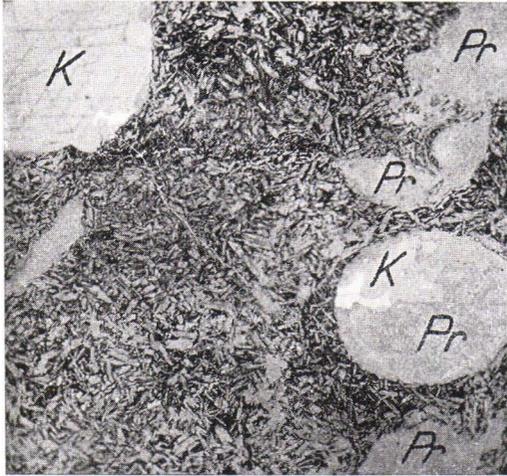


Fig. 7. Prehnite amygdaloid with amygdules of prehnite (Pr) and calcite (K). Magn. 9.

The fourth boulder is megascopically darker than the other boulders but looks otherwise like 1 a and 1 c. There are only rounded amygdaloidal nodules which consist either of prehnite or calcite, or of both minerals (fig. 7). The groundmass contains more and bigger plagioclase laths than that of the other boulders, but these have been completely prehnitized. There are furthermore in the groundmass irregular isometric grains which look like the »iddingsite» of boulder 1 c but are quite colourless and almost remind one of quartz in appearance. The birefringence is weak and undulating; the axial figures of this »bleached iddingsite» are quite confused.

The boulder of prehnite rock collected from East Prussia (fig. 1 Opr.) contains small phenocrysts which have been preserved as albitic plagioclase, while the white rounded nodules consist of quartz, calcite and prehnite with some epidote. The prehnite occurs as similar radiating aggregates as in the Hasau boulders. Some of the

smaller nodules largely consist of fine-grained isotropic substance exactly like the one described as analcite (cf. above p. 137) and with similar enclosed spherulithic aggregates of prehnite. The groundmass is exactly like that of the Hasau boulder 1 c, with prehnitized or partly saussuritized albitic plagioclase laths and grains of »iddingsite».

When the present paper was already written I found, in an older collection of erratic boulders from East Prussia kept among the boulder collections of our Institute, a sixth boulder of prehnite amygdaloid with a label attached: »A 6 Königsberg, O.-Pr., Steindammer Thor». This boulder is megascopically exactly like that shown in fig. 1 a. The rounded nodules consist of similar prehnite, and the groundmass with its microlithic laths is also quite the same. Microscopically the pseudomorphosed phenocrysts, not very numerous, were found to be sharp-edged and to have well preserved forms, but they have been completely changed into coarse prehnite. The rounded amygdules also consist exclusively of radiating prehnite but some of them have a central part of quartz towards which the prehnite terminates with crystalline faces like in a druse, and others enclose rounded portions of analcite. Around the biggest amygdules, which may be as much as 1 cm in diameter, there are darker zones containing fewer and smaller lath-shaped crystallites than the rest of the groundmass. This phenomenon which may also be seen in the Hasau boulders, appearing fairly well from fig. 5, seems to prove that these aggregates are really fillings of vesicles. The groundmass is rich in rather big laths which have been completely changed into coarsely crystalline undulose prehnite. The »iddingsite» is much like that of boulder 1 c but more bleached, most grains being quite colourless. Besides the brown »iddingsite» there are in this rock pale green grains of the same habit. They are individual crystals, optically negative, showing weak birefractation and a pleochroism resembling chlorite. — In general the volcanic structure of this boulder has been somewhat still better preserved than in the Hasau boulders, but the prehnitisation has been very complete. All the boulders are unmistakably similar in their most characteristic features, as *e. g.* in the occurrence of three stages of consolidation: 1) big phenocrysts, 2) smaller phenocrysts, or the crystallitic laths, and 3) a subcrystalline mesostasis. Thus this second East-Prussian boulder further strengthens the evidence of the occurrence of an area of prehnite rocks under the Baltic.

As concluded in my paper on the Latvian boulders these prehnite rocks must be derived from some submarine area within the Baltic, like many other porphyritic, amygdaloidal and spilitic rocks. More

cannot be said about its mode of occurrence, and concerning its origin we have only to rely upon the record apparent from the chemical and mineralogical composition and the structure of the rock itself.

The prehnite rock shares such characteristic features with many basalts that no doubt is left about its effusive nature. The amygdaloidal nature of the rounded prehnite nodules is perhaps not evident in the same degree, as it seems apparent that the prehnitisation has been effected by addition of substances in hydrothermal solutions. Thus the prehnitisation has worked its way into the groundmass, enlarging and rounding out the nodules, *e. g.* many of the prehnitized phenocrysts. The hypothesis of their amygdaloidal nature, however, needs no vindication, as the facts in favour or it are sufficiently apparent from the above description.

Prehnite is a widely distributed hydrothermal mineral in amygdaloid effusives as well as contact deposits around igneous masses and fissure veins of various metamorphic and igneous rocks. The papers containing information about the occurrence of prehnite are very numerous, but it may suffice here to refer to the handbooks of Dana, Hintze, or Rosenbusch-Mügge.

Where prehnite is accompanied by epidote, its crystallisation has in some cases been stated to have started a little earlier, as in the Holyoke diabase in Massachusetts (B. K. Emerson, *Geology of Massachusetts and Rhode Island*, U. S. Geol. Surv. Bull. 597, p. 268). In the present case the epidote seems to be rather earlier than the prehnite, or both may be contemporaneous. The zeolite minerals, on the other hand, generally succeed the prehnite. In the series of mineral facies the prehnite therefore belongs to almost the same temperature range as the epidote, but higher than the zeolites. Concerning the pressure conditions the epidote apparently belongs to higher pressure regions than the prehnite. This may be concluded from the general absence of prehnite as a primary constituent in metamorphic rocks of deep zones in which epidote is common, as well as from its frequent association with the zeolites which are more at home in volcanic rocks. This is also in harmony with the molecular volumes of epidote (clinozoisite) and prehnite which I have calculated as follows (cf. Grubenmann-Niggli, *Die Gesteinsmetamorphose*, 1924, p. 105):

	Calculated mol. vol.		Sp. w.	Mol. w.	Observed mol. vol.
	Min.	Max.			
Clinozoisite, $\text{OHCa}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} \dots$	156.8	183.0	3.40	455.4	133.8
Prehnite, $\text{H}_2\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} \dots$	144.1	170.1	2.90	413.3	142.4

The observed molecular volume of prehnite is only a little smaller than the calculated minimum value, whereas that of the clinzoisite is considerably smaller. High hydrostatic pressure therefore must directly increase the range of stability of the epidote minerals. Here we must, however, also consider the higher lime percentage of prehnite. This mineral can not originate unless sufficient quantities of lime be available. The excess lime may have been derived either from outside sources or from the rock itself. The latter may have been the case if the prehnitized rock was formerly calcareous, containing calcite or highly calcic silicates such as idocrase or grossularite which may thereby be attacked, as Harker has pointed out (*Metamorphism*, 1932, p. 134).

Many occurrences of prehnite in the vesicles or fissures of volcanic rocks have been described in which the metasomatic replacement has clearly been due to solutions emanated from the cooling lava itself. This kind of alteration, by some authors termed *autohydrothermal metasomatism*, must be assumed in the present case. As the prehnitisation involves a considerable enrichment in lime, it is necessary to assume the interaction of a »lime carrier» (cf. Eskola, *Ann. Ac. Sci. Fenn.*, ser. A, vol. XXXVI, N:o 4, p. 49), i. e. some substance that was able to increase the solubility of lime in the active liquid, just as the interaction of halogen compounds has been invoked in skarn metasomatism. It is generally difficult to tell what substance has played the rôle of carrier, as it has mostly disappeared from the scene of action. In the present case we may tentatively assume free carbon dioxide as a lime-carrier. This hypothesis seems the more plausible if the autohydrothermal prehnitisation is considered as a special case, or a part, of the more comprehensive process of spilitisation.

The concept of the »spilite reaction», first introduced by Bailey and Grabham, means the substitution of anorthite by albite through a solution of sodium carbonate and may be expressed by the equation



Now, if sufficient amounts of free carbon dioxide are present, the calcium carbonate thus formed may be carried further in solution as calcium bicarbonate, which may thus concentrate until it becomes dominant over sodium carbonate. This lime-rich solution would attack different aluminous silicates giving rise to prehnite. In those portions of lava in which calcic plagioclase had already crystallized it would convert anorthite into prehnite according to the equation



The albite of the plagioclase would hereby be left intact. This is in full accordance with what we have found in the rock described, which is essentially a prehnite-albite rock and in which almost all other aluminous silicates have been destroyed. Carried out from the rock mass the same solutions would give rise to prehnite in the contact rocks or in fissure veins.

I wish to express my gratitude to the Naturforscher-Verein zu Riga and its President, Professor Dr. K. R. Kupffer, for the courtesy of allowing me to use the collection of glacial boulders comprising the material on which the present study was carried out.

---

## A NOTE ON DIFFUSION AND REACTIONS IN SOLIDS

By

PENTTI ESKOLA.

## CONTENTS.

Introduction .....	145
The experiments of W. Spring .....	145
The experiments of M. Carey Lea .....	146
Diffusion in solids at high temperatures. The works of G. Tammann, A. J. Hedvall and W. Jander .....	147
Discussion of the early experiments .....	149
Harker's stress and anti-stress minerals .....	150
Literature .....	155

---

## INTRODUCTION.

In his excellent book »Metamorphism» (1932) Harker emphasizes the importance of diffusion by means of solutions as the prime cause of rock metamorphism and, on the other hand, the influence of stress upon the development of minerals in rocks. In the present volume Dr. W. J. McCallien publishes a paper on »Metamorphic diffusion» which gives a useful summary of investigations the aim of which is to illustrate diffusion in the solid state. The problem of solid diffusion and reactions in solids having thus been brought up for discussion, it may be of interest to call attention to some older investigations which, though referred to by Harker, are not very well known to contemporary petrologists and which seem to throw some light upon the character of solid diffusion as well as reactions in solids caused by mechanical agents. On the basis of these old and a few newer chemical investigations, as well as of observations on metamorphic rocks, I propose briefly to discuss the said problems.

## THE EXPERIMENTS OF W. SPRING.

Probably one of the first seriously to attack the old dogma *corpora non agunt nisi fluida* was W. Spring, professor of chemistry in Liège. During the last two decades of the 19:th century he pursued much experimental work on diffusion and reactions in solids under high pressures at low as well as elevated temperatures. By means of a lever compressor, he was able to make metal filings weld into compact pieces at ordinary room temperatures. The pressure required was approximately proportional to the hardness of the metals, being for lead 1 000 atm., for tin 3 000 atm., and for zinc 5 000 atm. Under 1 000 atm. lead filings welded into a piece which was as compact and solid as a cast piece. Under 5 000 atm. lead flowed out like a liquid through the fissure round the circumference of the piston. Arsenic, antimony, and platinum could not be welded completely, any more than amorphous carbon, while graphite welded well under 5 500 atm. Inversion of one crystalline modification into another was effected

in some elements, such as tin, or monoclinic sulphur. Precipitated manganese peroxide was changed into a crystalline substance like pyrolusite, and zinc sulphide under a pressure of 5 000 atm. became crystalline like sphalerite. In the same way arsenic trisulphide was changed under 6 000 atm. into a reddish sugar-like mass in which rather big crystals could be observed microscopically. Ferrous sulphide, however, did not change noticeably. White dry writing chalk compressed in a screw press during 17 years had become hard like lithographic limestone, and a surface layer, 1.5 millimetres thick, had become brown from diffused iron. In silica and silicates, on the other hand, no welding took place, whereas salts of inorganic acids welded easily. Potassium bromide and iodide under 5 000 atm. flowed out from the tube of the compression apparatus.

Two or more metals mixed as filings were welded into alloys. Sulphur and arsenic were combined with different metals into sulphides and arsenides under pressures of 6 500 atm. or more. To effect complete reaction it was mostly necessary to repeat the grinding and pressing several times. In certain cases, when the volume of the compound is larger than that of its components, it was possible to effect the breaking up of compounds. J. H. van't Hoff and Spring (1887) thus decomposed the double salt copper-calcium acetate octahydrate,  $(C_2H_3O_2)_4Ca \cdot Cu \cdot 8H_2O$ . Arsenic trisulphide hexahydrate ( $As_2S_3 \cdot 6H_2O$ ) was broken up into sulphide and water (Spring, 1895). Spring furthermore investigated the action of barium sulphate upon sodium carbonate and stated a partial exchange of ions, but this work has later been criticized and his conclusion was found to be erroneous (Tammann 1925, pp. 23 and 50—53). During the research by Tammann and others many other of Spring's theoretical conclusions have been found untenable, but the fact of diffusion and reactions in the solid state has been wholly confirmed. Since then compression has, as is well known, become of an enormous importance in many branches of technics.

#### THE EXPERIMENTS OF M. CAREY LEA.

In the same period during which Spring performed his experimental work an American chemist, M. Carey Lea, experimented with disintegration of compounds by means of compression and shearing stress. In his first experiments he, like Spring, applied direct compression. He used a combined screw and lever apparatus by means of which a pressure calculated at 70 000 atmospheres could be obtained. In

certain compounds of silver, mercury, and platinum a slight decomposition could be observed. But Lea soon found that the same result could be carried much farther simply by grinding with the power of one hand in a porcelain mortar. Halogenides, oxides, sulphates, and many other compounds of silver, mercury, and platinum were partly decomposed and the presence of free metals could be stated among the products. Some ferric compounds were partly reduced by grinding to the ferrous state, and potassium permanganate was disintegrated. In many cases Lea made quantitative experiments. For instance, 0.5 grammes of neutral sodium chloraurate gave on grinding 9.2 milligrammes, in another trial 10.5 milligrammes of free gold. It was found that decomposition was more effective when the grinding was done in a rough porcelain mortar than in a smooth-polished agate mortar. A partial decomposition could in many cases also be effected by the following still simpler method: A clean sheet of paper was imbued with an aqueous solution or a watery paste of the substance to be investigated. When, after drying, characters were marked on the paper with a glass rod, using as much pressure as was possible without tearing the paper, the marks remained visible in different colours, even after the paper was washed with water. Lea writes in conclusion:

»It is easily conceivable that the action of shearing stress should be enormously greater than that of simple pressure. For it seems probable that pressure can only cause decomposition when the resulting product is more dense, has a greater specific mass, than the original substance. With shearing stress the case is altogether different. All matter is in a state of vibration and it is easily conceivable that the forcible friction of a hard substance may increase vibration in somewhat the same way as does a bow drawn over a stretched cord. Both the elasticity and the tension of the atoms themselves are vastly greater than those of any stretched cord so that the increased vibration may easily be sufficient to shatter the molecule».

DIFFUSION IN SOLIDS AT HIGH TEMPERATURES. THE WORKS OF  
G. TAMMANN, A. J. HEDVALL AND W. JANDER.

Diffusion in the solid state is well known to everybody who has worked in the synthesis of refractory compounds from their components, say, when making forsterite from a mixture of magnesia and quartz. The compounds resulting at temperatures well below the lowest solidus point in a system are, as a rule, composed of distinct crystal individuals whose optical properties may be determined microscopically.

Comprehensive investigations on solid diffusion and reactions at high temperatures have been carried out during later years by Tammann, Hedvall, and Jander, each of them with many collaborators. In the list of literature below only a few later publications of the three scientists mentioned have been taken up. These investigators have gone very deep into the subject, considering the physico-chemical and thermodynamical aspects, and the space-lattice relations in the movements of atoms in solids. Their investigations have been carried out under minutely controlled conditions so that e. g. the presence of liquid phase has been excluded. This was also the case in the experiments of Spring, whereas in the experiments of Adams and Desch, as Mc Callien remarks, diffusion took place in a viscous glass phase. It is not possible here to abstract the results in detail, and my aim in mentioning these investigations is chiefly to call attention to them, as they obviously are of interest in the study of the metamorphic rocks. Only a few points concerning the factors influencing the velocity of diffusion and reactions in solids may be mentioned, chiefly according to Jander (1931).

The velocity of solid reactions is in the first place controlled by temperature and is generally noticeable only above a certain lowest temperature which is different for different substances. At a constant temperature the velocity of reactions increases with the decrease of the grain size of the components and, moreover, depends highly upon their structures. Rough surfaces and numerous cracks increase the velocity. Furthermore the velocity depends upon the structure of the products of reaction through which the reacting substances must diffuse. Inversions of the crystalline modifications also increase the rate of the reactions, as the elements of the crystal lattices are thereby mobilized. An admixture of foreign substances can promote reactions. This may be due to the formation of mix-crystals whereby the crystal structure is made somewhat more loose and more permeable. Even when no mix-crystals are formed, the reaction may be furthered by foreign admixtures. In this case the reason may be sought in the finer grain of the products originating. In other cases an admixture may reduce the velocity of reactions, especially if their quantity is large.

It may be concluded from these results, as has also been directly shown by Tammann, that mechanical agents, i. e. shearing stress, or in general differential movements in solids, would highly promote diffusion and reactions and reduce the temperature necessary for them.

## DISCUSSION OF THE EARLY EXPERIMENTS.

Do the experiments of the kind referred to above give any hint as to the rôle of solid diffusion in metamorphism of silicate rocks? Spring's results from experiments carried out with silicates were negative. This is of course no evidence against changes in the solid state during the length of geological periods or at somewhat elevated temperatures. On the other hand, positive evidence for metamorphism by solid diffusion alone is very difficult to find. The question may better be put thus: Is not the water, omnipresent in the pores of rocks, sufficient to accelerate recrystallization in rocks so as entirely to overshadow the result due to the purely solid diffusion? Spring's results themselves would seem to point to this being the case, as he found that the presence of moisture greatly promotes the consolidation of powdered substances more or less soluble in water, not only ordinary inorganic salts but also such as minium, mercuric oxide, ferric hydroxide, and in a lesser degree even substances like lead peroxide, copper carbonate, calcium carbonate, or precipitated silicon dioxide, whereas the slightest trace of moisture entirely prevents the welding of metals. As no silicates are absolutely insoluble in water under hydrothermal conditions, it would seem unnecessary to assume solid diffusion e. g. in any of the cases discussed by Stillwell (cf. Mc Callien 1934). In extraordinarily dry rocks, such as some granulites (almandite-feldspar-quartz rocks) the possibility of solid diffusion cannot, however, be altogether denied, especially as they have apparently crystallized during differential movements. In crystalline schists metamorphosed in the upper zones of mountain chains solid diffusion may perhaps have been quite considerable, owing to the stress action, also in the presence of water, acting in addition to the recrystallization by means of the solvent. This case will be discussed below from another point of view.

Spring, not being acquainted with the lattice structure of the crystalline matter, was of the opinion that there is no very essential difference between the solid and liquid states. Under sufficient pressures the solids would become plastic and flow like liquids. He believed that his experiments would afford evidences for the general volume law, i. e. that under increased pressure such reactions and changes in solids take place which give rise to compounds and complexes whose volume is smaller than that of the original material. Although this is true, the following circumstances may be observed.

(1) In the decomposition of the copper-calcium acetate and arsenic sulphide hydrate mentioned above the reaction was endother-

mic, or pressure had performed chemical work, as van't Hoff remarked. In all the other cases the chemical reactions that took place in Spring's experiments were exothermic. The action of compression was only to initiate and to promote reactions that could have taken place in any case.

(2) It is highly probable that the activation of substances in Spring's experiments was rather due to a stress action than to hydrostatic pressure. Harker (1932, p. 146) emphasizes this, saying:

»For example, from a mixture of sulphur and copper filings, under a pressure of 5 000 atmospheres, he obtained crystallized copper sulphide. This work gave rise to some divergence of opinion, the more so because other physicists failed to obtain like results. The explanation of this, as subsequently pointed out, is instructive. Spring's crucial experiments were conducted in a steel bomb with an ill-fitting piston, such that part of the material was squeezed out at its circumference. The charge therefore was subjected to intense shearing stress, and to this, rather than to simple pressure and compression, the effects must be attributed.»

This remark by Harker seems to be wholly justified. Furthermore, even if the piston would fit and no material could squeeze out, the compression of metal filings or fragments of any material would involve gliding of the particles one against the other as well as translations, or differential movements in general, within the particles. The pressure would be wholly hydrostatic only after the compressed body had reached a condition where the internal pressure was uniform throughout the mass. This condition would not be reached unless the welding were complete, and even then the anisotropy of the crystals would exhibit any strict uniformity of the pressure within a rock (cf. Harker 1932, pp. 6, 7).

#### HARKER'S STRESS AND ANTI-STRESS MINERALS.

If shearing stress was the real agent in Spring's experiments, they would seem to confirm Harker's idea of stress minerals which form preferably or exclusively under the action of stress. Still more favourable for this idea are the results obtained by Lea. Harker justly refers to both these investigators before opening the discussion of stress minerals. In my opinion the phenomena described by Lea in fact constitute a positive evidence for the possible existence of anti-stress minerals, or substances which do not stand shearing stress. Lea could have described the action of stress upon his gold salts by saying that their molecules can simply be ground asunder, while

nowadays we might say that the shearing stress demolishes the structure of the unit cells.

Concerning the constituents of rocks I can find no objection against the assertion that some of them are anti-stress minerals. Nephelite, leucite, perhaps cordierite, and andalusite may be such. They are similar in their crystal structures in containing separate or condensed  $\text{SiO}_4$ -groups or spongy frame-works of linked  $\text{SiO}_4$ -groups.

The crystal structures of the compounds which have been considered as stress minerals again have other common characteristics. Leaving out of consideration the silica chains of the pyroxenes, we have here the  $x(\text{Si}_4\text{O}_{11})$ -plaits of the amphiboles, the  $x(\text{Si}_2\text{O}_5)$ -parquets of the micaceous minerals, and different lamellar structures, like that of epidote, which are all structures which may be expected quite especially to suit the conditions of differential gliding or shear movements which, according to the modern theory of schistosity, or the Sander-Schmidt principle (cf. Grubenmann-Niggli 1924, p. 463) are the real cause of the parallel arrangement of the minerals in the crystalline schists, rather than crystallization under stress according to the Riecke principle. The conception of »Wegsamkeit» (Sander 1930), or the transport of pore solutions and the growth of crystals along the gliding planes, would seem quite especially to be in accord with Harker's ideas. As Scheumann (1932, p. 70) points out, the structures characteristic of crystalline schists mentioned above permit the setting in of water or fluorine in the lattices. Thus it seems hardly more than a statement of well observed facts that minerals like talc, chlorite, sericite, amphiboles, or epidote are especially adapted to form in differentially moved rocks.

But there is another question: Would not these minerals be stable without shearing stress as well, provided the same conditions of load pressure and temperature prevailed? In other words, does the shearing stress effect endothermic reactions in silicate minerals, as it did in Lea's experiments? Harker himself frankly admits the inadequacy of information about these things, saying (p. 147):

»It is possible that a particular compound or form has a stable existence only under more or less intense shearing stress, though it may persist in a metastable state when the stress has been removed. Since neither chemical theory nor experiment affords any specific information concerning the question, we must fall back on the *a posteriori* line of inquiry, viz. the study and collation of such petrological and geological evidence as bears upon the problem».

After referring to the mode of occurrence of the stress minerals as such evidence he points to the vain attempts to reproduce most of the stress minerals and, on the other hand, the easy synthesis of most

anti-stress minerals, as »a certain measure of confirmation» of his conceptions which are more concisely defined as follows (p. 149):

»Taking first only temperature and pressure as the two controlling conditions, we must suppose that for any given mineral there is a certain field of stability, to be laid down on the p-t-diagram. If now the introduction of shearing stress as an additional condition causes an extension of the field, we have to do with a stress mineral, if contraction, anti-stress mineral. If a sufficiently intense measure of shearing stress causes the field to contract to a point and disappear, we have an anti-stress mineral in a very special sense. On the other hand, some form may make its entry only with coming in of the stress factor, having otherwise no field of stability: this will be a stress-mineral in a very special sense.»

In an earlier paper (Eskola 1929) I have presented some facts indicating that many of the so-called stress-minerals may also be formed without stress action, as staurolite when it is found in pegmatites or quartz veins, and likewise almandite and anthophyllite. The latter occurs at many places in the pre-Cambrian of Fennoscandia, together with cordierite, in rocks and ores which certainly have not originated under shearing stress. It is also found in reaction zones around inclusions of serpentine in anorthosites, and in granites, the elongation of the anthophyllite fibres being transversal. Cyanite has been recently found at Outokumpu in Eastern Finland as vein fillings in micaschist, and at Koli, east of Outokumpu, in the same manner in quartzite. This mineral is also a constituent of the non-stressed eclogites. Infrequent as such occurrences may be, their testimony is nevertheless conclusive, as they prove that the said minerals could originate, apparently as stable phases, unaided by the action of shearing stress. The number of those minerals which are not known to occur in this manner is very few. One of them is chloritoid.

Concerning the failure to synthesize stress minerals by means of hydrothermal experiments it may be pointed out that during the last years e. g. sericitic micas have been thus produced in the laboratory of V. M. Goldschmidt (Noll, 1932). The reactions proved to be very sluggish. Therefore, in many other cases, the failure of hydrothermal synthesis may be simply due to the insufficient duration of the experiments.

Another point may be added: Many stress minerals often are embedded in a soft medium, and the minerals being comparatively hard and rigid and having a great energy of crystallization cannot have been very much stressed during their crystallization. As examples we may take the well-known paragonite schist with beauti-

ful porphyroblasts of cyanite and staurolite from Airolo, Switzerland, or some chloritoid schist with phenocrysts of chloritoid in a finely slaty mass of mica and quartz. Experiments with high pressure apparatus have shown that soft mineral masses like talc flow fairly easily through small openings under pressures of a few thousand atmospheres. Stress would then be converted into hydrostatic pressure.

Whether the (rather inconsiderable) excess one-sided pressure, or stress, would have any controlling influence upon the equilibrium conditions must depend upon the quantitative amount of its influence upon the solubility in different directions. If I have not misunderstood Harker's discussion, it is to this influence of stress that he ascribes the stress-control in metamorphism, as he refers to the paper of Johnston and Niggli (1913) and does not seem to believe in metamorphic recrystallization direct in the solid state. But the said influence is still only theoretical and its quantitative effects are unknown.

Johnston and Niggli (1913) stated the theory of the stress minerals even in a more positive form than does Harker (1932). They wrote (p. 612):

»Stress has increased the »activity», so that in stressed systems some reactions readily take place which otherwise would go very slowly. Thus unequal stress may be regarded as a kind of catalytic agent, though in thinking of it in this way one must remember that it has frequently a characteristic influence on the nature of the products of a reaction, in addition to its influence on the rate of formation of those products.»

In the paper in which I first defined the conception of mineral facies in metamorphic rocks, calling it metamorphic facies (Eskola 1915), the limitation of the application of the equilibrium theory to the stressed rocks was strongly emphasized. I quoted the above paragraph and a few others from Johnston and Niggli and, accepting their conclusion that in stressed systems no true equilibrium can be reached, I continued (p. 117):

»Aside from the fact that the stress may give rise to specific products — — — the conditions in stressed regions, as compared with those under equal pressure, are apparently far more variable, in space as well as in time.»

Since then the success of the attempts of a number of petrologists to establish the stable associations also in stressed rocks has been sufficient to confirm the idea that the departure of the conditions in stressed rocks from the normal equilibrium conditions must have

been rather insignificant. The frequent occurrence of unstable mineral associations in stressed rocks is a fact that does not by any means contradict this conclusion, seeing the sluggishness of all reactions in low-temperature metamorphism. It may be considered, moreover, that in sheared rocks diffusion is led chiefly along the shear planes and must be minimal across the schistosity or foliation.

In my opinion, therefore, while the possible existence of stress-minerals »in a very special sense» must be borne in mind in the discussion of the mineral development of the crystalline schists, it still seems probable that the most important side of the stress action consists in the mechanical agitation whereby the velocity of reactions is increased and the chemical activity intensified. Considering the results of the early experiments of Spring and Lea referred to above, it would seem highly probable that even diffusion and reactions in the solid state may play a rôle under these conditions. We have, however, no means of distinguishing the results of this from those of the recrystallization by means of solutions, nor is it quite clear what the difference between the two phenomena would be.

The assumption has not been disproved 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 chemical changes would not happen in the absence of differential movements in rocks.

---

## LITERATURE.

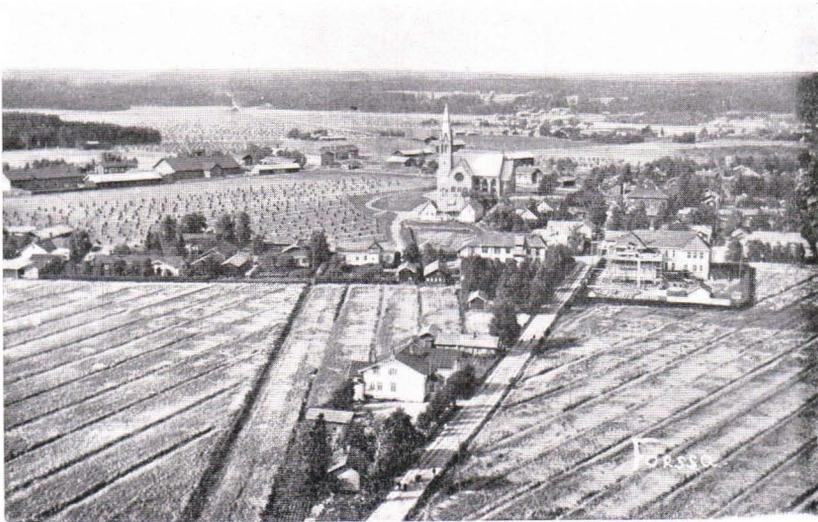
- ESKOLA P., Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orisjärvitraktens metamorfa bergarter. With a summary in English: On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region. Bull. Comm. géol. de Finlande N:o 44, 1915.
- »— On the rôle of pressure in rock crystallization. Ibid. N:o 85, 1929.
- GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P., Die Gesteinsmetamorphose, 1924.
- HARKER, A., Metamorphism, 1932.
- HEDVALL, J. A., und HEUBERGER, Säureplatzwechsel zwischen festen Phasen III. Zeitschr. f. anorg. u. allg. Chemie, 135. (The first publication ibid. 122, 1922; a further note dealing with the possible presence of a liquid phase ibid. 140, 1924.)
- »— (and others), Über die Rolle der Ionen und kristallographischer Umwandlungen bei Reaktionen im festen Zustande. Ibid. 197, pp. 399—421, 1931.
- JANDER, W. (and others), Reaktionen im festem Zustande bei höheren Temperaturen IX, Zeitschr. f. anorg. u. allg. Chemie 202, pp. 135—160, 1931. (The first publication of Jander ibid. 163, 1927).
- JOHNSTON, J. and NIGGLI, P., General principles underlying metamorphic processes. Journal of Geology 21, pp. 481—516 and 588—624, 1913.
- LEA, CAREY M., On endothermic reactions effected by mechanical force. Am. Journ. Sci., (3) CXLVI, 1893, pp. 241 · 4. The same in Zeitschr. f. anorg. Chemie V, pp. 330—333, 1894.
- »— Transformations of energy by shearing stress. Ibid. pp. 413—20. The same in Zeitschr. f. anorg. Chemie, VI, pp. 2—10, 349—354, 1894.
- MCCALLIEN, W. J., Metamorphic diffusion. This volume, pp. 11—27, 1934.
- NOLL, W., Hydrothermale Synthese des Muscovits. Nachr. von der Gesellschaft der Wiss. zu Göttingen. Math.-Phys. Kl., 1932.
- SCHEUMANN, K. H., Über die Bedeutung der mineralfaziellen Analyse für die Auffassung der metamorphen Gesteine. Math.-phys. Klasse. Sächs. Akad. der Wiss. zu Leipzig, LXXXIV, pp. 63—90, 1932.
- SPRING, W., Recherches sur la propriété que possèdent les corps solides de se souder sous l'action de la pression. Bull. de l'Acad. de Belgique (2) XLIX, pp. 323—379, 1880. The same in Ann. de Chim. et de Phys. 5 sér. t. XXII, pp. 170—217, 1881.
- »— Bildung von Legierungen durch Druck. Berichte d. deutsch. chem. Ges., pp. 595—7, 1882.
- »— Formation de quelques arséniures métalliques par l'action de la pression. Bull. de l'Acad. de Belgique (3) t. 5, pp. 229—36, 1883.
- »— Formation de sulfures métallique sous l'action de la pression. Ibid. pp. 492—504.

- » Sur l'élasticité parfaite des corps solides chimiquement définis. Analogie nouvelle entre les solides, les liquides et les gaz. *Ibid.* t. 6, pp. 507—40, 1883.
- » Sur les quantités de sulfures qui se forment par des compressions successives de leurs éléments. *Bull. Soc. Chim. de Paris* t. XLI, 1, pp. 492—498, 1884.
- » Réaction du sulfate de baryum et du carbonate de sodium sous l'influence de la pression. *Bull. de l'Acad. de Belgique* (3) X, pp. 204—208, 1885. The same in *Bull. de la Soc. Chim. de Paris*, t. XLIV, 2, pp. 166—169, 1885.
- » Réaction du carbonate de baryum et du sulfate de sodium sous l'influence de la pression. *Bull. de la Soc. Chim. de Paris*, XLVI, pp. 299—302, 1886.
- » and VAN'T HOFF, J. H., Über einen Fall durch Druck bewirkter chemischer Zersetzung. *Zeitschr. f. phys. Chem.* I, pp. 227—230, 1887.
- » Über die Kompression von feuchtem Pulver fester Körper und die Formbildung der Gesteine. *Ibid.* II, pp. 532—5, 1888.
- » Über die chemische Einwirkung der Körper im festen Zustande. *Ibid.* pp. 536—8.
- » Sur les phénomènes qui accompagnent la compression de la poussière humide de corps solides, en rapport avec la plasticité des roches. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, 15, pp. CLVI—CLXII, 1888.
- » Sur la conversion du sulfure de mercure noir en sulfure rouge, ainsi que sur la densité et la chaleur spécifique de ces corps. *Bull. de l'Acad. de Belgique* (3), pp. 238—57, 1894. The same in *Zeitschr. f. anorg. Chem.*, VII, pp. 371—83, 1894.
- » Über das Vorkommen gewisser für den Flüssigkeits- oder Gaszustand charakteristischen Eigenschaften bei festen Metallen. *Zeitschr. f. phys. Chem.* XV, pp. 65—78, 1894.
- » Über ein Hydrat des Arsentrisulfids und seine Zersetzung durch Druck. *Zeitschr. f. anorg. Chemie* X, pp. 185—188, 1895.
- » De l'influence du temps sur l'agglutination de la craie comprimée. *Bull. de l'Acad. de Belgique* (3), pp. 320—26, 1895. The same in *Zeitschr. f. anorg. Chem.* XI, pp. 160—164, 1896.
- TAMMANN, G., Das chemische Verhalten fester Stoffe. *Zeitschr. f. Elektrochemie* 29, pp. 509—518, 1923.
- » Chemische Reaktionen in pulverförmigen Gemengen zweier Kristallarten. *Zeitschr. f. anorg. u. allg. Chemie*, 149, pp. 21—98, 1925.
- » Über chemische Reaktionen in Gemengen fester Stoffe bei erhöhter Temperatur. *Zeitschr. f. angew. Chemie* 39, pp. 869—57, 1926.
- » Zur Theorie der Rekristallisation. *Zeitschr. f. anorg. u. allg. Chemie* 185, pp. 1—34, 1929.



Aufn. von M. Sauramo.

Abb. 1. Die charakteristische Siedlung Lehtivehmas auf der supramarininen Grundmoräne 160 m ü. M. in Kalvola, SW-Häme.



Aufn. d. Luftstreitkr.

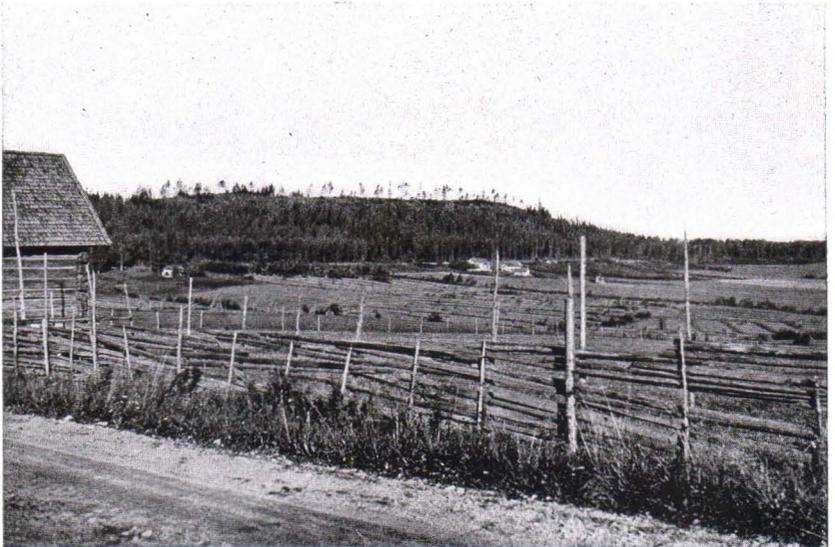
Abb. 2. Siedlung auf dem Yoldiaton, Forssa, SW-Häme.

*Matti Sauramo: Zur spätquartären Geschichte der Ostsee.*



Aufn. von M. Sauramo.

Abb. 3. Ablationsmoräne in der Randbildung von Pärnunnummi in Loppi, SW-Häme.



Aufn. von M. Sauramo.

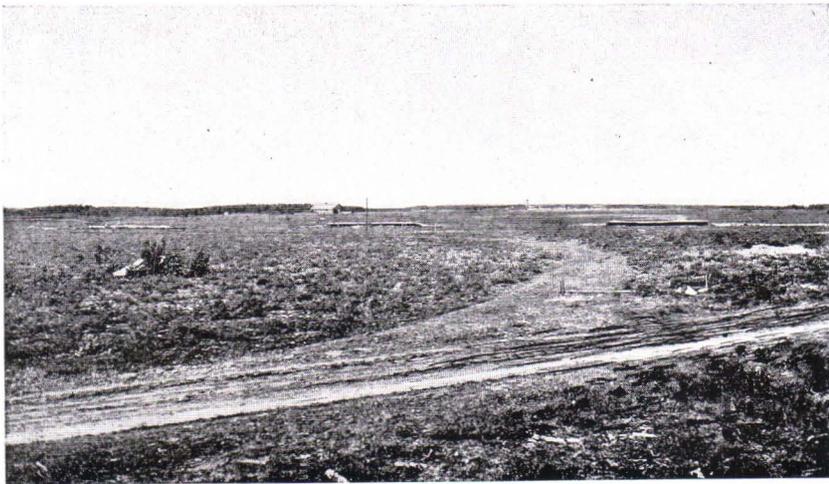
Abb. 4. Der 75 m hohe Os von Mykämäki in Pusula, N-Uusimaa, mit der deutlichen Ancylusterrasse an seinem Fusse. (Vgl. Abb. 4 im Text).

*Matti Sauramo: Zur spätquartären Geschichte der Ostsee.*



Aufn. von M. Sauramo.

Abb. 5. Der Scheitel des Berges Korkeamäki 4 km W von der Eisenbahnstation Ryttylä zwischen den beiden Salpausselkä. Die Höchste Grenze in einer Höhe von 155 m, markiert von einer Reihe eisgeschobener Blöcke zwischen der supraaquaten Moränenkalotte und den blossgespülten Felsen im Vordergrund, gehört der Strandfläche B III an. Messung von E. Aurola.



Aufn. von M. Sauramo.

Abb. 6. Das glazifluviale Delta von Utti, die Strandfläche von Z repräsentierend. Der Distalrand (links) 95—96 m ü. M.

*Matti Sauramo: Zur spätquartären Geschichte der Ostsee.*



Aufn. von M. Sauramo.

Abb. 7. Litorinastrandwall, 21 m ü. M., Pohjoisrivi, Suursaari.



Aufn. von M. Sauramo.

Abb. 8. Geröllufer des Yoldiameeres auf Suursaari, Liivalahti, 39 m ü. M.

*Matti Sauramo: Zur spätquartären Geschichte der Ostsee.*



Aufn. von M. Sauramo.

Abb. 9. Geröllufer am Os von Ridasjärvi, zur Strandfläche Z gehörig.

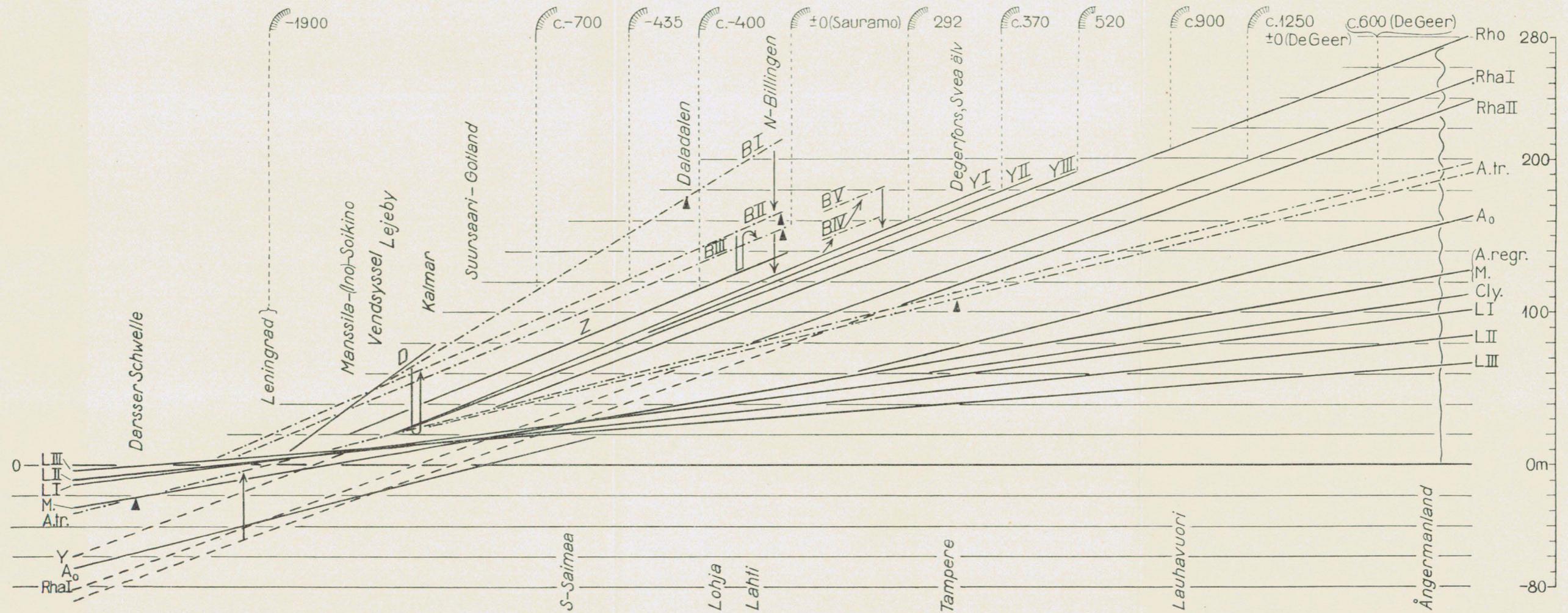


Aufn. von M. Sauramo.

Abb. 10. Dasselbe Ufer wie oben an einer anderen Stelle.

*Matti Sauramo*: Zur spätquartären Geschichte der Ostsee.

## RELATIONS-DIAGRAMM DER WICHTIGSTEN STRANDLINIEN IM OSTSEE-BECKEN.



Bezeichnungen der Strandlinien: D = Die spätglaziale Strandlinie von Dänemark, B I, B II, B III, B IV, B V und B VI = die sukzessiven Stadien des Baltischen Eisstausees, Z = das etwaige marine Stadium der Zweiten Salpausselkäperiode, Y I, Y II, Y III = die Strandlinien des Baltischen Yoldiameres, Rho = Rhoicosphaeniameer, Rha = Rhabdonemameer, A. tr. = Ancylustransgression, A<sub>0</sub> = Meeresspiegel zur Zeit der Ancylustransgression, A. regr. = Ancylusregression, M = Mastogloigrenze, Cly = Clypeusgrenze, L I = die erste Litorinatransgression, L II = die zweite Litorinatransgression, L III = die dritte Litorinatransgression.

Die Ziffern am oberen Rand des Diagramms, 292, 520 u. s. w., geben das Alter der einzelnen Strandlinien in der spätglazialen (finnischen oder schwedischen) Chronologie an.

Die marinen Stadien sind mit einheitlichen, die Süßwasserstadien mit strichpunktirten Linien eingezeichnet worden. Bei letzteren gibt das schwarze Dreieck die Lage des Abflusses an.

Die Pfeile zeigen die Richtung der Niveaushiftungen, die Transgressionen und die plötzlichen Senkungen der Eisstauseen. Die dauernde Regression im Zentrum des Landhebungsgebietes ist mit einer Wellenlinie angegeben.



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 nämnda serie,
3. institutioner och sammanslutningar, vilka önska träda i skriftutbyte med Sällskapet.

**Geologiska Sällskapet 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.**