

Geological Survey of Finland

Bulletin 253

(formerly Bulletin de la Commission Géologique
de Finlande)

Die quartäre Stratigraphie von Tonablagerungen und der Rückzug des Inlandeises zwischen Helsinki und Hämeenlinna in Südfinnland

von Jouko Niemelä



Geologinen tutkimuslaitos · Otaniemi 1971

Verzeichnis der Druck- u.a. Fehler

Vorwort, Abschnitt 2, Zeile 1: Bodengeologie liess Quartärgeologie

S. 25, Abb. 8: 3.19—3.53 m liess 4.28—4.61 m

S. 51, Abb. 26, letzte Zeile: »in der Mitte« und »rechts« wechseln den Platz

S. 61, Abb. 31, Zeile 4: Litori liess Litorina

S. 62, Abb. 32, zweite Säule von links: 300 J. liess 1300 J.

Geological Survey of Finland, Bulletin 253
(formerly Bulletin de la Commission Géologique de Finlande)

DIE QUARTÄRE STRATIGRAPHIE VON TONABLAGE-
RUNGEN UND DER RÜCKZUG DES INLANDEISES
ZWISCHEN HELSINKI UND HÄMEENLINNA
IN SÜDFINNLAND

VON
JOUKO NIEMELÄ

MIT 35 ABBILDUNGEN UND 4 BEILAGEN

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS
OTANIEMI 1971

Niemelä, Jouko 1971: Die quartäre Stratigraphie von Tonablagerungen und der Rückzug des Inlandeises zwischen Helsinki und Hämeenlinna in Südfinnland. *Geological Survey of Finland, Bulletin 253*. 79 p., 35 figs., four appendices.

The investigated area extends in the direction of the youngest ice movement from the south coast to the Third Salpausselkä icemarginal belt. 35 undisturbed cores and 6 excavations were examined. The stratigraphy of the varved sediments was determined with the aid of their structure and texture, grain-size distributions and contents of microfossils.

The discharge of the Baltic Ice Lake, dated 8 213 B.C. in Sweden, is registered in the sediments as a slightly discordant bed. The contemporaneous ice margin lay at a distance of a few kilometers proximally from the Second Salpausselkä belt. The saline influence of ocean water was registered in the sediments about 300 years later, although not in the Salpausselkä belts.

The retreat of the ice margin was studied by connecting the varve sequences to each other. The margin stood at the coast in about 10 150 B.C. The annual rate of retreat varied between 25 m and 85 m from the coast to the Second Salpausselkä belt, thereafter it exceeded 200 m. The Salpausselkä ice-marginal belts mark standstills in the retreat. The First Salpausselkä substage lasted in the study area from 9 250 to 9 000 B.C. and the Second Salpausselkä substage from 8 500 to 8 300 B.C.

These results show that the chronology of the deglaciation in southern Finland needs a revision.

VORWORT

Diese Arbeit gehört zum wissenschaftlichen Programm der Geologischen Forschungsanstalt. Mit den Bohrungen und den übrigen Feldarbeiten wurde 1965 begonnen. Besprechungen mit Herrn Professor Esa Hyyppä, dem damaligen Abteilungsdirektor, und mit Herrn Professor K. Virkkala, dem damaligen Staatsgeologen, heutigen Abteilungsdirektor, führten zu dem Schluss, dass die Erforschung der varvigen Sedimente in dem Gebiet, auf das sich die vorliegende Veröffentlichung bezieht, eingeleitet werden sollte. Ihnen beiden möchte ich danken für das ergiebige Untersuchungsthema und manche förderliche Anleitungen im Verlaufe der Arbeit.

Herr Professor Martti Salmi, Ordinarius für Bodengeologie an der Universität Turku, ist meiner Arbeit mit regem Interesse entgegengekommen, und ihm bin ich sehr dankbar für die nutzbringende Kritik und mancherlei Anweisungen bei meiner Untersuchung.

Dr. Heikki Ignatius, der die Untersuchung von marinen Sedimenten an der Forschungsanstalt leitet, hat während der ganzen Zeit der Arbeit grosses Interesse für ihr Problem bewiesen. Bei manchen Gesprächen haben sich dem Verfasser neue Ausblicke aufgetan. In manchen paläontologischen Fragen habe ich mich an Dr. Risto Tynni wenden können. Beiden schulde ich wärmsten Dank.

Lic. phil. Pentti Lindroos hat seit 1966 bei einem Teil meiner Untersuchung mitgearbeitet, bis zur Probenahme. Seine physikalischen und chemischen Bestimmungen über unsere gemeinsamen Proben bilden eine eigene Forschungsganzheit, die weiteren Aufschluss über die Tonsedimente Finnlands geben wird. Ihm gilt mein brüderlicher Dank für gute Zusammenarbeit.

Die Bohrungen sind unter der Leitung des nunmehr verstorbenen Technikers Toivo Salo ausgeführt worden. Die Zeichnungen sind grösstenteils von Frau Pirkko Oranne gearbeitet. Die Diatomeenbestimmungen hat Lic. phil. Kyllikki Salminen gemacht, die Pollenbestimmungen Mag. phil. Brita Eriksson und Mag. phil. Tuulikki Grönlund. Übersetzt hat Dr. phil. Marta Römer. Allen Letztgenannten danke ich für die gut geleistete Arbeit.

Otaniemi, 30. September 1971.

Jouko Niemelä



INHALTSVERZEICHNIS

Einleitung	7
Frühere Forschungen	7
Die Lage des Untersuchungsgebiets und seine geologischen Züge	11
Das Küstengebiet Südfinnlands	12
Die Zone der Salpausselkä-Randbildungen	13
Untersuchungsmethoden	15
Feldarbeit	15
Laborbehandlung der Proben	16
Korngrössenanalysen	17
Mikrofossilienanalysen	17
Untersuchungsmaterial	17
Bohrungen	17
Beobachtungen in Schnitten	31
Der Durchbruch des Baltischen Eissees	38
Spezielle Züge der Sedimente	40
Struktur der Tone	40
Bändertone	41
Geschichtete Tone	44
Massive oder homogene Tone	45
Die Korngrösse und ihre Schwankungen	45
Die Sedimentationsgeschwindigkeit und ihre Schwankungen	49
Mikrofossilien	52
Diatomeen	52
Pollen	53
Stratigraphische Resultate	59
I. Küstenzone	60
II. Vorland des I. Salpausselkä	61
III. Zone des I. und II. Salpausselkä	63
IV. Das Gebiet proximalseits des II. Salpausselkä	64
Übersicht über die stratigraphischen Korrelierungen Sauramos	65
Chronologische Resultate	66
Chronologische Vergleiche	70
Zusammenfassung	72
Schriftenverzeichnis	76



EINLEITUNG

Die Chronologie des Zurückweichens des Inlandeises ist eine der Grundfragen der finnischen Quartärgeologie, denn das Schwinden des Eises bedeutet eine vollständige Wandlung der faziellen Verhältnisse.

In Finnland begann Sauramo als erster 1915 mit seinen Forschungen zur Klärung der Chronologie der Bändertone (Sauramo 1918, S. 7). Seine wichtigsten Untersuchungen über die Stratigraphie der Tone und die Chronologie des Rückgangs des Inlandeises (1918, 1923, 1929) schufen auf lange Zeit eine Grundlage für die Chronologie des Endstadiums der Eiszeit in Finnland.

Ursprünglich war die vorliegende Untersuchung darauf abgesehen, die oben genannte von Sauramo geschaffene absolute Chronologie der Bändertone unter ausschliesslicher Anwendung der Jahreswarven-Konnektionsmethode zu überprüfen. Während der Untersuchung stellte es sich jedoch heraus, dass man die allgemeine Stratigraphie der Tonablagerungen ebenfalls zu erforschen hatte, weil die auf die Jahreswarvenkonnektierung gegründete Chronologie nicht in allen Teilen des Untersuchungsgebiets möglich war. Aus diesem Grunde waren die Tonfazies des Untersuchungsgebiets zu erfassen und miteinander zu korrelieren. Zur Klärung der Stratigraphie war es erforderlich, die zur Ablagerungszeit der Tone bestehenden Verhältnisse zu ergründen, über die sich mittels Struktur, Sedimentationsgeschwindigkeit, Korngrösse und Mikrofossilien der Tone Kenntnisse gewinnen lassen.

FRÜHERE FORSCHUNGEN

Die chronologische Grundlinie Sauramos (1918, 1923, 1929) verlief vom Finnischen zum Bottnischen Meerbusen: von Porvoo über Hämeenlinna und Tampere nach Ikaalinen und von da aus weiter zur Küste des Bottnischen Meerbusens. Er ergänzte seine Untersuchungen über das Zurückweichen des Inlandeises auch ausserhalb der angegebenen Linie dadurch, dass er die Rückzugsphasen des Inlandeises in Süd- und Mittelfinnland in Abständen von je 100 Jahren für eine Zeit von rd. 2 800 Jahren darzustellen vermochte (Sauramo 1918, 1923, 1926 a, 1926 b und 1929). Örtliche Untersuchungen zur Chronologie haben in Finnland Kilpi (1937) und R. Aario (1965, 1966) ausgeführt.

Den Anstoss zu seinen Bändertontforschungen erhielt Sauramo von Gerard De Geer, der bereits 30 Jahre vor Beginn der Untersuchungen Sauramos seine klassische

auf Bändertone gegründete Konnektionsmethode dargestellt hatte (De Geer 1884). Als Ergebnis der grossangelegten Arbeit De Geers (1940) und Lidens (1913, 1938) sowie vieler anderer Forscher schuf man in Schweden eine über das ganze Land reichende Chronologie des Rückzuges des Inlandeises, die in letzter Zeit überprüft worden ist. Die Revisionsuntersuchungen haben erwiesen, dass die Geochronologie Schwedens als verhältnismässig zuverlässig angesehen werden kann (Borell und Offerberg 1955, Järnefors und Fromm 1960, E. Nilsson 1960, 1968).

Sauramo bemühte sich in vielen Zusammenhängen um Nebeneinanderstellung oder Fernkonnektion zwischen den Geochronologien Schwedens und Finnlands (1918, 1923, 1926 a, 1934, 1958). Seine letzte Nebenordnung war folgende: das Absinken des Baltischen Eissees geschah im Jahre 7 913 v. Chr. oder nach Sauramos Chronologie im Jahre + 270. Das Jahr ± 0 Finnlands wurde somit dem Jahre 7 913 v. Chr. + 270 J. = 8 183 v. Chr. gleichgestellt (Sauramo 1958, S. 445). Als das Jahr ± 0 seiner Chronologie wählte er die Randlage des Inlandeises im Proximalteil des II. Salpausselkä. Dazu bestand zweierlei Anlass: erstens war die Chronologie der Zone Salpausselkä I—II nach Sauramos Auffassung unsicherer als die der Folgezeit des Stadiums Salpausselkä II (Sauramo 1923, S. 74), und zweitens verändert sich in der ersteren Zone die Fazies der Tone (Sauramo 1923, S. 87).

Schon von den 30er Jahren an verknüpfte Sauramo (1934, 1937, 1940, 1942, 1958) seine Chronologie und Stratigraphie der Tone mit den Stadien der Ostsee und ihrer Uferverschiebung. Die im Untersuchungsgebiet erfassten Hauptstadien des Systems Sauramos waren in zeitlichem Ablauf folgende:

1. Der Rückgang des Inlandeises von der Küste des Finnischen Meerbusens bis zum I. Salpausselkä in der Zeit zwischen den Jahren — 1 500 und — 659 (Sauramo 1918, 1958). Das Zurückweichen des Inlandeises schliesst einige Retardationszeiten ein. Die Ostsee war zum Baltischen Eissees abgedämmt (1934, S. 75—76 und 1958). Um das Jahr — 700 tat sich eine Sundverbindung zum Ozean auf, wodurch der Ostseespiegel sank (1934, S. 76).

2. Der Stillstand im Rückzug des Inlandeises oder das Stadium des I. Salpausselkä dauerte von — 659 — — 436. Die Dauer des Stagnationsstadiums erhielt er nicht durch Warvenkonnektion, sondern durch Auszählen der Jahreswarvenmenge in dem Tonhorizont, der nach seiner Annahme in jenem Zeitraum entstanden war (1918, S. 28). Diesen Tonhorizont schneidet die sog. Durchbruchswarve ab (1923, S. 14 und S. 122—126). Er vermutete, dass die Durchbruchswarve beim Absinken des Baltischen Eissees in das Niveau des Ozeans entstanden sei, wobei der Wasserspiegel um etwa 25 m sank. Dies geschah unmittelbar vor dem Ausgang des I. Salpausselkä-Stadiums.

Anfangs stellte Sauramo (1923, S. 129) den Durchbruch neben den in Schweden festgestellten Abfluss des Baltischen Eissees nördlich am Berg Billingen vorbei (H. Munthe 1910, G. Lundqvist 1921). Später gab er (1934, S. 43) diese Auffassung auf und nahm an, dass der Durchbruch früher eingetreten sei. Das Niveau des Ozeans, in das der Ostseespiegel absank, entsprach nach seiner Meinung dem ehemaligen

Uferniveau *g* in Tanners System (Tanner 1930). Das Ostseeniveau zur Zeit der Entstehung des I. Salpausselkä war in Sauramos System B I (1958).

3. Die Rückzugsphase des Inlandeises vom I. bis zum II. Salpausselkä vollzog sich zwischen den Jahren — 434 und — 183. Zu Beginn dieser Zeitfolge wurde die Ostsee aufs neue abgedämmt zum Baltischen Eisstausee, dessen Wasserspiegel bei seinem Höchststand etwa 10 m niedriger als das zur Zeit des I. Salpausselkästadiums bestehende Niveau blieb (Sauramo 1934, S. 76).

4. Das II. Salpausselkä-Stadium dauerte von — 183— \pm 0. Dies ist in Sauramos Ufersystem das Stadium B III.

5. Nach dem Zurücktreten des Inlandeises vom II. Salpausselkä sank der Baltische Eissee in das Niveau des Ozeans. Das Sinken des Wasserspiegels betrug nach Sauramo (1934, S. 15) 25—30 m. Der Vorgang war auch in den Sedimenten darin zu erkennen, dass die Tone aus der Zeit des II. Salpausselkästadiums feinkörnig, undeutlich warvig und die nach dem Sinken des Wasserspiegels abgesetzten Tone hingegen grobkörnig, diataktisch waren (Sauramo 1923, Beilage IX und S. 87 sowie 1937, S. 11). Wie oben bereits dargestellt, setzte Sauramo diese in den Sedimenten sichtbare Grenze als das Jahr \pm 0 seiner Chronologie an.

6. Das Inlandeis zog sich in den Jahren von \pm 0—+ 100 bis zum III. Salpausselkä zurück, und dieser entstand in den Jahren + 100—+ 200 (Sauramo 1934, S. 76). Während der Jahre + 80—+ 174 dämmte sich die Ostsee in vielen Phasen zum Baltischen Eissee ab (Phasen B IV—B VI). Das endgültige Absinken des Baltischen Eissees erfolgte nach Sauramo im Jahre + 292. Der Vorgang ist in den Sedimenten als jähe Fazieswandlung zu erkennen. Dabei schlug der Eissee-ton in symmetrischen Ton um (Sauramo 1923, Beilage IX, 1937, S. 11). In seiner letzten Veröffentlichung stellt Sauramo (1958, S. 445) als Zeitpunkt der Fazieswandlung im Gebiet Somero das Jahr + 270 dar. Bei den zwei vorgenannten Datierungen gewinnt man den Eindruck, als hätte Sauramo gedacht, der abschliessende Durchbruch des Baltischen Eissees sei schon früher vonstatten gegangen, denn diese Zeitangaben betreffen das Eintreffen von Salzgehalt im Raume Finnland. Dieser Grenzpunkt bedeutet den Beginn des finiglazialen Yoldia-Meerestadiums.

Als Zusammenfassung über die Ergebnisse Sauramos sei zum Schluss angeführt: Das Inlandeis zog sich in der Allerödzeit, in den Jahren 9 900—8 900 v. Chr., von der Küste des Finnischen Meerbusens bis zum I. Salpausselkä zurück. Alle drei Ss-Landrücken entstanden während der jüngeren Dryaszeit, in den Jahren 8 900—8 000 v. Chr. (Sauramo 1958, S. 44).

Nach den Untersuchungen von Hyypä ging dem Baltischen Eissee-stadium eine maritime Phase der Ostsee voraus, das Karelische Eismeer (Hyypä 1963, 1965). Nach seiner Auffassung hatte sich das Inlandeis in dieser Phase am II. Salpausselkä vorbei zurückgezogen (1965, S. 158). Die Wassertiefe des Karelischen Eismeres war so beträchtlich, dass die aus dem Rapakivigebiet von Viipuri angetriebenen Eis-

schollen bis in die Gegenden von Lahti—Hyvinkää Rapakiviblöcke zu verfrachten vermochten (Hyypä 1950, S. 40—41).

Zu Beginn der jüngeren Dryaszeit sank der Spiegel der Ostsee nach Hyypä vom Niveau des Karelischen Eismeres auf den Wasserstand von B I (Hyypäs Ufersystem 1963, Beilage I). Zu gleicher Zeit erweiterte sich das Inlandeis wenigstens bis zum II. Salpausselkä (Hyypä 1963, S. 40) oder möglicherweise bis zum I. Ss, ja sogar auch bis auf dessen Südseite (Hyypä 1965, S. 74). In Abweichung von Sauramo datiert Hyypä (1963, S. 46) das Absinken des Baltischen Eissees auf den ausgehenden Abschnitt des III. Salpausselkä-Stadiums. Dieser bedeutet in Sauramos Chronologie das Jahr + 200. Auf Grund der Nebeneinanderstellung von Korrelationsdiagrammen ehemaliger Strandflächen und unter der Voraussetzung, dass die Abflussphase des Baltischen Eissees in Finnland zeitlich mit der Phase des obengenannten Rückzuges des Inlandeises zusammenfalle, haben Hyypä (1963, S. 46—48) und E. Nilsson (1964, S. 164—165 und 1968, S. 25—26) eine Konnektierung zwischen den Chronologien Finnlands und Schwedens durchgeführt.

Über die in der vorliegenden Untersuchung darzulegende Phase der Rückgängigkeit des Inlandeises sind auf Betreiben einzelner Forscher auch Datierungen gemäss der Pollenmethode, die eine relative Zeitbestimmung vermittelt, vorgenommen worden. Ausserdem ist in einigen örtlichen Untersuchungen die absolute C¹⁴-Datierung zur Anwendung gelangt. Mit diesen Forschungen ist auch die Uferverschiebung eng verbunden.

Donner (1951) ist auf Grund von Pollenuntersuchungen in bezug auf die Rückzugsphasen des Inlandeises zu den gleichen Ergebnissen wie Sauramo gekommen. Doch hat er später (1964, S. 33 und 1969, S. 147) das Absinken des Baltischen Eissees auf das Ende des II. Salpausselkä-Stadiums datiert, d. h. in der absoluten Chronologie auf das Jahr 8 213 v. Chr., das der in der Zeitrechnung Schwedens (E. Nilsson 1968, S. 24) revidierten Datierung dieses Geschehens entspricht. Gemäss Donner (1969, S. 147) bezeichnet Sauramos Jahr + 292 (= 7 921 v. Chr.) den Beginn der salzigen Yoldia-Phase. M. Okko (1965) und Aartolahti (1968) haben schon zuvor dargestellt, dass das Absinken des Baltischen Eissees in Sauramos Jahr ± 0 das endgültige gewesen ist. Dies bedeutet eine Präzisierung der Chronologie Sauramos um rd. 300 Jahre.

Mölder, Valovirta und Virkkala (1957) sind in ihren auf die Pollenmethode gegründeten Datierungen zu Ergebnissen gelangt, die beträchtlich von Sauramo und Donner abweichen. Gemäss ihnen hätte sich das Inlandeis in der älteren Dryaszeit in die Salpausselkä-Zone und in der Allerödzeit aus dieser Zone des fernerer so weit zurückgezogen, dass sein Rand in der jüngeren Dryaszeit in der Gegend von Tampere gelegen hatte (1957, S. 27—30). Virkkala (1963, S. 72—74) hat auch in einer anderen Untersuchung erkannt, dass die zwischen dem I. und dem II. Salpausselkä gelegene Zone in der älteren Dryaszeit unter dem Inlandeis hervorgetreten war. Gemäss Salmi (1959, S. 15) ist das Inlandeis spätestens in der Allerödzeit bis zum II. Salpausselkä zurückgewichen. V. Okko (1957, S. 10) hat desgleichen die Entstehung

des I. Salpausselkä der Allerödzeit zugeordnet. Tynni (1960, 1966) hat bei seiner auf Mikrofossilien gestützten Datierung festgestellt, dass die ältesten Sedimente von Askola in Uusimaa in die Allerödzeit zurückreichen.

Die C^{14} -Datierungen für das von der Untersuchung erfasste Gebiet oder die von ihr erkannte Rückzugsphase des Inlandeises unterscheiden sich voneinander weniger als die Pollendatierungen. Doch lassen sich auch diese Zeitbestimmungen nicht für eine genaue Eingliederung des zurückweichenden Eises anwenden, weil sie höchstens das Alter der ältesten organischen Ablagerung angeben. Ein Beispiel dafür ist die von Donner (1964, S. 13—14) veröffentlichte C^{14} -Datierung für den I. Salpausselkä bei Lahti. Das Alter der ältesten organischen Ablagerung umfasste rd. 9 000 Jahre, was einen Zeitunterschied von wenigstens 1 000 Jahren in bezug auf die Befreiung des Gebietes vom Inlandeis bedeutet. Die höchsten C^{14} -Datierungen für die in dieser Untersuchung besprochene Zone beziehen sich auf Ostfinnland. Tolonen (1967, S. 344) hat in der Salpausselkä-Zone ein Alter von 8 150 J. v. Chr. erhalten. Repo und Tynni (1967, S. 139) nennen eine C^{14} -Datierung von rd. 8 100 v. Chr. für die Distalseite des I. Salpausselkä und eine solche von rd. 8 250 v. Chr. für die Gegenden zwischen dem I. und dem II. Salpausselkä (1969, S. 215). Beide Zeitbestimmungen beziehen sich auf Nordkarelien.

DIE LAGE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETS UND SEINE GEOLOGISCHEN ZÜGE

Das Untersuchungsgebiet reicht von der Küste des Finnischen Meerbusens bis zum Proximalteil der Salpausselkä-Zone (Abb. 1). Es umfasst rd. 70×110 km². Für das gesamte Gebiet haben bis zur Abschlussphase der Untersuchung die geologischen Bodenkarten im Massstab von 1 : 100 000 (Espoo, Lohja, Karkkila, Hämeenlinna, Helsinki, Kerava, Riihimäki und Kärkölä), die vom Blickpunkt der Arbeit von grosser Bedeutung gewesen sind, zur Verfügung gestanden. Bei der Ausarbeitung der geologischen Karte (Beilage I) sind ausserdem die im Massstab von 1 : 20 000 gezeichneten geologischen Feldkarten der Geologischen Forschungsanstalt benutzt worden.

Die Beobachtungen über die Strömungsrichtungen des Inlandeises erweisen, dass die letzte starke Bewegung im Mittel von Nordwesten nach Südosten verlaufen ist (Hyypä 1950, Virkkala 1959, 1961, 1969, Tynni 1969, Repo 1970). Kleine örtliche Abweichungen von ihrer Orientierung kommen allgemein vor. Ausserdem sind im Gebiet stellenweise Bewegungsrichtungen unterschiedlichen Alters festgestellt worden, die von der vorherrschenden Schrammenrichtung sogar beträchtlich abweichen können (Hyypä 1950, S. 27, Virkkala 1969, S. 9, Tynni 1969, S. 12). Die Randbildungen mit deutlicher Längsachse liegen im gesamten Untersuchungsgebiet im allgemeinen rechtwinklig zur vorwaltenden Schrammenrichtung.

Das Untersuchungsgebiet kann in zwei Zonen eingeteilt werden: a. das Küstengebiet Südfinnlands, b. die Zone der Salpausselkä Randbildungen.

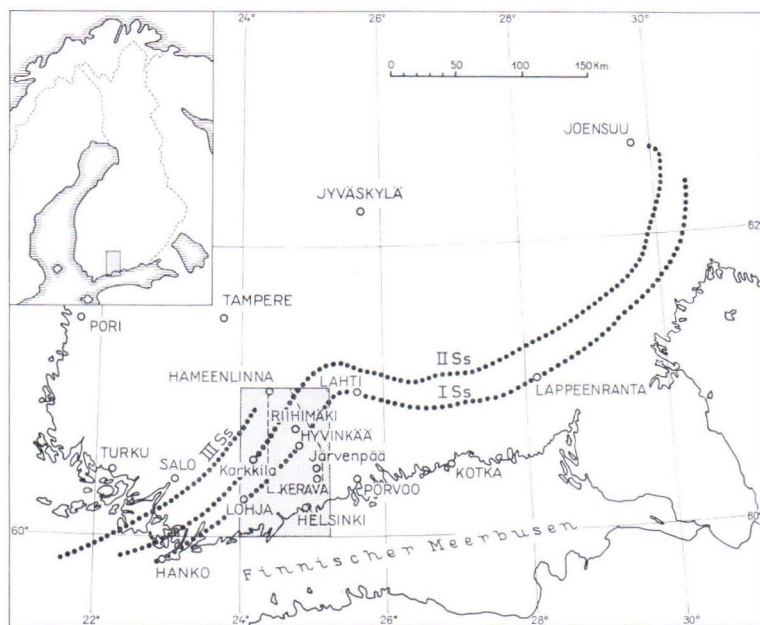


ABB. 1. Karte vom Untersuchungsgebiet (punktierter Raum). Die Kartenskizze Abb. 19 ist durch gestrichelte Linien abgegrenzt.

Das Küstengebiet Südfinnlands

Vermutlich ist der Rückgang des Inlandeises in diesem Gebiet regelmässig gewesen. Die Stratigraphien der Sedimente und Formationen erweisen, dass sich in diesem Raume zu mindesten keine grossen Oszillationen vollzogen haben. Die höchsten Stellen im Gelände erheben sich an der Küste bis zu einigen zehn Metern, im Vorland des I. Salpausselkä bis über hundert Meter. Tonebenen sind über dem gegenwärtigen Meeresspiegel bis zu etwa 90 m Höhe anzutreffen.

Die glazifluvialen Bildungen können in zwei Gruppen eingeteilt werden. Östlich der Linie Helsinki—Hyvinkää erstrecken sich lange, ziemlich einheitliche Oser, von denen der grösste ostseits an Helsinki vorbei nach Hyvinkää und ein anderer von Sipoo nach östlich Hyvinkää verläuft. Westlich der genannten Linie kommen keine langen einheitlichen Oszüge vor. Doch kann der Verlauf der Gletscherflüsse in einigen Fällen ergründet werden. Z. B. durch die Kirchdörfer Siuntio und Kirkkonummi verläuft in Teilstücken eine Kette glazifluvialer Gebilde, die den Verlauf des Gletscherflusses bezeichnen. Für die westliche Hälfte typisch sind die mit dem Eisrand gleichgerichteten unbestimmten glazifluvialen Bildungen. Ihre Lage und Reichlichkeit erweisen, dass es hier zahlreiche kleine Gletscherflüsse gegeben hat. Dies mag auf die durch die Zergliederung des Felsgrundes bedingte Topographie zurückzuführen sein.

Randbildungen vom Typ der Jahresmoränen erscheinen am meisten im Vorland des I. Salpausselkä zwischen Hyvinkää und Jokela sowie östlich vom Ridasjärvi (Tynni 1969, S. 15—16). Auch südlich Kerava liegt eine kleine Endmoränenschar (Virkkala 1959, S. 17—18). Die Gebilde erweisen offenbar eine Aktivität des Eises, möglicherweise aber auch eine Verlangsamung in seinem Rückgang. Ablationsmoränen kommen im Küstengebiet nicht vor, weil es sich unter Tiefwasserverhältnissen vom Inlandeis befreit hat.

In den meisten Becken des Gebiets hat sich Ton abgesetzt. Morphologisch lässt sich hier die gleiche Erscheinung wie in den heutigen Meeresgebieten feststellen: die mittlere Mächtigkeit der Glazialtone ist auf weiten Flächen annähernd gleich, und sie haben sich in Anschmiegung an den Untergrund abgesetzt. Die Postglazialtone wiederum können in gewissen Gegenden völlig fehlen, anderseits füllen sie in ebenen Feldern Becken aus (vgl. Ignatius 1958 b).

Da das Gebiet nach dem Zurückweichen des Eises von tiefem Wasser bedeckt gewesen ist, erscheinen Tonablagerungen auch oft auf glazifluvialen Bildungen oder auf Hängen unter Ufersedimenten. In Schnitten freigelegt, hat man an ihnen aufschlussreiche Beobachtungen machen können.

[Die Zone der Salpausselkä-Randbildungen]

Die geologische Karte des Gebiets zeigt, dass in dieser Zone der Rückgangsrhythmus und Funktionsmechanismus des Inlandeises in den verschiedenen Phasen gewechselt haben (vgl. Sauramo 1918, 1923, V. Okko 1957, M. Okko 1962, Virkkala 1963, Fogelberg 1970). Die Erhebungen des Geländes erreichen 100—150 m, die höchsten sogar 160—180 m ü.d.M. Die niedrigsten Stellen liegen 60 m ü.d.M. Oser gibt es in der gesamten Zone, abgesehen von der Gegend zwischen Lohja und Karkkila. Der durchschnittliche Abstand zwischen den Osern beträgt etwa 5 km, stellenweise weniger.

Als interessanter Sachverhalt kann beobachtet werden, dass südwestwärts von Hyvinkää kein einziger Längsoss bis zum I. Salpausselkä reicht. Dies bedeutet gleichwohl nur, dass dessen proximale Gletscherflüsse nicht in den Sedimenten zu erkennen sind. Bei geotechnischen Untersuchungen sind in proximalen Becken deutliche Anzeichen von Gletscherfluss-Sedimenten aufgefunden worden (mündl. Mitteilung von Lic. phil. P. Mälkki). Vermutlich ist somit die Strömung der Gletscherflüsse auf der Proximalseite des I. Salpausselkä so stark gewesen, dass die Sedimentation erst am Rande des Eises vor sich gegangen ist. Die Erscheinung weist auf ein kräftiges Abschmelzen des Gletschers hin. In einigen Gegenden sind die Oser zerstückelt und zerlegt, wie südöstlich Loppi und westlich der Linie Kärkölä—Koski. Die Ursache der Erscheinung ist im letzteren Falle offenbar das Schwinden des Inlandeises in meistens supraaquatischen Verhältnissen.

Für die Salpausselkä-Zone bezeichnend sind die verschiedenartigen Randbildungen. Sie schliessen sich eng an die einzelnen Phasen im Rückgang des Inlandeises.

In der Einleitung sind bereits die Ansichten Sauramos und anderer Forscher über das Verhältnis dieser Bildungen zur Chronologie dargelegt worden. V. Okko (1957), K. Virkkala (1961, 1963 und 1969) sowie M. Okko (1962) haben die Beziehung der Funktionsweise und Rückgangsgeschwindigkeit des Inlandeises zu den Randbildungen erforscht. Aartolahti (1968) wiederum hat die Genese der Formationen auf geomorphologischer Grundlage gedeutet.

Die deutlichste einheitliche Randbildung im Gebiet ist der I. Salpausselkä. Doch zerfällt er stellenweise in 2—3 Parallelrücken. Das Material der Randbildung ist grösstenteils sortiert, aber in einigen Fällen gehören zu ihr auch selbständige Moränenrücken. Zuweilen ist es schwer zu sagen, wo die proximale Grenze der Bildungen des I. Salpausselkä verläuft, wie z. B. in der Gegend von Kärkölä und in dem westlich von Rajamäki gelegenen Gebiet. Hyyppä (1966) hat im Aufbau des I. Salpausselkä bei Lahti eine Lagerfolge festgestellt, die bezeugt, dass sich das Inlandeis eine gewisse Strecke auf die Proximalseite der Randbildung vor deren eigentlicher Entstehung zurückgezogen hat. Eine Lagerfolge gleichen Typs hat Donner (1952) schon früher in Hyvinkää festgestellt.

Die Gebilde in der Zone zwischen dem I. und II. Salpausselkä lassen erkennen, dass während der gleichen Rückzugsphase im Randgürtel des Inlandeises Formationen verschiedenen Typs entstanden sind. Der glazifluviale Vorgang hat sortierte Sedimente abgelagert, örtliche Gletschervorstösse haben wenigstens teilweise die Entstehung von Endmoränen bewirkt. In einigen Fällen hat das Inlandeis bei seinem Vorstoss Moräne auf sortiertes Material abgeladen (s. Virkkala 1963, S. 35).

Die Bezeichnung II. Salpausselkä ist mit Rücksicht auf das Untersuchungsgebiet nicht ganz gelungen, da das genannte System eine breite, mit dem Eisrand gleichgerichtete Zone darstellt. Die Breite der Zone beträgt 4—7 km. Nur die proximale Grenze der Zone ist scharf. Hinsichtlich Morphologie und Material der Bildungen ist die Randmoränenzone Mittelschwedens von recht gleichem Typ wie die Zone des II. Salpausselkä in Finnland (s. Gillberg 1961, G. Lundqvist 1961). Nach V. Okko (1957) lassen sich bei der Entstehung des II. Salpausselkä im Gebiet des Jylisjärvi östlich Hämeenlinna drei Phasen unterscheiden. In zwei Phasen war das Eis aktiv, in einer stagnant. Im Gebiet Loppi—Karkkila hält Virkkala (1963, S. 36, 45, 47) 4 Randbildungsketten auseinander, bei deren Entstehung des weiteren gesonderte Staffeln erfasst werden können.

Nach Ansicht des Verfassers ist der II. Salpausselkä im Untersuchungsgebiet ein Formationskomplex, in dessen Entstehungszeit das zwischen Rückgang und Vorstoss des Inlandeises sich einspielende Gleichgewicht recht empfindlich geschwankt hat. Entstehungsphasen und Formungsweisen der Randbildungen sind von der Lage der Gletscherflüsse und den in der Topographie des Untergrundes vorgegebenen grossen Zügen ausschlaggebend abhängig gewesen.

Im Untersuchungsgebiet zeichnet sich auf der Proximalseite des II. Salpausselkä eine mit dem Eisrand gleichgerichtete Zone ab, in der die Höhe der Osplateaus auf 20—30 m absinkt. Die Erscheinung ist bei jedem umfänglichen Os zu sehen. Viele

Forscher haben sie als Beleg für das Abfallen des Baltischen Eissees in den Ozean-
spiegel gedeutet (V. Okko 1957, Virkkala 1961, 1969, M. Okko 1965, Aartolahti
1968, Donner 1969). Auch stützen die Beobachtungen des Verfassers und sonstiges
Material diese Auffassung.

Der III. Salpausselkä erscheint nicht im Untersuchungsgebiet als eine so deutliche
Bildung wie südwestlich dieses Raumes. Der Verlauf des Eisrandes in jener Phase
kann in erster Linie als in Osen vorhandene Erweiterungen festgestellt werden, die
ausgedehnte glazifluviale Felder bilden. Sie tragen in diesem Gebiet, anders als in
Südwestfinnland, keine deutlichen Züge von Randbildungen.

In der Salpausselkä-Zone kommt Ton nur in gewissen Gegenden vor. Die
umfangreichsten Vorkommen liegen proximalseits des I. Salpausselkä in der Gegend
Lohja—Vihti—Karkkila sowie auf der Linie Hyvinkää—Riihimäki—Hämeenlinna.
Dies ist darauf zurückzuführen, dass nur in diesen Geländen die besten Voraus-
setzungen für das Absetzen von Tönen bestanden haben. Auf weiten Flächen, beson-
ders im Zwischenraum Karkkila—Hämeenlinna, ist hingegen die Wassertiefe in der
Glazial- oder der Postglazialzeit für eine Ablagerung von Tönen nicht hinreichend
gewesen. Das regionale Vorkommen von Tönen steht in vollem Einklang mit den
Untersuchungsergebnissen über den Wasserstand in den einzelnen Ostseestadien.
Die obere Grenze der Tonablagerungen liegt in der gesamten Zone der Salpausselkä-
Randbildungen 90—110 m ü. d. M. Oberhalb der Grenze ist Schluff das Material
der warvigen Sedimente. In den vorher genannten Gegenden zwischen Karkkila
und Hämeenlinna tritt die Wirkung des im Ostseespiegel erfolgten Absinkens
anschaulich darin hervor, dass in ausgedehnten Flächen das Absetzen von Tönen
aufhört. In denselben Gegenden erstrecken sich im Untersuchungsgebiet die grössten
Ablationsmoränenfelder, die bezeugen, dass die höchsten Areale in den Flachwasser-
gürtel geraten oder verlandet sind.

UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Feldarbeit

Schnitte, in denen Tonablagerungen untersucht oder denen Proben entnommen
werden können, sind verhältnismässig wenig anzutreffen. In Frage kommen durch
Flusserosion verursachte Kliffe, Tongruben, Kiesgruben in subaquatischem Gebiet
sowie bei verschiedenen Bauarbeiten angelegte Aufschlüsse. Bei dieser Untersuchung
sind möglichst viele Schnitte ausgewertet worden, weil sie die besten Möglichkeiten
für eine Erforschung der Lagerfolge und des Aufbaus bieten. Um die Stratigraphie
der Tone im Untersuchungsgebiet zu klären, reichen die besagten Schnitte indessen
nicht aus, denn sie sind regellos gelegen und in ihren Lagerfolgen oft unvollständig.
Daher ist zu einem grossen Teil durch Bohrungen Material gesammelt worden.

Der gegenseitige Abstand der Bohrpunkte wechselt von 5—10 km. Bei der Wahl
der Bohrstellen sind stets erst viele Sondierungen ausgeführt worden, um die Gefälls-

verhältnisse im Felsgrund der Unterlage, die Mächtigkeit der Tonablagerungen und die Menge der im Basalteil vorhandenen Sedimente, die gröber als Ton sind, feststellen zu können. Ist der Felsgrund des Liegenden abschüssig gewesen, so hat er Rutsche oder Stürze von Tonablagerungen veranlassen können, und dadurch dürften Störungen in der Lagerfolge ermöglicht worden sein. Die Stärke der Tonablagerungen gibt Hinweise darauf, ob die Sedimentfolge vollständig oder unvollständig ist. Größere Sedimente als Ton (Schluff und Grobsand, zuweilen Steine) können bei Bohrungen grosse Schwierigkeiten bereiten.

Leider lassen sich unter den Verhältnissen trockenen Bodens nicht die für Meeres- und Seenforschungen geeigneten Lotungsmethoden anwenden, nach denen einheitliche, lange Vertikalprofile von Sedimenten erhalten und die Probenahmen sinnvoll geplant werden können (Ignatius 1958 a und b).

Bei der Entnahme der Tonproben ist lediglich ein Folien-Kernbohrer (Kjellman, Kallstenius und Wager 1950), der sich ausgezeichnet für das Gewinnen ungestörter Tonproben eignet, benutzt worden. Mit dem Folien-Kernbohrer der Geologischen Forschungsanstalt erhält man eine Probe mit einem Durchmesser von 37 mm. Die längste vom Verfasser entnommene Probenreihe misst genau 20 m.

Die besten Proben werden aus Gebieten eingebracht, in denen die Trockenrinde des Tones dünn ist oder völlig fehlt. Beträgt ihre Dicke z. B. 2 Meter, so nimmt der Folien-Kernbohrer aus diesem Teil der Ablagerung im allgemeinen keine Probe auf, sondern sie ist mittels anderer Verfahren einzubringen. Ausserdem ist die Trockenrinde stets durch Pflanzen, Bodenfrost und chemische Prozesse gestört. Als die idealsten Bohrstätten haben sich die Areale erwiesen, in denen sich auf Ton Gytja und Torf geringmächtig abgelagert haben und sich dadurch keine Trockenrinde herausgebildet hat. Der unter solchen Verhältnissen vorhandene Ton hat oft bis zur Oberfläche hin seine ursprüngliche Struktur bewahrt.

Aus praktischen Gründen sind die Tonproben nicht unmittelbar nach ihrer Erbohrung im Felde untersucht, sondern sorgfältig in 1—2 m langen Plastik- oder Holzzöhrnen verpackt worden. Erfahrungsmässig halten sie sich in diesen, besonders für Strukturforschung, monatelang ausserordentlich gut.

Laborbehandlung der Proben

Im Laboratorium wurde die Probe gespalten. An der einen Hälfte wurden Beobachtungen über Struktur, Bänderung und Schichtenfolge des Sediments gemacht. Nachdem die Probe eine Zeitlang getrocknet war, wurde sie präpariert, wobei die Struktur des Sediments meistens scharf hervortrat. In dieser Phase wurde die Probe fotografiert. Es kam darauf an, diesen Teil des Materials möglichst unverändert zu erhalten; da aber Räume, in denen der Ton seine Feuchtigkeit beibehalten hätte, nicht zur Verfügung standen, war es sehr schwierig, die zu verschiedener Zeit behandelten Proben miteinander zu vergleichen. Die schwedischen Forscher (De Geer 1940 und E. Nilsson 1968) haben Glycerin benutzt, um die Tonproben in ihrem ursprüng-

lichen Zustand zu erhalten, aber auf Grund der im Verlaufe dieser Untersuchung gewonnenen Erfahrungen ist die Methode nicht für alle Tontypen geeignet. Einige an der Luft verhärtete Plastikemulsionen dagegen erwiesen sich als besonders gut, die gröberen unteren Teile warviger Sedimente (grober Ton, Schluff und Grobsand) zu schützen.

Die andere Hälfte der Probe wurde für die weiter unten darzustellenden Untersuchungen verwahrt.

Korngrössenanalysen

Die Proben für solche Analysen wurden in Abständen von etwa 0.5 Meter entnommen. Wenn aber in der Korngrösse der Sedimentfolge viele Schwankungen hervortraten, wurden die Proben in dichteren Abständen genommen. Der weitaus grösste Teil dieser Analysen wurde im Pipettenverfahren ausgeführt (Soveri & Hilpi 1952). Die Korngrösse von Tonen, deren Stoff zum Koagulieren neigt, ergab sich nach Andreassens Verfahren (Gessner 1931).

Mikrofossilienanalysen

Die Proben für die Mikrofossilienanalysen sind in Abständen von 30—100 cm und nur in Ausnahmefällen in solchen von 10—20 cm entnommen worden. Da in den Basalteilen der warvigen Sedimente die Ablagerungsgeschwindigkeit um ein Vielfaches grösser als bei den oberen Teilen der Sedimentfolge gewesen ist, sind die Probenabstände nach unten zu vergrössert worden. Bei der Herstellung der Mikrofossilienpräparate ist die Fluorwasserstoffmethode (Assarson & Granlund 1924) zur Anwendung gelangt.

UNTERSUCHUNGSMATERIAL

Bohrungen

Insgesamt wurden 35 Bohrungen unternommen, von denen 31 in der vorliegenden Untersuchung dargestellt sind. Von der Küste des Finnischen Meerbusens bis zum I. Salpausselkä erstreckten sich teilweise 2, nördlich dieses Höhenrückens 1 Bohrungsline. Die Lage der Bohrpunkte ist aus Beilage I zu ersehen. Die Bohrungsprofile sind generalisiert auf Beil. II dargestellt und einige Typprofile auf Abb. 32. In den Beschreibungen der Bohrungsreihen bedeutet der sog. feste Untergrund eine durch Sondieren bestimmte Fels- oder Moränenfläche. Die Probenahme hat nicht immer bis zum festen Untergrund gereicht.

1. Landgemeinde (Ldgm.) Helsinki, Westersundom

Die Stelle liegt rd. 400 m vom Landgut Westerkulla nach Osten. Die Höhe der Bohrstelle beträgt 6 m ü. d. M. Die Tiefe des festen Untergrundes beläuft sich auf

16 m, und die der der Bohrprobenserie reicht von 1.00—15.50 m. Die Bohrstelle liegt rd. 1 km ostwärts von dem östlich Helsinki verlaufenden Oszug, bei dessen Ablagerung auch in die Basalteile der Serie grobe Sedimente gelangt sind.

Im Profil lassen sich folgende Teile unterscheiden:

1.00—9.15 m umfasst ein sulfidhaltiges Sediment, das strukturell allgemein homogen ist, aber bei 8.70 m eine starke Sulfidschicht führt. In dem Abschnitt 1.00—8.00 m ist das Sediment Ton und bei 8.00—9.15 m Schluff. Die Farbe des Sediments ist intensiv grau.

9.15—10.85 m ist im oberen Abschnitt Schluff, im unteren Ton, die Struktur ist schwach warvig.

10.85—15.55 m ist Ton, basal Schluff und Grobsand.

Der Aufbau bezeugt ein Gleiten der Ablagerungen. Offenbar ist das Gleiten durch ein als Sedimentationsuntergrund vorgegebenes steilhängiges Tal bewirkt worden.

Der obere Serienabschnitt 1.00—10.00 m hat sich nach Pollenuntersuchungen in der Borealzeit abgelagert und 1.00—8.70 m nach Diatomeenuntersuchungen im Ancyclus-Stadium. Die Serie lässt sich nur bei der Ancyclus-Seephase mit anderen konnektieren.

2. *Helsinki, Malmi*

Die Bohrstelle liegt unmittelbar nördlich des Flugplatzes, und ihre Höhe beträgt 20 m ü. d. M. Die Tiefe des festen Untergrundes beläuft sich auf 16 m, und die Probenserie umfasst 1.04—9.70 m. Die Bohrung endete in einem groben Grobsand-sediment. Der Aufbau der Ablagerung ist folgender:

1.04—1.35 m umfasst homogenen, oxydiert grauen Sulfidton, der gemäss den Diatomeenuntersuchungen zum Ancyclus-Stadium gehört.

1.35—1.55 m ist offenbar der zwischen dem Ancyclus- und dem Yoldia-Stadium bestehende Kontakt, in dem das Material schluffhaltig ist.

1.55—4.45 m ist Sulfidton, der eine schwache symmetrische Warvenstruktur aufweist.

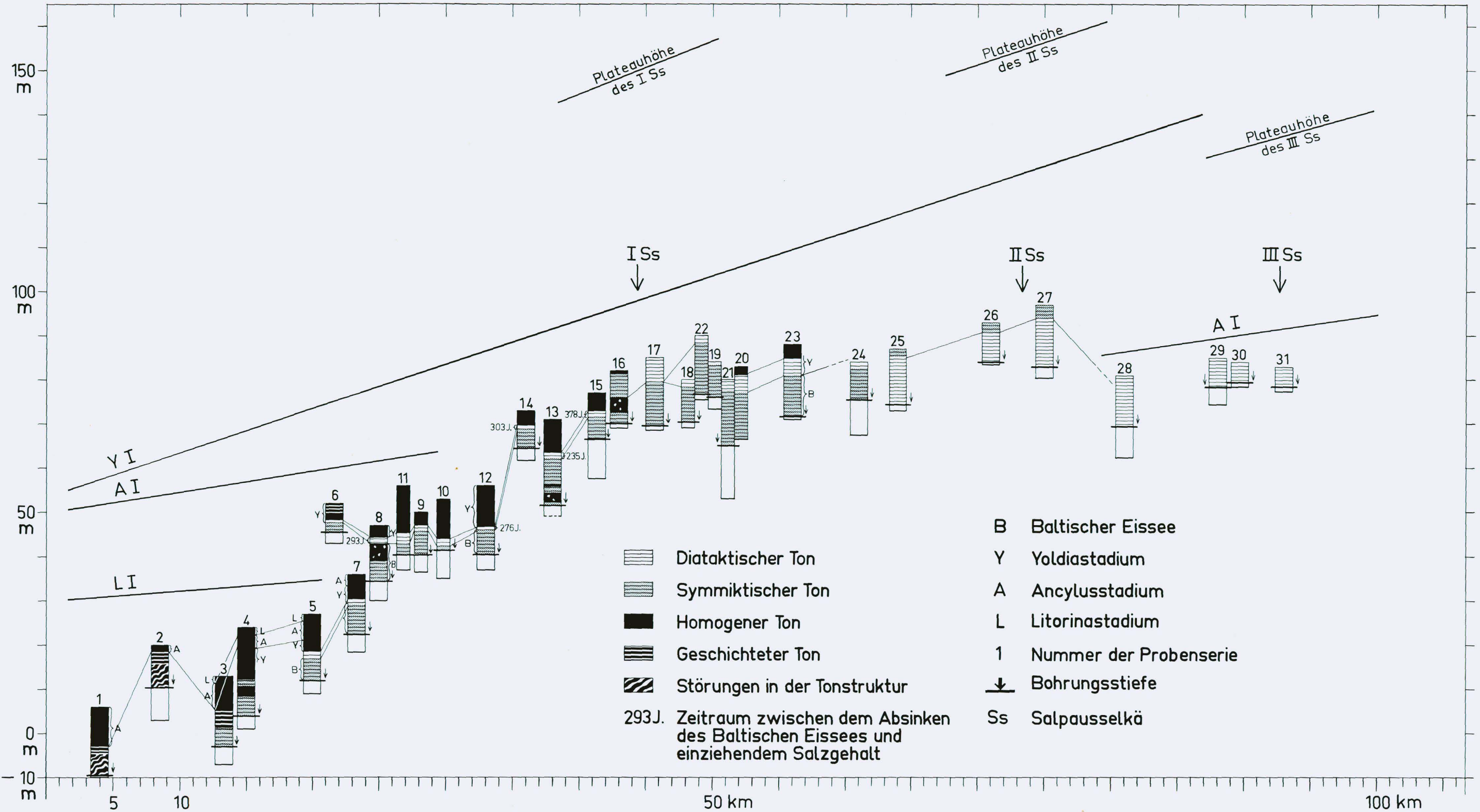
4.45—9.70 m nahezu homogener Ton, der in reichlichem Masse durch Gleitungen verursachte Störungen und stellenweise Feinsandlinsen umfasst. In 9.65 m Tiefe lag an der Grenze zwischen grobsandigem Untergrund und Ton eine Ca-Konkretion.

Die Serie ist mit den nächstliegenden Probenreihen nur auf Grund des Ancyclus-Stadiums zu konnektieren.

3. *Ldgm. Helsinki, Backas*

Die Stelle liegt rd. 400 m vom Landgut Backas nach Süden, und ihre Höhe beträgt 13 m ü. d. M. Der feste Untergrund liegt bei 18.5 m und die Probenserie in 1.32—16.10 m Tiefe. Die Bohrung endete in Moräne. In der Nähe der Stelle finden sich keine glazigenen Bildungen. Die Lagerfolge ist wie nachstehend:

1.32—8.40 m ist homogener sulfidhaltiger Ton. Gemäss den Diatomeen liegt die



- Diataktischer Ton
- Symmiktischer Ton
- Homogener Ton
- Geschichteter Ton
- Störungen in der Tonstruktur
- 293J. Zeitraum zwischen dem Absinken des Baltischen Eissees und einziehendem Salzgehalt

- B Baltischer Eissee
- Y Yoldiastadium
- A Ancylusstadium
- L Litorinastadium
- 1 Nummer der Probenserie
- ↓ Bohrungsstiefe
- Ss Salpausselkä

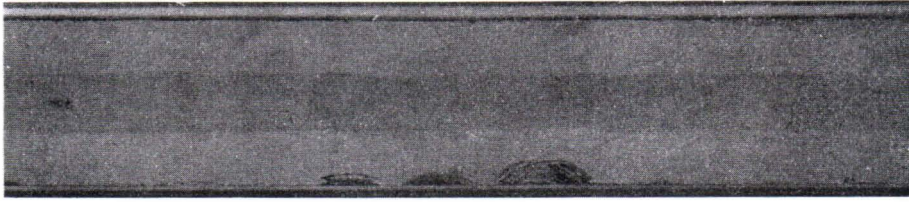


ABB. 2. In der Ancyclus-Seephase abgesetzter homogener Sulfidton. In der Mitte des Bildes ist ein unoxydierter Sulfidstreifen zu sehen. Probenreihe 4, Lgm. Helsinki, Rekola. 2.80 m—2.92 m. Natürliche Grösse. Photo E. Halme.

Grenze zwischen dem Litorina- und dem Ancyclus-Stadium bei etwa 2 m und der Beginn des Ancyclus-Stadiums bei etwa 7.20 m, wo eine starke Sulfidschicht lagert. Zwischen 5.30 und 6.40 m erscheinen im Ton Grobsand- und Kieskörner, die offenbar bezeugen, dass die nahen Aufragungen in die Uferzone geraten sind.

8.40—10.20 m ist schwach warviger Ton, in den Störungen und homogene Massen eingehen. Die Ablagerung ist offenbar in das Yoldia- oder das ihm vorausgehende Stadium einzuordnen.

10.20—16.10 m ist ein schwach rötliches symmiktisches Sediment, das in seinem Basalteil aus Schluff besteht. Der obere Abschnitt der Ablagerung lässt in seiner Struktur Störungen erkennen. Die Warvendicke bei 13.90—16.09 m beträgt 2—50 mm.

Die Serie ist mit anderen auf Grund der Litorina- und Ancyclus-Ablagerungen zu konnektieren.

4. Ldgm. Helsinki, Rekola

Die Bohrstelle liegt rd. 200 m von der Eisenbahnstation Rekola nach Nordwesten, und ihre Höhe beträgt 24 m ü. d. M. Der feste Untergrund liegt in 22.80 m Tiefe, und die Probenreihe umfasst 0.65—19.96 m. Die Bohrstelle liegt in einem nord-südlich gerichteten Einbruchstal. Das Gefälle der Hänge hat ein Gleiten der Sedimente in den basalen Massen der Ablagerungen verursacht. Ihr Aufbau ist folgender: 0.65—9.60 m birgt sulfidhaltigen homogenen Ton. Sein oberer Abschnitt 0.65—1.70 m entfällt nach den Diatomeen auf das Litorina-Stadium.

1.70—4.70 m auf das Ancyclus-Stadium (Abb. 2).

4.70—9.60 m umfasst dunklen, graubraunen Ton, in dessen unterem Abschnitt eine schwache Warvigkeit zu erkennen ist. Dieser ist offenbar dem Yoldia-Stadium zuzuordnen.

9.60—19.96 m besteht aus symmiktisch-warvigem, stellenweise gestörtem Ton, der sich nach der Pollenstatistik in der Spätglazialzeit abgesetzt hat. Die Familien *Artemisia* und *Chenopodiaceae* belegen die Mehrheit im NBP-Pollen. Die NBP-Menge beläuft sich auf 50—230 % und enthält auch *Ephedra*.

17.40—19.96 m umfasst 400 Jahreswarven, deren Dicke zwischen 2 mm und 30 mm wechselt.

Jahreswarvenkonnektionen mit anderen Serien lassen sich nicht gewinnen. Diese konnektiert sich nur mittels *Litorina*- und *Ancylus*-Ablagerungen mit südlicheren Serien.

5. *Ldgm. Helsinki, Seutula, Lillån*

Die Bohrstelle liegt 27 m ü. d. M., in einem weiten Tonbecken, in dessen Nähe keine glazifluvialen Gebilde vorkommen. Der feste Untergrund liegt in 15.10 m Tiefe, und die Probenserie reicht von 0.64—12.20 m. In ihr sind folgende Teile auseinanderzuhalten:

0.64—8.30 ist homogener, schwerer sulfidhaltiger Ton. Die Grenze zwischen *Litorina*- und *Ancylus*-Sedimenten liegt gemäss den Diatomeen bei rd. 1.50 m. Die Sohle des *Ancylus*-Sediments liegt in rd. 6 m Tiefe, wo eine starke Sulfidschicht lagert. Unterhalb 6 Meter kommen keine Diatomeen mehr vor, aber der schwach gestreifte Ton zwischen 6.00 und 8.30 m kann wohl dem *Yoldia*-Stadium zugeschrieben werden.

8.30—9.95 m birgt dunkelgrauen diataktischen Ton, dessen Warven eine dicke Winter- und eine dünne Sommerzone erkennen lassen. Der Tontyp umfasst rd. 400 Jahreswarven, die als Gruppe mit den nördlicheren Serien konnektiert werden können.

9.95—12.20 m ist symmiktischer, rötlicher Ton/Schluff. Die Dicken der Jahreswarven wechseln willkürlich von ein paar bis zu Zehnern von Millimetern. Ihre Menge beläuft sich auf rd. 470. Der Tontyp ist mit dem der Sohlen der nächstgelegenen Proben identisch.

6. *Ldgm. Helsinki, Seutula, Koivikko*

Die Bohrstelle liegt 52 m ü. d. M. in einem kleinen Sedimentationsbecken. Der feste Untergrund kommt in 8.90 m Tiefe entgegen, und die Probenserie reicht von 0.40—6.45 m. Sie gliedert sich folgendermassen:

0.40—3.70 m ist homogener, stellenweise gestreifter grauer Ton, in dessen unterem Abschnitt umgelagerte Tonklumpen vorkommen.

3.70—4.43 m besteht aus diataktischem Ton, dessen Jahreswarven hauptsächlich aus dem Winterabsatz bestehen.

4.43—6.45 m ist rötlicher, symmiktischer Ton/Schluff.

Die Menge der in der Probe wahrgenommenen Jahreswarven ist gering. Sie mit den benachbarten Proben zu konnektieren, ist dank den Tontypen möglich.

7. *Tuusula, Labela*

Die Bohrstelle liegt 200 m von Yli-Knaapila nach Norden, 36 m ü. d. M. Sie befindet sich unmittelbar nördlich des durch den Tuusulanjärvi verlaufenden Ein-

bruchtals, distalseits der glazifluvialen Randbildung. Die rd. 5 m mächtigen Schluffablagerungen im untersten Abschnitt der Probe (Abb. 3) entstammen der Entstehungszeit der glazifluvialen Bildung. Der feste Untergrund liegt 17.30 m unter Gelände, und die Probenreihe erfasst die Tiefe von 1.30—13.57 m.

1.30—5.50 m ist homogener, oxydiert dunkelgrauer, sulfidhaltiger Ton, der in dem Teilstück von 3.00—5.50 m ein sehr schwerer ist. Von 3 m an erscheint im Ton stellenweise Streifung. Gemäss den Diatomeen hat sich der Abschnitt von 1.30—2.20 m zur Zeit des *Ancylus*-Stadiums abgesetzt. Im Ton erscheinen bei 2.20—5.50 m so gut wie keine Diatomeen, und auf Grund der allgemeinen Stratigraphie kann angenommen werden, dass er dem *Yoldia*-Stadium zuzuweisen ist.

5.50—6.75 ist diataktischer Ton, in dem 352 Jahreswarven gezählt worden sind.

6.75—6.90 m bedeutet umgelagerten homogenen Ton, in dem Tonbröcklein von 1—3 mm Durchmesser in einer gröberen Masse vorkommen.

6.90—13.57 m ist zum symmiktischen Typ gehörender Ton/Schluff, der rd. 400 Jahreswarven umfasst. Zuoberst in der Ablagerung ist die Sedimentation sehr gering gewesen: 1—2 mm je Jahr.

Die Serie kann auf Grund des *Ancylus*-Stadiums mit Serie 5 und mit Hilfe der Jahreswarven des untersten Abschnittes mit Serie 8 konnektiert werden.

8. Tuusula, Rusutjärvi

Die Bohrstelle, 800 m westlich vom See Rusutjärvi, liegt in einem weiten Tonbecken in 47 m Höhe ü. d. M. Die Tiefe des festen Untergrundes beträgt 17.15 m, und die Probe erfasst die Tiefenlagen von 0.60—12.27 m. Über die Stelle verläuft ein glazifluvialer Zug, dessen Sedimente sich in der Probe im Abschnitt von 11—17 m abzeichnen. Zur Klärung der Sedimentationsverhältnisse wurde die gesamte Probe untersucht, aber in ihr wurden nur einige Diatomeen angetroffen.

0.60—2.60 m ist schwach gestreifter homogener Ton, der offenbar zu den *Yoldia*-Sedimenten gehört.

2.60—3.98 m ist diataktischer Ton. Die Anzahl der Jahreswarven ist 293.

3.98—8.28 m umfasst grauen, homogenen Ton, dessen Korngrösse zuweilen der des Schluffes nahekommmt (Abb. 21). Das Sediment enthält stellenweise Tonbröcklein mit einem Durchmesser von 1—3 mm (Abb. 4) sowie einzelne Grobsand- und Kieskörner. Hier und da ersieht man unbestimmte Schichtung, schräge Schichten sowie Faltungerscheinungen. Wie bei Probe 7, weisen die Beobachtungen auf eine schnelle Umlagerung hin.

8.28—12.27 m ist rötlicher symmiktischer Ton/Schluff (Abb. 5). In ihm sind rd. 600 Jahreswarven gezählt worden. Ihre Dicke, im oberen Abschnitt 0.5—3 mm, nimmt gegen die Sohle hin zu.

Die Serie kann sowohl stratigraphisch als auch mit Hilfe der untersten Jahreswarven konnektiert werden (Beilage II und III).

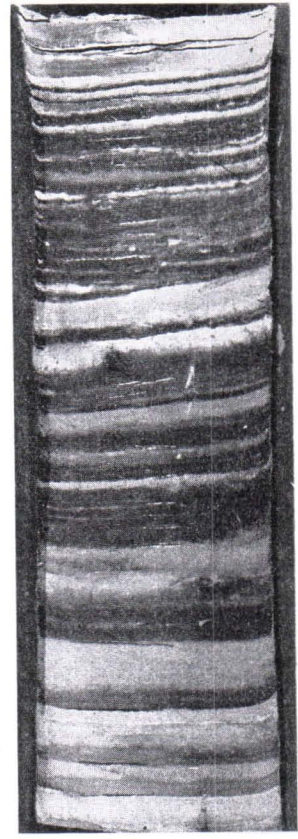
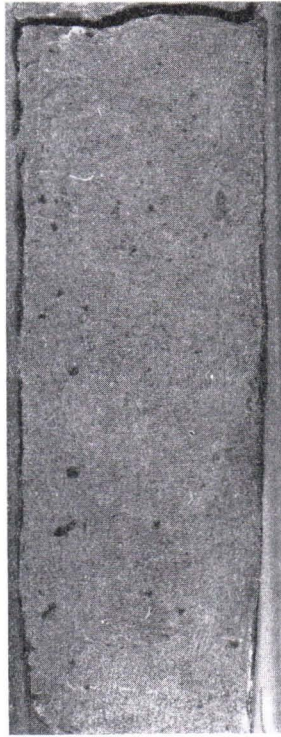


ABB. 4. Umgelagerter Ton, in dem in der gröberen Masse kleine Tonbrocken zu sehen sind. Der Horizont, den das Bild darstellt, ist 4.30 m mächtig. Probenreihe 8, Tuusula, Rusutjärvi. Natürliche Grösse. Photo E. Halme.

ABB. 5. Ton vom symmetrischen Typ. Die Probe ist nach vielen Abtrocknungstagen präpariert worden. Die Jahreswarvengrenzen sind stellenweise undeutlich. Probenreihe 8, Tuusula, Rusutjärvi. 9.43—9.54 m. Natürliche Grösse. Photo E. Halme.

ABB. 3. Warviger Schluff im Basalteil der Sedimentreihe. In der Abbildung sind drei am Rande des Inlandeises entstandene Jahreswarven zu sehen. Probenreihe 7, Tuusula, Lahela. 12.70—13.46 m. Photo E. Halme.

9. *Nurmijärvi, Hynnänkorpi*

Die Bohrstelle bei dem Gehöft Järvelä liegt 50 m ü. d. M. Der feste Untergrund liegt 13.30 m und die Probenserie 0.82—8.83 m unter Gelände. 1 km von der Stelle nach Osten verläuft ein glazifluvialer Zug, in dem gleiche Sedimente wie im untersten Teil der Probe erscheinen.

0.82—3.28 ist schwerer (85—90 % < 0.002 mm), bräunlichgrauer, homogener Ton, dem eine Schicht in allen Serien südlich des I. Salpausselkä entspricht.

3.28—4.43 m ist diataktischer Ton, dessen Warvenmenge sich auf 280 beläuft.

4.43—8.83 m ist symmiktischer, rötlicher Ton/Schluff. In ihm haben sich rd. 780 Warven auszählen lassen.

Die Serie kann sowohl stratigraphisch als auch mittels der basalen Warven konnektiert werden.

10. *Tuusula, Ruskela*

Die Bohrstelle bei dem Gehöft Ojala liegt 53 m ü. d. M. Die Tiefe des festen Untergrundes beträgt 18.10 m und die der Probenserie 0.83—11.37 m. Von der Basis der Probe bis zum festen Untergrund liegen glazifluviale Sedimente, die gröber als Ton sind.

0.83—9.14 m ist homogener schwerer Ton, der in seiner Gesamtheit sulfidhaltig ist.

9.14—10.50 m umfasst diataktischen Ton mit 240 Warven.

10.50—11.37 m ist symmiktischer, rötlicher Ton mit rd. 130 Warven.

Die Serie lässt sich nur stratigraphisch konnektieren.

11. *Tuusula, Kellokoski*

Die Bohrstelle liegt in einem weiten Tonbecken 1 km nördlich Nummenkylä, und ihre Höhe beträgt 56 m ü. d. M. Der feste Untergrund liegt in 18.70 m (vielleicht mehr) Tiefe, und die Probenserie reicht von 0.58—15.46 m. Die Schluff- und Grobsandschichten unterhalb der Probe reichen in die Entstehungszeit des nahe gelegenen Oses zurück.

0.58—10.75 m ist sehr schwerer (bis zu 95—98 % < 0.002 mm), dunkelgrauer, homogener Ton (vgl. z. B. die Serien 8, 9 und 10).

Schichtung kommt stellenweise vor, aber die Schichten können keine Warven sein. Ihre Dicke wechselt zwischen 1.5 und 5 mm, was für den Horizont eine Ablagerungszeit von 2 500—10 000 Jahren bedeutete.

10.75—12.67 m ist diataktischer Ton mit 275 Jahreswarven.

12.67—15.46 m rötlicher, symmiktischer Ton/Schluff. Die Absetzungsgeschwindigkeit ist gering gewesen: rd. 700 Warven von etwa 3 mm Durchschnittsdicke.

Die Serie kann mit den benachbarten stratigraphisch konnektiert werden.

12. *Nurmijärvi, Raala*

Die Bohrstelle, südlich des Gehöftes Valkola, liegt 56 m ü. d. M. Tiefe des festen Untergrundes 18.70 m, Probe von 1.17—15.65 m.

Die Lagerfolge wie nachstehend:

1.17—9.15 m homogener, schwerer Ton (vgl. Serie 11).

9.15—10.63 m diataktischer Ton, 276 Jahreswarven.

10.63—15.65 m rötlicher, symmiktischer Ton/Schluff. Darin sind rd. 1 200 Jahre gezählt worden, ausserdem kann geschätzt werden, dass wenigstens 100 J. unterhalb der Durchbruchsschicht liegen.

Die Serie lässt sich stratigraphisch mit anderen konnektieren, auch besteht eine Warvenkonnektion zu 9 und 15.

13. *Nurmijärvi, Nummenniitty*

Die Bohrstelle bei dem Gehöft Savikko liegt 71 m ü. d. M. Fester Untergrund nicht erbohrt, seine Tiefe wenigstens 22 m. Die Probe von 1.15—19.79 m. Daraus sind folgende stratigraphische Einheiten ersichtlich:

1.17—7.49 m schwerer, homogener Ton, stellenweise Streifung.

7.49—9.19 m diataktischer Ton, 235 Jahreswarven (Abb. 6).

9.19—14.70 m symmiktischer, rötlicher Ton, in dem in gewissem Masse Störungen vorkommen. Rd. 700 Jahreswarven.

14.70—19.30 m hauptsächlich homogener, umgelagerter Ton, der zwei Polster birgt: 1. 14.70—15.19 m, 2. 16.77—19.30 m. Die Grenzen der Schichten gegen die über- und die unterlagernden gebänderten Sedimente sind sehr scharf. Die Serie lässt sich mit anderen nur auf Grund stratigraphischer Einheiten konnektieren.

14. *Tuusula, Jokela*

Gebiet der Ziegelei von Kolsa. Die Höhe der Stelle beträgt 73 m ü. d. M. Die Tiefe festen Untergrundes beläuft sich auf 11.10 m, die Probe liegt bei 0.71—8.49 m. Die Bohrung endete in Moräne. Stratigraphie wie folgt:

0.71—3.31 m ist grossenteils streifiger Ton, der stratigraphisch dem schweren homogenen Ton der vorhergehenden Serien entspricht. Die Schichtung hat mit dem Jahresrhythmus nichts zu tun, sondern hängt mit den örtlichen Strömungsverhältnissen zur Ablagerungszeit zusammen. Der obere Teil ist bis 2.30 m dichtgebänderter warviger Ton, in dem sich Anzeichen von Strömungsschichtung erkennen lassen.

2.30—3.31 m ist dunkelgrauer Ton, der z. B. mit den Oberflächenteilen der Serien 11, 12 und 13 identisch ist (Abb. 7).

3.31—4.40 m ist diataktischer Ton, 303 Warven.

4.40—8.49 ist symmiktischer Ton/Schluff, rd. 550 Warven. Zwischen diataktischem und symmiktischem Ton lagert eine Schluffschicht, die nach der Auffassung Sauramos (1918, 1923) entstanden ist, als sich der Baltische Eissee auf kurze Zeit in das Niveau des Ozeans ergossen hat. Die Schicht (Abb. 8) erscheint in allen südseits des I. Sal-

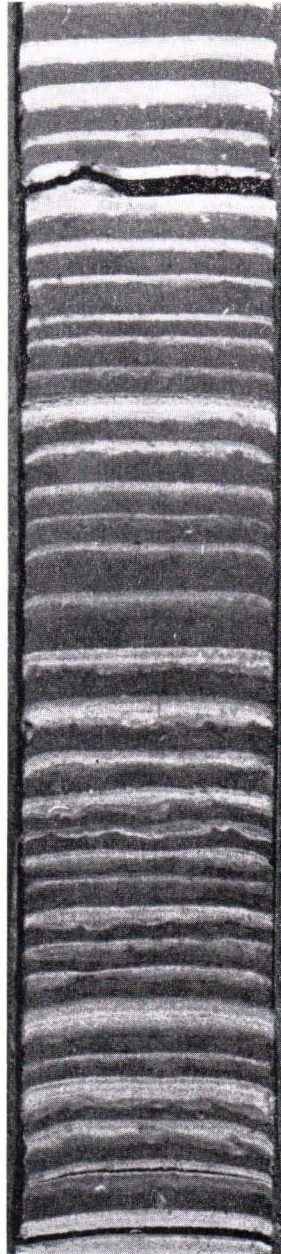


ABB. 6. Ton vom diataktischen Typ. Die Probe ist einen Tag nach dem Trocknen präpariert worden (vgl. Abb. 5). Die Grenzen zwischen den Jahreswarven sowie den Sommer- und Winterteilen heben sich scharf ab. Probenreihe 13, Nurmijärvi, Savikko. 8.41—8.57 m. Natürliche Grösse. Photo E. Halme.

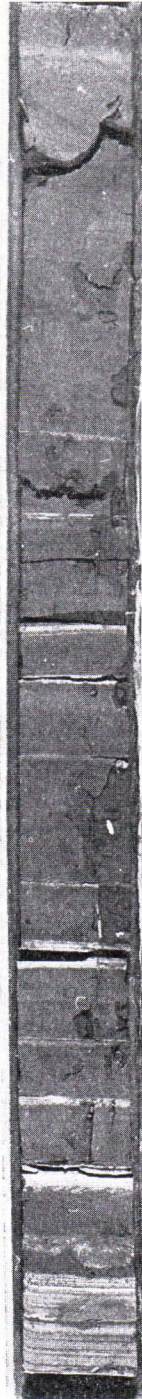


ABB. 7. Schwerer, dunkelgrauer, stufenweise homogen werdender Ton. Unten warviger Ton vom diataktischen Typ. Darüber in seinem unteren Teil warviger Ton, der ganz homogen wird. Die Lagerfolge bezeugt, dass die Wirkung des Salzgehalts in der Yoldia-Meeresphase an der Probenahmestelle begonnen hat. Probenreihe 14, Tuusula, Jokela. 2.91—3.34 m. $\frac{1}{2}$ der natürlichen Grösse. Photo E. Halme.

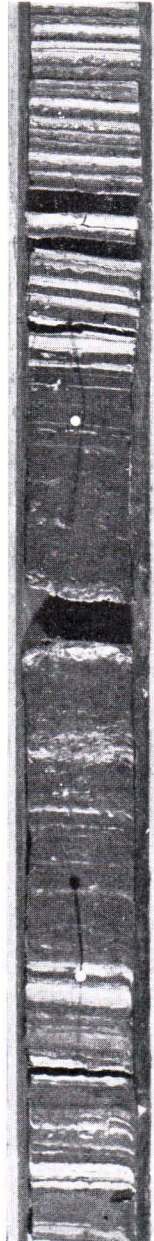


ABB. 8. Zone der Durchbruchsschicht (Abstand der Nadeln). Die Durchbruchsschicht bezeichnet das Absinken des Baltischen Eissees. Unterhalb der Durchbruchsschicht lagert symmetrischer Ton, auf ihr diataktischer. Die Lücken sind Trocknungsspalten. Probenreihe 14, Tuusula, Jokela. 3.19—3.53 m. $\frac{1}{2}$ der natürlichen Grösse. Photo E. Halme.

ABB. 6.

ABB. 7.

ABB. 8.

pausselkä erbohrten Proben, in denen die zwei genannten Horizonte deutlich anzutreffen sind.

Eine Warvenkonnektion der Serie mit anderen ist nicht möglich, die stratigraphische hingegen ist sicher.

15. *Nurmijärvi, Noppo*

Die Bohrstelle, rd. 300 m nördlich vom Gehöft Metsola, liegt 77 m ü. d. M. Die Tiefe des festen Untergrunds liegt bei 19.30 m, die Probe reicht von 1.21—10.36 m. Die Bohrung endete in einem glazifluvialen Schluff/Grobsandsediment (rd. 10 m mächtig). Bei den Sondierungen zwischen der Bohrstelle und dem I. Salpausselkä (Abstand 2 km) wurden entsprechende mächtige glazifluviale Sedimente angetroffen. Sie haben sich offenbar zur Entstehungszeit des I. Salpausselkä abgelagert.

Ihre Aufeinandererschichtung ist wie folgt:

1.21—3.97 m ist homogener, stellenweise geschichteter schwerer Ton.

3.97—5.37 m diataktischer Ton, 378 Jahreswarven.

5.37—10.36 m symmiktischer Ton, etwa 160 Jahreswarven. Er umfasst als Zwischenschicht homogenen, umgelagerten Ton von 6.47—6.79 m.

Die Serie kann stratigraphisch und mit Hilfe von Basalwarven mit anderen Proben konnektiert werden.

16. *Hyvinkää, Kalteva*

Die Bohrstelle (82 m ü. d. M.) liegt 400 m vom Gehöft Kalteva nach Nordosten. Die Tiefe des festen Untergrundes beträgt 13.10 m, die Probe reicht von 0.80—11.90 m. Die Lagerfolge ist problematisch:

0—0.80 m umfasst eine Schluffablagerung flachen Wassers,

0.80—11.90 m symmiktischen, rötlichen Ton (rd. 570 Warven), in dem als Zwischenschicht bei 5.98—9.64 m homogener Ton lagert. In ihm kommen Lehmbrocken und Kieskörner vor.

Das Lager homogenen, schweren Tones im Oberteil und diataktischer Ton fallen in der Probe völlig aus (vgl. S. 35).

Die Serie ist stratigraphisch zu konnektieren.

17. *Hyvinkää, Kytäjä, Palkkisilta*

Die Bohrstelle liegt etwa 0.5 km proximalseits vom I. Salpausselkä. Ihre Höhe beläuft sich auf 81 m ü. d. M. Fester Untergrund steht 16.50 m tief entgegen, die einheitliche Probe liegt bei 5.18—15.50 m. Die Bohrung endete in Moräne.

0—5.18 m ergab bei der Bohrung nur zusammenhanglose Proben. Auf ihrer Grundlage (S. 42, Abb. 19, B) kann geschlossen werden, dass das Zustandekommen von Warven nicht normal gewesen ist. Die Winterzone ist Ton, er hat sich regelmässig entwickelt, aber während des Sommers hat sich grober Schluff abgelagert.

Ein entsprechender Warventyp erscheint in keiner Lagerfolge des Nahgebiets. Die Sommerzone der Warven ist als Uferablagerung auszulegen, was bedeutet, dass der nahe gelegene I. Salpausselkä in die Uferzone geraten ist.

5.18—5.55 m ist diataktischer Ton, in dem die Sommerzone der Warven noch Anzeichen einer Uferablagerung erkennen lässt.

5.55—14.50 m ist im oberen Teil symmiktischer, rötlicher Ton. In den unteren Teilen wird der Warventyp stufenweise diataktisch. Es sind 653 Warven gezählt worden.

18. *Hyvinkää, Kytäjä, Laitila*

Höhe 80 m ü. d. M. Tiefe des festen Untergrundes 10.85 m, Probe bei 0.70—9.80 m. Die Bohrung hat nicht bis zur Sohle des warvigen Sediments gereicht.

Der Schichtenaufbau ist folgender:

0.70—1.70 m diataktischer Ton, etwa 390 Warven.

1.70—9.80 m zuoberst symmiktischer, rötlicher Ton. Darin 507 Warven gezählt. Der Wechsel zwischen den zwei ebengenannten Tontypen ist sehr scharf begrenzt. Doch finden sich an der Grenzstelle keine größeren Zwischenschichten, wie in den Serien südlich des I. Salpausselkä.

Die stratigraphische Konnektierung zwischen dem Gebiet Kytäjä und den südlicheren Serien ist mit Sicherheit durchzuführen.

19. *Hyvinkää, Kytäjä, Lauttavehmas*

Höhe 85 m ü. d. M. Die Tiefe des festen Untergrundes beträgt 11.20 m, die Probe reicht von 0.46—8.07 m. Die Bohrung endete in glazifluvialen Grobsand. Dieses grobe Sediment hat sich bei Entstehung der nahen glazifluvialen Randbildung abgelagert.

Die Lagerfolge ist wie nachstehend:

0.46—1.25 m grauer, diataktischer Ton, in dem 209 Warven gezählt worden sind.

1.25—8.07 m rötlicher, zuoberst symmiktischer Ton, darin 629 Jahreswarven.

20. *Hyvinkää, Kytäjä, Jukola*

Höhe 83 m ü. d. M. Die Tiefe des festen Untergrundes beläuft sich auf 15.50 m, die Probe umfasst 1.90—15.15 m.

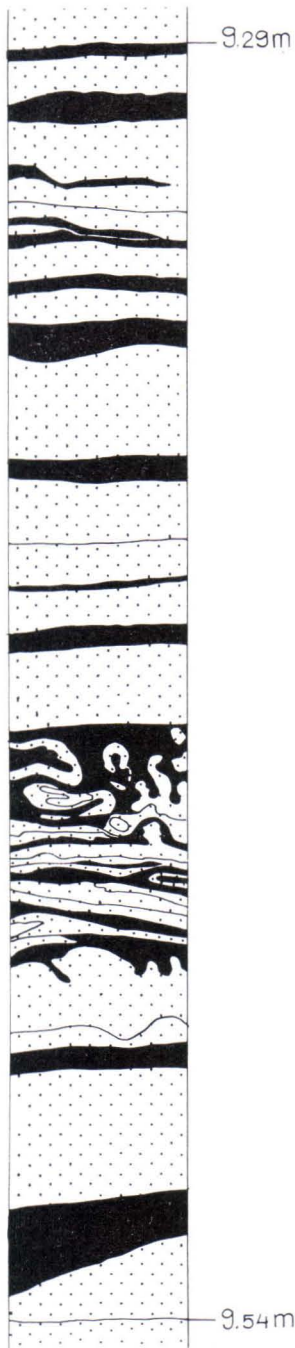
Der Lageraufbau ist wie folgt:

0—1.80 m ist durch Überschwemmungablagerung entstandener Schluff.

1.80—1.90 m ist grober Detritus.

1.90—6.05 m ist grauer, diataktischer Ton, mit Sulfidgehalt bis 2.70 Meter. An Jahreswarven 873 gezählt.

6.05—15.15 m zuoberst rötlicher, symmiktischer Ton, der stufenweise diataktisch wird. Es sind 625 Jahreswarven gezählt worden.



Die Serie lässt sich stratigraphisch mit allen Serien des Gebiets Kytäjä konnektieren.

Nach den Diatomeenuntersuchungen hat sich der obere Teil der Probe, 0—2.80 m, in Süßwasser abgesetzt. Von 2.80 m an aufwärts kommen kaum überhaupt noch Diatomeen vor.

21. *Hyvinkää, Kytäjä, Kytäjoki*

Die Bohrstelle liegt in demselben Einbruchstal wie der nahe gelegene See Kytäjärvi. Fester Untergrund wurde erst in 27 m Tiefe angetroffen. Die Probe umfasst die Tiefenlage von 1.62—14.78 m. Die Bohrung endete in einem glazifluvialen Sediment, das in die Entstehungszeit der nahen Randbildung zurückreicht. Das Material ist nur bis in 7 Meter Tiefe Ton, danach wandelt er sich in Schluff.

Die Aufschichtung ist folgende:

1.62—2.20 m ist diataktischer Ton, in dem 119 Jahreswarven gezählt worden sind.

2.20—17.78 m. Zuerst lagert symmetrischer Ton/Schluff. Er geht stufenweise in diataktischen über. Von 7 Meter an lässt die Probe zahlreiche durch Gleitungen verursachte Störungen erkennen (Abb. 9), denen zufolge eine Warvenmessung nicht hat ausgeführt werden können.

Die stratigraphische Konnektierung ist auf Grund der Tonhorizonte möglich.

22. *Hausjärvi, Monni*

Die Bohrstelle bei dem Gehöft Ojantausta liegt 90 m ü. d. M. Der feste Untergrund steht 14.50 m tief entgegen, die Probe entspricht dem Lager von 0.83—12.68 m. Die Bohrung endete in Moräne.

Die Lagerung ist wie folgt:

0.83—1.72 m ist diataktischer Ton, in dem 315 Jahreswarven gezählt worden sind.

ABB. 9. Warziger Schluff mit Störungen. Schwarz = Winterteil der Jahreswarve, punktiert = ihr Sommerteil. Viele Jahreswarven sind durch Verrutschung gefaltet. Probenreihe 21, Hyvinkää, Kytäjoki.

1.72—12.68 m rötlicher Ton mit 540 Jahreswarven. Er ist im obersten Abschnitt symmiktisch, weiter abwärts diataktisch.

Die Serie kann stratigraphisch u. a. mit den Proben 20 und 23 konnektiert werden, wobei auch die Warvenkonnektion als zum mindesten annähernd zutreffend anzusehen ist.

In den Proben wurden nur bis in 1 Meter Tiefe Diatomeen angetroffen. Sie vertreten Süßwasser-, in erster Linie Kleinsee-Arten.

23. Riihimäki, Herajoki

Die Bohrstelle, 0.5 km östlich von Räätykänmäki, liegt 83 m ü. d. M. Der feste Untergrund liegt 17 m tief, die Probe von 1.45—16.48 m. Die Bohrung endete in Grobsand.

Die Lagerfolge ist wie nachstehend:

0—1.00 m ist Torf.

1.00—1.65 m ist Detritus.

1.65—3.15 m Ton mit schwacher Jahresschichtung.

3.15—6.95 m diataktischer Ton, in dem beinahe 1000 Jahreswarven gezählt worden sind. Der Ton von der Oberfläche an bis 4 m tief ist sulfidhaltig.

6.95—16.48 m rötlicher, im oberen Abschnitt symmiktischer Ton, der basal eine deutlich diataktische Jahreswarvenstruktur erkennen lässt. Rd. 400 Warven ausgezählt.

Auf Grund der Diatomeen (S. 52) kann festgestellt werden, dass sich der oberflächlich lagernde Ton in Süßwasser abgesetzt hat. Die Diatomeenflora vertritt Klein- und Grosseeformen. Unterhalb von 3 Metern kommen nicht mehr nennenswert Diatomeen vor.

Die Serie ist stratigraphisch und mit ziemlicher Genauigkeit auch mittels Jahreswarven zu konnektieren.

24. Riihimäki, Siirtola

Höhe 84 m ü. d. M. Die Tiefe des festen Untergrundes beträgt 16.70 m, die Probe reicht von 0.75—8.75 m. Die Bohrung endete in glazifluvialen Schluff und Grobsand. Die Probe gehört in ihrer Ganzheit zum rötlichen Tonhorizont, der im oberen Abschnitt symmiktisch, im unteren diataktisch ist. An Jahreswarven sind etwa 300 gezählt worden, man vermag die Serie einzig auf Grund der Tonhorizonte mit anderen zu konnektieren.

25. Hausjärvi, Ryttylä

Die Bohrstelle bei dem Gehöft Peltola liegt 87 m ü. d. M. Fester Untergrund ist bei 14.20 m wahrzunehmen, die Probe entspricht dem Tiefenraum von 0.58—12.48 m. Die Bohrung stockte in Moräne.

Die Schichtenlagerung ist folgende:

0.58—2.50 m grauer, diataktischer Ton.

2.50—12.48 m rötlicher Ton/Schluff. Die Grenze zwischen den zwei vorhergehenden Horizonten ist nicht so scharf wie in den südlicheren Serien. In 2.50 Meter Tiefe wird der Ton deutlich gröber als der unterlagernde. An Jahreswarven sind von der Basis aus rd. 270 gezählt worden. In den Oberflächenteilen der Probe kommen bei 1—3.40 m in gewisser Masse Diatomeenformen von Süßwasser vor.

Die Warvenkonnektion der Serie ist durchgeführt.

26. *Janakkala, Leppäkoski*

Die Bohrstelle bei dem Gehöft Puirola liegt 93 m ü. d. M. Die Tiefe des festen Untergrundes beträgt 9.40 m, die Probe reicht von 2.08—9.95 m (vgl. Virkkala 1969, S. 14).

Die Lagerfolge wie nachstehend:

0—2.08 m ist warviger, in flachem Wasser abgesetzter Schluff, von dem sich keine einheitliche Probe gewinnen liess (vgl. Serie Nr. 17).

2.08—3.50 m grauer, diataktischer Schluff, Fortsetzung der vorherigen Ablagerung. In ihm sind rd. 280 Jahreswarven gezählt worden. Als Sedimentationsdauer der gesamten anstehenden Schluffablagerung kann eine Zeit von rd. 700 Jahren gerechnet werden.

3.50—8.85 m ist schwach rötlicher, warviger Ton/Schluff, in dem 158 Jahre gezählt worden sind.

Warvenkonnektion der Serie durchführbar.

27. *Janakkala, Turenki*

Die Bohrstelle östlich Tuulenpesä liegt 97 m ü. d. M. Die Tiefe des festen Untergrundes beträgt 16.35 m, die Probe umfasst 2.03—14.06 m. Die gesamte Probe ist Schluff. Die Bohrung endete in grobem Schluff, der sich bei Entstehung des rd. 600 Meter weit entfernten Oses abgelagert hat.

Die Aufschichtung ist wie folgt:

2.67—3.50 m umfasst im diataktischen Ton 190 Jahreswarven. Sie lassen deutliche Anzeichen von Stromschichtung erkennen.

3.50—14.08 m ist schwach rötlicher, warviger Schluff. In ihm sind 113 Jahreswarven gezählt worden.

Durch Warven konnektiert.

28. *Vanaja, Harviala*

Die Bohrstelle nahe Hiidenjoki liegt 81 m ü. d. M. Die Tiefe des festen Untergrundes 18.70 m, die der Probe von 1.37—11.53 m. Die Bohrung endete im Schluff. Das Sediment unterhalb der Probe ist Grobsand, weil die Bohrstelle am Fusse eines grossen Oses liegt. In der Serie sind keine unterschiedlichen Horizonte auseinanderzuhalten, die Probe ist durchweg diataktischer, warviger Schluff. Die Jahreswarven-

dicke nimmt von 3.50 Metern an abwärts stark zu. In der Probe sind 180 Jahreswarven gezählt worden.

Konnektion mittels Warven.

29. *Hämeenlinna, Idänpää, Kutalanjoki*

Höhe der Bohrstelle 85 m ü. d. M. Tiefe des festen Untergrundes 10.40 m, Reichweite der Probe von 1.00—6.00 m. Die Bohrung endete im Schluff.

Der Schichtenaufbau ist wie folgt:

1.18—3.00 m grauer, diataktischer Ton/Schluff.

3.00—6.60 m warviger Schluff, in dem wegen der Störungen die Jahreswarven nicht gezählt werden können. Es sind 450 Jahreswarven gezählt worden.

30. *Hämeenlinna, Idänpää, Katumajärvi*

Die Höhe der Bohrstelle beträgt 84 m ü. d. M. Die Tiefe festen Untergrundes liegt bei 5.60 m, die der Probe von 2.05—4.32 m. Die Bohrung endete in Moräne. Die gesamte Probe ist diataktischer Ton/Schluff, in dem 256 Warven gezählt worden sind.

Die Serie ist mittels Jahreswarven konnektierbar mit anderen.

31. *Hämeenlinna, Kirstula*

Die Bohrstelle bei dem Landgut Kirstula nahe dem See Vanajavesi liegt 83 m ü. d. M. Die Tiefe des festen Untergrundes beträgt 5.80 m, die Probe umfasst den Abstand von 0.81—4.40 m. Die Bohrung endete in Moräne.

Lagerfolge wie nachstehend:

0.51—1.50 m ist diataktischer Ton.

1.50—4.40 m ist diataktischer Schluff, rd. 400 Warven sind gezählt.

Die Serie hat sich mit anderen mittels Jahreswarven konnektieren lassen.

Beobachtungen in Schnitten

Die natürlichen und die bei Grabungsarbeiten entstandenen Schnitte haben eine ausgezeichnete Gelegenheit zur Ergänzung der Bohrungsbeobachtungen geboten. Dies betrifft insbesondere die Stratigraphie der Tone und ihre Einzelheiten, wie die Durchbruchsschicht und den Erosionskontakt.

A. *Nurmijärvi, Karhunkorpi*

Kiesgrube nahe der Strasse Helsinki—Hämeenlinna (Kartenbeilage I). Der Schnitt, in dem warviger Ton erscheint, liegt auf dem Osthang einer glazifluvialen Bildung. Die Tonablagerung liegt etwa 75 m ü. d. M. Die Lagerfolge ist nachstehende:



ABB. 10. Sohle des warvigen Sediments in einem glazifluvialen Gebilde. Darunter liegen glazifluvialer Grobsand und Kies, darüber ein als Uferablagerung entstandener Kies. Das Jahreswarvensediment ist rd. 1 m mächtig, so dass es an dieser Stelle grösstenteils ausgeblieben ist. Nurmijärvi, Raala. Beobachtungsstelle B. Photo vom Verfasser.

0—1 m Uferablagerungs-Grobsand.

1—1.70 m dunkler, stellenweise warviger Ton.

Der gleiche Tonhorizont ist bei allen Bohrungen des Nahgebiets zu erkennen. 1.70—3.10 m diataktischer, grauer Ton, der rd. 300 Jahreswarven umfasst. Er entspricht sowohl seinem Typ als auch seiner Entstehungszeit nach dem bei den Bohrungen hervortretenden diataktischen Tonhorizont.

3.10—3.15 m ist die Durchbruchsschicht, in der das Sediment hauptsächlich aus Schluff besteht, aber auch Grobsand, Kies und kleine Steine enthält.

3.15—4.20 m umfasst rötlichen, symmetrischen Ton, in den einige hundert Jahreswarven eingehen. In der Lagerfolge klafft an dieser Stelle ein weiter Hiatus, der offenbar auf das Aufhören der Sedimentation vor Entstehung der Durchbruchsschicht zurückzuführen ist.

B. Nurmijärvi, Raala

Kiesgrubenschnitt in einer glazifluvialen Bildung westlich der Landstrasse Helsinki—Hämeenlinna bei dem Gehöft Tapiola. Der im Schnitt ersichtliche Tonhorizont liegt etwa 85 m ü. d. M. Die Lagerung von der Basis an ist folgende (Abb. 10 und 11):

1. Glazifluvialer Kies und Grobsand.

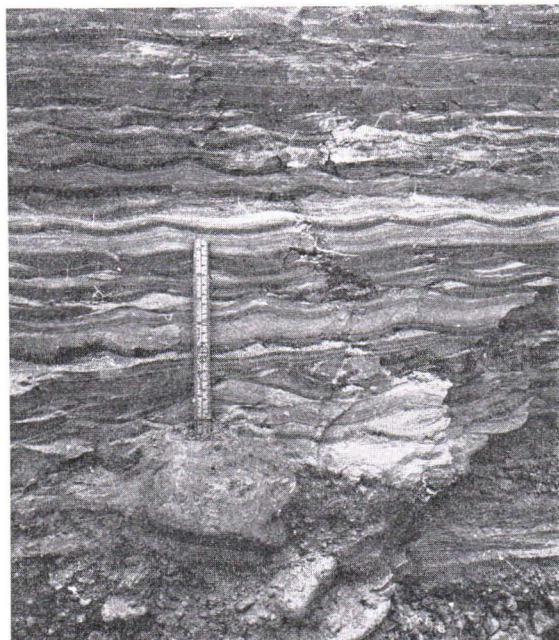


ABB. 11. Warviger Schluff in Raala von Nurmijärvi.
Des näheren im Text (Beobachtungsstelle B).
Photo vom Verfasser.

2. Strömungsgeschichteter warviger Schluff. Bei noch nahe gelegnem Eisrand hat die Wasserströmung den bereits abgelagerten Sommerteil der Jahreswarve, der Schluff ist, abgetragen. Diese Erosion ist ungleichmässig gewesen, weswegen die Dickenschwankungen der Jahreswarven sekundär gewesen sind. Die Richtung der Strömung hat gewechselt, aber sie ist im Mittel von Nordwesten nach Südosten orientiert gewesen.

Es ist natürlich, dass bei einer Bohrprobe von 38 mm über ein derartiges Sediment auf Grund einer Jahreswarvenmessung keine vergleichbaren Ergebnisse erhalten werden können.

3. Bei abgeschwächter Strömung des Wassers hat sich knapp ein Meter warviger Ton abgesetzt. Er gehört zu dem unter dem Erosionskontakt liegenden Horizont.

4. Viele Meter Grobsediment flachen Wassers. Nachdem die Stelle in die Uferzone geraten war, hat die Erosion den oberen Teil des symmetrischen Tones abgeschnitten, möglicherweise auch die oberen Tonhorizonte, die dort überhaupt nicht vorkommen.

C. Jokela, Ziegelei Rake

In der Lehmgrube (Höhe etwa 70 m ü. d. M.) der Ziegelei ist die Lagerfolge wie nachstehend (vgl. Bohrung Nr. 14):

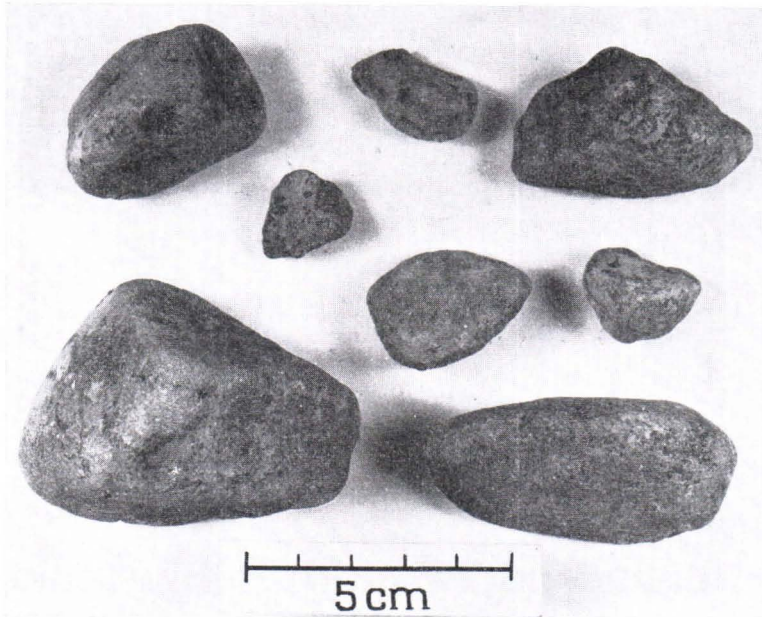


ABB. 12. Steine aus der Durchbruchsschicht des Baltischen Eissees. Schnitt bei der Ziegelei Rake in Jokela von Tuusula (Beobachtungsstelle C).
Photo E. Halme.

0—0.90 m graubräunlicher, schwerer, stellenweise warviger Ton.

0.90—1.95 m grauer diataktischer Ton, der rd. 300 Warven umfasst.

1.95—1.98 m ist eine Durchbruchsschicht, die stellenweise den unterlagernden warvigen Ton schneidet. Das Material des Kontakts ist Schluff, in dem Grobsand, Kies und Steine vorkommen (Abb. 12).

1.98—2.55 m ist symmiktischer rötlicher Ton. Der Horizont hat sich an dieser Stelle nur zum Teil abgelagert.

D. Jokela, Ziegelei Kolsa

In dem Gebiet (rd. 70 m ü. d. M.) liegen viele Lehmnahmestellen, von denen manche bis zur Moräne reichen. Ihre Tiefe wechselt zwischen 2 und 4 Metern. Die Lagerfolge in den Schnitten entspricht völlig der Probe von Bohrung 14. Ein bedeutender Unterschied besteht jedoch darin, dass in diesen Lagerfolgen der unterste symmiktische Horizont nur 1—1.5 m stark ist, während seine Mächtigkeit in der Bohrprobe 4 Meter beträgt.

Die Durchbruchsschicht, die Sauramo (1918, 1923) als erster an dieser Stelle fand, besteht aus Schluff, in dem aber auch Grobsand, Kies und kleine Steine erscheinen.

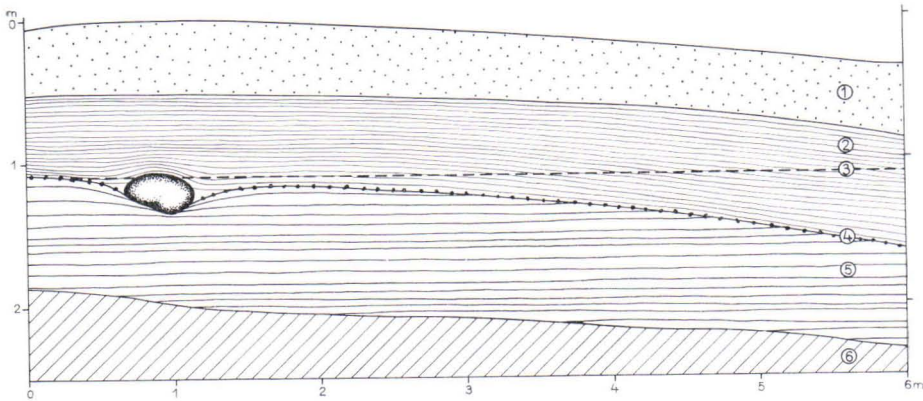


ABB. 13. Schema der Tonablagerungen in Kalteva von Hyvinkää (Beobachtungsstelle E). 1 in seichem Wasser entstandene Schluffablagerung, 2 diataktischer Ton, 3 ursprüngliche obere Fläche einer Tonablagerung vom symmiktischen Typ, 4 in der Durchbruchsschicht des Baltischen Eissees, ein Niveau, in dem grobe Bestandteile, bis zu Blöcken, vorkommen, 5 symmiktischer Ton, 6 verrutschter Ton.

E. Hyvinkää, Kalteva

In der Uferböschung des Flusses Vantaanjoki, in der Nähe der Bohrstelle, trat im Herbst 1968 ein Tonrutsch ein, und in der durch ihn freigelegten Wand liess sich die Stratigraphie der Ablagerungen bis in 4 Meter Tiefe erkennen.

Die Schichtenanordnung war folgende (Abb. 13):

1. Die anstehende Schluffablagerung entspricht der gleichen Schicht der Bohrung.
2. 75—100 cm dicke Schicht von diataktischem Ton, die bei der Bohrung nicht auftritt.

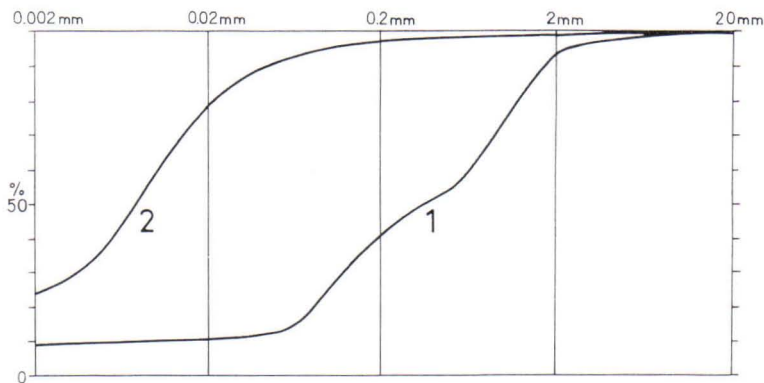


ABB. 14. Kumulative Korngrössenkurven zum Material der Durchbruchsschichten des Baltischen Eissees. 1 = Hyvinkää, Kalteva (Beobachtungsstelle E), 2 = Karkkila (Beobachtungsstelle F).

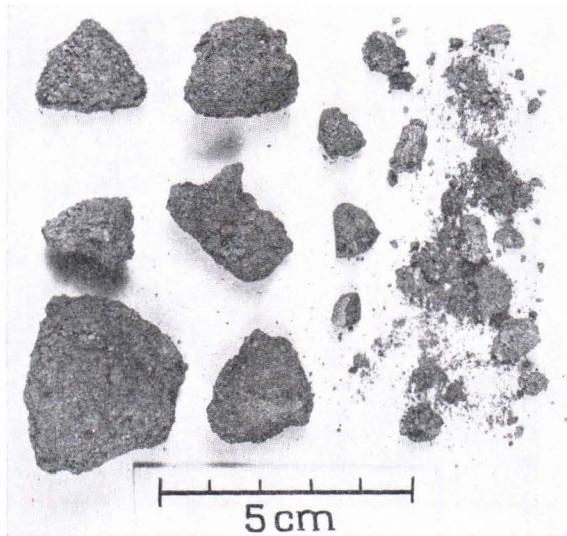


ABB. 15. Material der Durchbruchsschicht, aus Kalteva von Hyvinkää (Beobachtungsstelle E), hauptsächlich feiner Grobsand. Photo E. Halme.

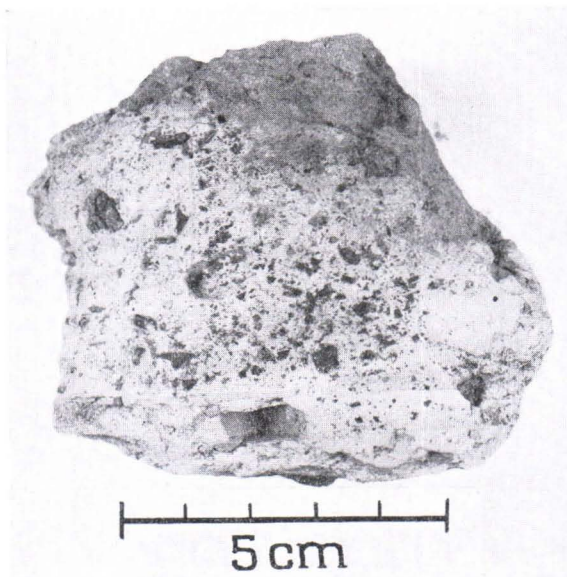


ABB. 16. Durchbruchsschicht in Karkkila (Beobachtungsstelle F). Da ihre Massen größer sind als Ton, tritt sie in der Mitte des Bildes als helle Schicht hervor. Die Höhe des Schnittes beträgt etwa 4 m. Photo vom Verfasser.



ABB. 17. Material der Durchbruchsschicht im Schnitt von Karkkila (Beobachtungsstelle F). Des näheren im Text. Photo E. Halme.

3. Die Durchbruchsschicht zwischen diataktischem und unterlagerndem symmiktischem Ton. Die Durchbruchsschicht ist diskordant:

Von der Oberfläche des symmiktischen Tones sind in 6 m Erstreckung 0—0.50 m Sedimente abgetragen worden. Im Kontakt liegen ausser Schluff-, Grobsand- und Kieskörnern (Abb. 14, Kurve 1 und Abb. 15) auch Steine, von denen der grösste einen Durchmesser von 45 cm hat. Offenbar ist der Block mit einer Eisscholle an die Stelle verfrachtet worden.

Die Erosion ist durch Strömung verursacht, denn auch im Gefüge des überlagernden diataktischen Tones sind Anzeichen von Strömungsschichtung zu erkennen.

F. Karkkila

Von der Kreuzung der Landstrassen Karkkila—Vihtijärvi und Helsinki—Pori etwa 200 m nach Westen bestand 1970 im Frühjahr ein grosser durch Tonablagerungen führender Schnitt. Die Höhe der Stelle beträgt rd. 60 m ü. d. M. Die Stratigraphie der Tonablagerungen war in einer Erstreckung von 100 Metern zu sehen, der Schnitt reichte von 4 bis in 6 m Tiefe.

Die Lagerfolge war wie nachstehend:

0—2.5 m war die Struktur des Tones infolge des Fliessens der Ablagerungen nicht zu erkennen.

2.5—4 m lag grauer, diataktischer Ton. Die Jahreswarvendicke betrug 1—2 cm.

4—4.10 m findet sich eine Durchbruchsschicht (Abb. 17), die in der gesamten Schnittlänge wahrzunehmen ist. Ihr Material ist hauptsächlich Schluff (Abb. 14). Er zeigt eine strömungsschichtige Struktur. Im Sediment erscheinen umgelagerte Tonfrag-

mente (Abb. 16), Kies und kleine Steine. Das grobe Material erweist, dass das Sediment durch eine verhältnismässig starke Strömung an diese Stelle gebracht worden ist. Kies und Grobsand dürften von den Hängen der bis zu 70—80 m über die Stätte steigenden glazifluvialen Bildungen herrühren.

4.10—6.15 m war rötlicher, warziger Ton, auf dessen Sohle der Schnitt nicht hinabreichte. Die Jahreswarvendicke betrug viele Zentimeter.

DER DURCHBRUCH DES BALTISCHEN EISSEES

Beim Korrelieren von Tonen und anderen Sedimenten sowie von Fossilien können Leitschichten zur Hilfe genommen werden. Während der Untersuchung bot sich eine deutliche Leitschicht dar, die im grössten Teil des Untersuchungsgebiets hervortritt. Es ist die Durchbruchsschicht (Sauramo 1923, S. 123—129). Ausserdem liegt auf der Durchbruchsschicht ein sehr deutlich ausgeprägtes Lager, ein diataktisches Tonpolster.

Das Material des Verfassers erweist, dass die Durchbruchsschicht oder das ihr entsprechende Niveau in der Lagerfolge bis zur Zone des II. Salpausselkä, wo sie nahe dem Untergrund der Sedimente liegt, angetroffen werden kann. Dies führt zu dem Gedanken, dass die Durchbruchsschicht im Zusammenhang mit dem endgültigen Absinken des Baltischen Eissees hat entstehen müssen, weil der für den Durchbruch zeugende Abstieg der Osplateaus in derselben Zone erfolgt (S. S. 14—15). Das Sinken des Baltischen Eissees ist in der radikalen Zunahme der Sedimentationsgeschwindigkeit in Uusimaa zu erkennen (Abb. 26). Das relativ schnelle Fallen des Wasserspiegels äussert sich auch darin, dass das Sediment plötzlich gröber wird oder in einen Strandablagerungstyp übergeht (Probenreihen 20 und 26).

Wie aus den Beschreibungen der Probenreihen und Schnitte hervorgeht, ist die Durchbruchsschicht ein diskordantes Lager zwischen einem unteren rötlichen, in seinem oberen Teil symmetrischen und einem oberen diataktischen Tonhorizont (Abb. 8). Ihre Struktur wechselt je nach der Lage der Stelle und dem Ablagerungsbecken. In den mittleren Teilen der Tonbecken ist die Durchbruchsschicht dünn und aus Schluff bestehend. An den Rändern der Becken und auf den Hängen der Erhebungen enthält sie oft grobe Bestandteile, Grobsand, Kies und auch Steine. Im allgemeinen lässt die Struktur der Durchbruchsschicht Anzeichen von Strömung erkennen, und die sie unterlagernde Tonschicht ist zuweilen erodiert worden (Beobachtungsstelle E).

Die strukturellen Züge der Durchbruchsschicht lassen sich folgendermassen erklären: Als sich in Schweden die Verbindung zum Ozean auftat, begannen sich die im Ostseebecken gestauten Wassermassen dadurch in das Meer zu ergiessen. In der Durchbruchphase und auch eine Zeitlang danach bestanden zwischen dem Eisrand und dem eigentlichen Ostseebecken einige schmale Wasserstrassen, längs deren sich die Strömung der Fluten vollzog. Auf der Karte Abb. 18 sind zwei derartige Sunde

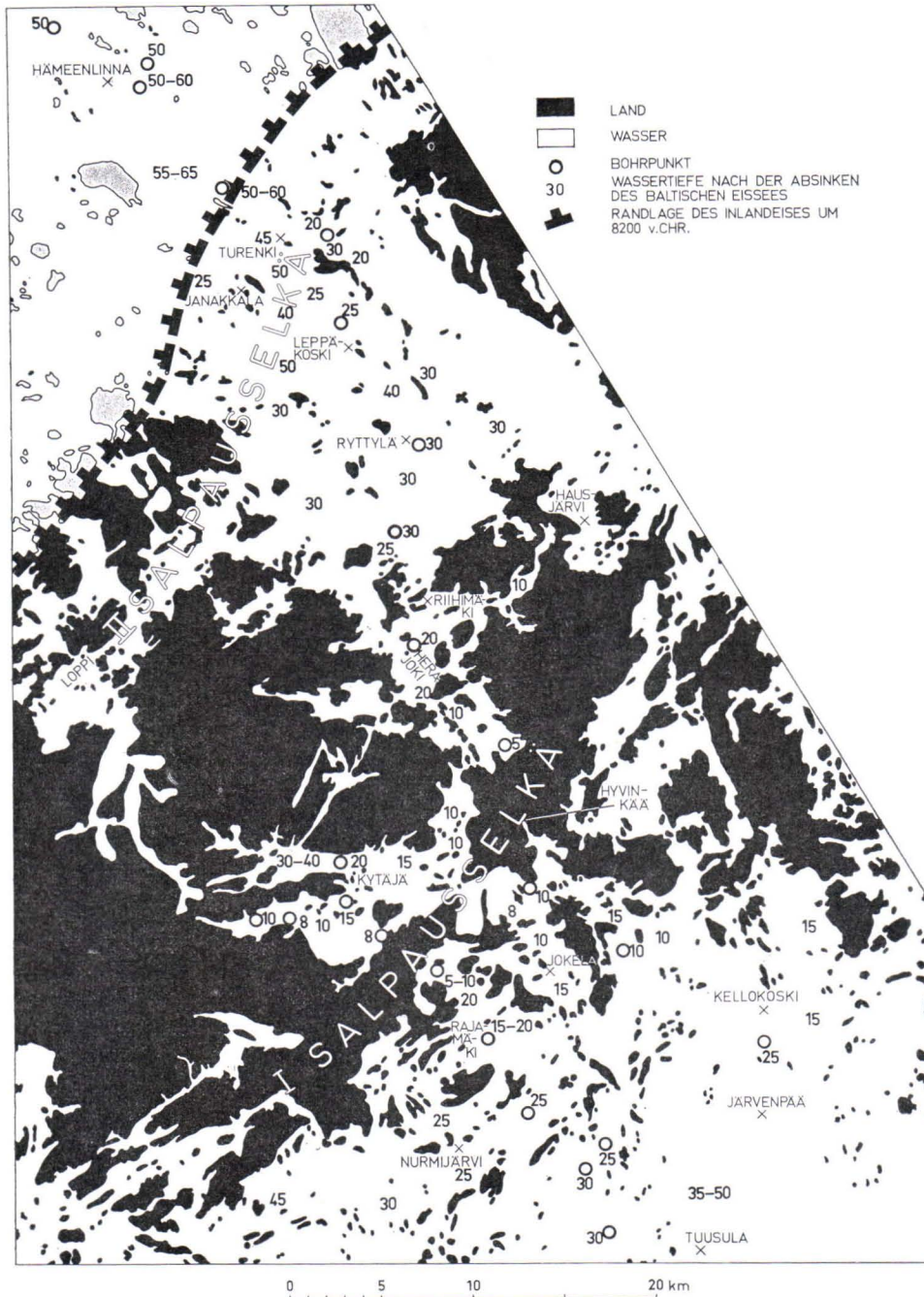


ABB. 18. Paläogeographische Karte von einem Teil des Untersuchungsgebiets. Sie zeigt die Verteilung von Land und Wasser unmittelbar nach dem Durchbruch des Baltischen Eissees (= zuoberst Yoldiastadium). Im Nordwest- und Nordteil des Gebiets hat sich das Niveau der Ostsee auf Grund der Höhe der Osplateaus ergeben, im südlichen und mittleren Teil in Anlehnung an die von Hyypä (1963) und Tynni (1966) erhaltenen Ergebnisse, die sich auf die Höhen der salzigen Yoldiaphase im Gebiet gründen.

zu sehen. Die Beobachtungsstelle E liegt an einem Sund, in dem zur Zeit des Durchbruchs eine starke Wasserströmung bestanden haben mag. Ausserdem befindet sich die Örtlichkeit unverkennbar an einer zwischen zwei Becken entgegenstehenden Schwellenstelle, wo die Strömung am stärksten gewesen ist.

Dass in der Mitte der Tonbecken und überhaupt in bestimmten Geländen die Durchbruchsschicht keine groben Bestandteile enthält, ist leicht zu verstehen, wenn man Abb. 18 betrachtet. In den genannten Becken war das nach dem Sinken des Baltischen Eissees verbliebene Wasser noch einige zehn Meter tief. Da die zwischen den Becken gelegenen Schwellen die Strömung des Wassers lenkten, ist es natürlich, dass sie nicht über die tiefen mittleren Teile der Höhlungen verlief. Daher erscheinen in den Sedimenten keine durch Strömungen mitgebrachten groben Komponenten.

Die an Beobachtungsstelle F angetroffenen Tonfragmente der Durchbruchsschicht bezeugen offenbar einen durch das Sinken des Wasserspiegels verursachten Erdrutsch. Die durch den Rutsch mobilisierten Tonsedimente sind mit den Strömungen in die Durchbruchsschicht geraten.

Nach Virkkala (1969, S. 58) zeigt sich ein auf den Durchbruch des Baltischen Eissees hinweisendes Abfallen der Osplateaus südlich Hämeenlinna auf einer Strecke von 5—6 km. Auf Grund der Rückzugsgeschwindigkeit des Inlandeises beurteilt, bedeutet dies zeitlich 30—40 Jahre. Doch erweist die Struktur des auf der Durchbruchsschicht lagernden diataktischen Tonpolsters, dass Strömen auch noch längere Zeit, etwa 300 Jahre nach dem Durchbruch, vorgekommen ist. In der diataktischen Leitschicht lassen sich nämlich folgende Besonderheiten erkennen:

1. Die Dicke der einander entsprechenden Jahreswarven der Schicht ist in ihrem gesamten Vorkommensgebiet vom II. Salpausselkä bis Mittel-Uusimaa annähernd gleich.
2. Die Jahreswarvenstruktur der Schicht ist im ganzen Gebiet gleichartig.
3. Die Schicht hat vom Rande des Inlandeises aus gerechnet eine grössere Ausdehnung als normalerweise. Diese Züge weisen darauf hin, dass die Strömungsverhältnisse während jener rd. 300 Jahre annähernd gleich gewesen sind. Des weiteren hat der Strömungsmechanismus der Wassermassen Verschwemmungen über ein umfangreicheres Gebiet zu verfrachten vermocht, als es in der Randlage des abschmelzenden Inlandeises geschieht. Es handelt sich also offenbar um ein mit dem Ostseebecken zusammenhängendes Strömungssystem. Doch wird das Material in den Jahreswarven der Schicht nach Süden hin stufenweise feiner.

SPEZIELLE ZÜGE DER SEDIMENTE

Struktur der Tone

Sauramo (1923, S. 97—98) nahm die Bezeichnungen diataktisch und symmiktisch in Gebrauch. Nach ihm bezog sich die erstere auf eine in salzlosem Wasser abgesetzte Warve, in der zwischen dem Sommer- und dem Winterteil ein deutlicher Unterschied

in der Korngrösse und der Farbe besteht. Der symmetrische Jahreswarventyp hingegen entsteht gemäss Sauramo in salzigem Wasser.

Lindroos und Niemelä (1969) haben die in der Untersuchung vorkommenden Tone auf Grund der Struktur in folgende Typen eingeteilt:

- | | |
|---|--|
| 1. Warvige oder Bändertone
die Schichten folgen dem
jährlichen Rhythmus | a. diataktisch
b. symmetrisch
c. Zwischenformen der vorherigen |
| 2. Geschichtete Tone
die Schichten folgen nicht
dem jährlichen Rhythmus | a. jährlich viele Schichten
b. die Schichten während vieler
Jahre entstanden |
| 3. Massive oder homogene Tone | a. Streifung in gewisser Masse,
b. völlig homogen |

Die Einteilung entspricht ungefähr der von Sauramo (1923) angewandten, ist aber in gewissen Masse weiter.

Bändertone

Der diataktische Tontyp 1 a erscheint allgemein in den Sohlenteilen aller Schichtfolgen sowie mit Ausnahme von Zone I (Abb. 31) auch in den Sedimenten der Senkungsphase des Baltischen Eissees. Die typischste diataktische Struktur und die scharfen Jahreswarvengrenzen sind in letzterem Horizont anzutreffen (Abb. 6 und 19). In diesem Falle ist es überraschend, dass unter dem Horizont in Uusimaa über 1000 Jahreswarven auftreten können. Die regelmässige Jahreswarvenstruktur des diataktischen Horizonts und ihr Vorkommen als gleicher Typ in weitem Gebiet (S. 40) sind offenbar von vielen Faktoren abhängig. Zunächst haben die Strömungen mit ihrer Beförderung von Verschwemmungen ungefähr 300 Jahre regelmässig bleiben müssen. Die Jahreswarven haben sich offenbar infolge von Tiefen- wie auch Oberflächenströmungen abgelagert, wie Kuenen (1951) dargestellt hat. Die in den Jahreswarven sich abhebenden Sommerteile, die Strömungsschichtung erkennen lassen, sind durch die Unterströmung befördertes gröberes Material. Wie auf S. 37 dargestellt wird, sind in den Winterteilen der diataktischen Jahreswarven auch Erosionsanzeichen anzutreffen, die als Abtragungen der im Frühjahr begonnenen Unterströmung erklärt werden können. Das Sediment des Winterteils der Jahreswarven hat sich unter ruhigen Verhältnissen aus den oberen Lagen der Wassermassen abgesetzt, also als Verfrachtungsbestandteile der Oberflächenströmung. Die blosse Oberflächenströmung reicht nicht aus, diesen jahreswarvigen Aufbau zu erklären (vgl. Antevs 1932).

Die Korngrössenunterschiede zwischen den zwei voneinander abweichenden Teilen der diataktischen Jahreswarve sind gering. Dies erweisen die Korngrössenanalysen über die diataktischen Jahreswarven der Serien 13 und 20 (Abb. 20). Aus

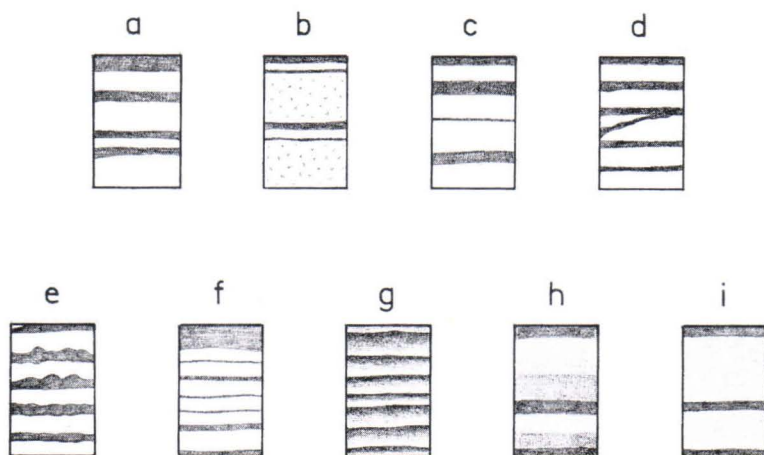


ABB. 19. Jahreswarventypen des warvigen Tones schematisch dargestellt.
Des näheren im Text.

den Ergebnissen kann geschlossen werden, dass, wenn der Winterteil der Jahreswarve schwerer Ton (a, e) ist, auch der Sommerteil aus Ton besteht. In den Fällen b, c und d ist der Winterteil leichter Ton. Dabei ist der Sommerteil Schluff. Unter gewissen Gegebenheiten kann die diataktische Jahreswarve eine abweichende Struktur annehmen (Abb. 19, b). Die eigentliche Jahreswarve ist nur einige Millimeter dick, aber wenn die nahen Aufragungen in der Uferzone liegen, hat der untere Teil der Warve (die Basis des Sommerteils) Schluff oder Grobsand abgelagert. Das Material des Basalteils der Warve stammt somit nicht aus den von Inlandeis- oder sonstigen Flüssen mitgebrachten Verschwemmungen.

Im Aufbau der in der Abflussphase des Baltischen Eissees entstandenen Jahreswarven kommen deutliche Anzeichen von Strömungserosion vor. In dem auf Abb. 19 c dargestellten Fall hat die Strömung vor der Ablagerung des Sommerteils der Jahreswarve oder während deren Zeit eine grosse Menge vom Winterteil des Vorjahres abgetragen. Wäre der Winterteil ganz abgetragen worden, so wäre das Verschwinden der Jahreswarve sehr schwer festzustellen gewesen.

Abb. 19 d stellt ebenfalls eine durch Strömung verursachte Erosion dar. Die zweite Jahreswarve von unten ist offenbar teilweise erodiert, die nächste hat sich auf der schiefen Sohle abgelagert und ist desgleichen zum Teil abgetragen worden. Im Falle e sind auch die faltenförmigen Gebilde durch Strömungserosion verursacht, denn die Kämme haben eine Längsachse (vgl. van Straaten 1949).

Auch in den Basalteilen der Lagerfolgen, wo das Sediment durchschnittlich Schluff ist, bestehen die Winterteile der Jahreswarven meistens aus Ton, was für das Erkennen der Jahreswarven wichtig ist. Die gleiche Erscheinung ist zuweilen auch in Osschnitten wahrzunehmen. Zwischen den Grobsandschichten (Sommer-

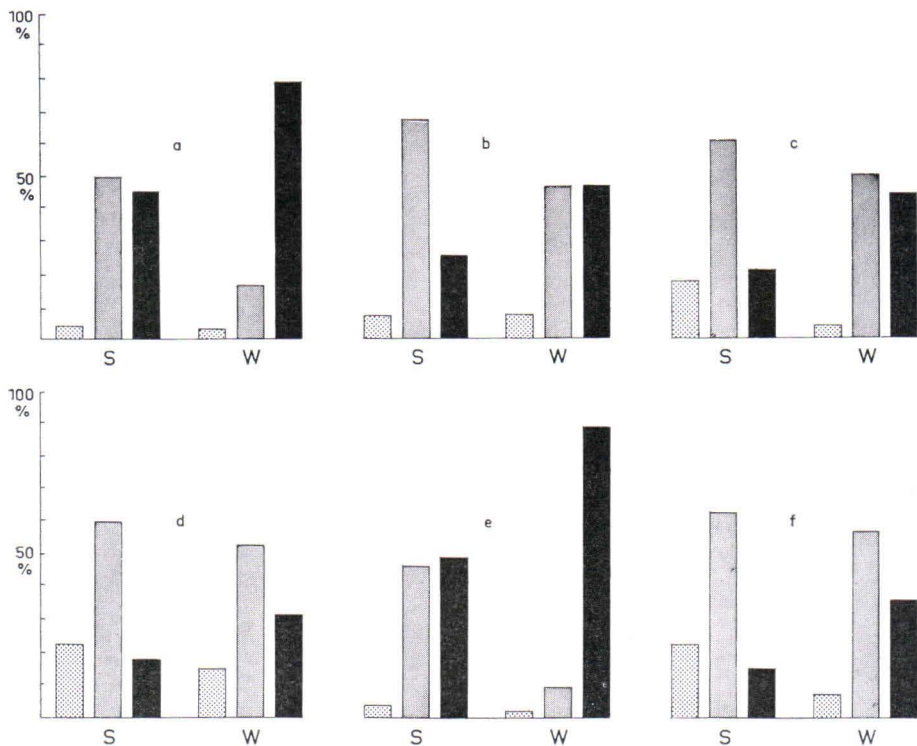


ABB. 20. Korngrössendiagramme über die Sommer- (S) und Winterteile (W) der Jahreswarven Diataktischer. Jahreswarventyp: a. Reihe 20, 2.30, b. Rh. 20, 1.50 m, c. Rh. 20, 4.00 m, d. Rh. 20, 6.00 m, e. Rh. 13, 8.50 m. Symmiktischer Jahreswarventyp: f. Reihe 20, 7.00 m. 1 Feinsand, 2 Schluff, 3 Ton.

sedimenten) können Ton/Schluffstreifen vorkommen, die dem Winterteil der Jahreswarven entsprechen.

Fall f (Abb. 19) findet sich sehr häufig in den Basalteilen aller Lagerfolgen, wo die Warvendicke beträchtlich ist. In den Sommerlagen der Jahreswarven zeigen sich an die Winterlage erinnernde Ton/Schluffstreifen, wodurch die Warve falsch gedeutet werden kann.

Der von Sauramo (1923, S. 82—83) beschriebene symmiktische Jahreswarventyp (1 b) erscheint am deutlichsten unterhalb der Durchbruchsschicht im rötlichen Ton. Für die Struktur ist es typisch, dass die Grenzen der Jahreswarven dann, wenn der Ton feucht ist, kaum überhaupt erkennbar sind. Erst nach ein- oder mehrtägigem Trocknen werden die Warvengrenzen sichtbar (Abb. 19 g). Nach Sauramo sind in der symmiktischen Jahreswarve Mineralkörner unterschiedlicher Grösse miteinander vermengt. Je weniger die Korngrösse zwischen dem oberen und dem unteren Teil der Jahreswarve schwankt, um so symmiktischer ist diese.

Der symmiktische Jahreswarventyp ist oft dreiteilig (Abb. 19 h und i). Diese Dreiteiligkeit ist vorwiegend im rötlichen Tonhorizont unterhalb der Durchbruchschicht anzutreffen. Die rötliche Farbe ist im unteren Teil der Jahreswarve am stärksten, so dass der Sommerteil schichtig ist. Wenn der Ton trocknet, erweist sich der Sommerteil sowohl in seiner Struktur als auch in seiner Korngrösse als einheitlich. Offenbar ist die rötliche Farbe eine optische Erscheinung, die in erster Linie mit der Korngrösse und mit der gegenseitigen Verteilung unterschiedlich grosser Körner zusammenhängt (vgl. Sauramo 1923, S. 19—20).

Der Strukturtyp 1 c ist kennzeichnend für den unteren Teil des rötlichen Tonhorizonts. Diese Warvenstruktur kann eine gewisse Strecke deutlich symmiktisch sein, inzwischen wiederum diataktisch, oder die Jahreswarve ist offensichtlich weder von dem einen noch von dem anderen Typ (Sauramo 1923, S. 83).

Geschichtete Tone

Geschichtete Tone kommen in den südlich des I. Salpausselkä angetroffenen Sedimenten vor, die sich in der salzigen Phase des Yoldiameeres abgesetzt haben. Der Strukturtyp kann auch als gestreifter bezeichnet werden. In den Serien 11 und 12 zeigt sich auch ein geschichteter Aufbau, der keinesfalls durch den Jahresrhythmus bedingt ist, denn die auf die Ablagerung hingegangene Zeit würde so lang ausfallen, dass sie im chronologischen Sinne nicht möglich wäre.

Die der Jahreswarve gleichen Einheiten sind offenbar durch die innerhalb eines Jahres erfolgten Sedimentationsschwankungen verursacht worden. In Dänemark (Hansen 1940) hat man in Glazialtonen durch kurz andauernde Witterungsschwankungen hervorgerufene, jahreswarvenartige Strukturen festgestellt, deren Ablagerungszeit nur Tage umfasst.

Das Yoldiasediment enthält auch von einigen bis zu Zehnern von Zentimetern dicke Schichten, als deren Grenze eine gröbere Lage als Ton auftritt (Abb. 8). Die starke Schichtdicke ist nur möglich, wenn die Sedimentationszeit der Ablagerungen länger als ein Jahr ist. Die Zwischenschichten, die gröber sind als Ton, sind durch gelegentliche starke Strömungen angeschwemmt worden.

Nach Sauramo (1923, S. 118—122) ist die symmiktische Struktur auf das Koagulieren von Tonpartikeln in Salzwasser zurückzuführen. Da im Untersuchungsgebiet stark symmiktische Tone, die sich unmittelbar vor dem in das Niveau des Ozeans sich ergiessenden Durchbruch des Baltischen Eissees abgesetzt haben, vorkommen, haben zu der Entstehung der symmiktischen Jahreswarvenstruktur in diesem Fall andere Ursachen als der Salzgehalt des Wassers geführt. Die Korngrössenanalysen erweisen, dass, je feiner das Sediment dieses Horizontes ist, das symmiktische Gefüge um so stärker wird. Ein beträchtlicher Korngrössenunterschied (Abb. 20) zwischen dem Sommer- und dem Winterteil der symmiktischen Jahreswarve weist eher nur auf einen Gradunterschied gegenüber dem diataktischen Jahreswarventyp hin. Nach Ansicht des Verfassers mag der symmiktische Jahreswarventyp auch unter den

Verhältnissen von salzlosem Wasser entstehen, wenn das Ablagerungsgebiet weit vom Rande des Inlandeises entfernt liegt. Dabei sinken die von der Unterströmung verfrachteten groben Sedimente nahe dem Eisrand ab, und in weitere Entfernung treibt hauptsächlich mit der Oberströmung feineres Material.

Wird der Ton des symmiktischen Horizonts in Wasser aufgeschlämmt, so koaguliert er aufs neue (Lindroos und Niemelä 1969). Um die Ursache des Koagulierens zu klären, wurden für viele Probenreihen Spurenelementuntersuchungen sowie Messungen des elektrischen Leitvermögens angestellt. Erstere erbrachten keine deutlichen Argumente für den Salzgehalt des Wassers. Dagegen besitzt die aus symmiktischem Ton erhaltene Aufschlammung unverkennbar eine grössere elektrische Leitfähigkeit als die von diataktischem Ton (Lindroos und Niemelä 1969). Dies kann jedoch auch auf andere Ursachen als auf das Absetzen in Salzwasser zurückzuführen sein (vgl. Arrhenius 1947). Antevs (1925) hat dargestellt, dass die Ursache des Koagulierens von Ton auch die Korngrösse sowie die physikalischen Eigenschaften der Aufschlammung und die chemischen des Wassers sein können. Der Anlass des Koagulierens mag namentlich mit den elektrischen Eigenschaften der Tonpartikeln verkoppelt sein.

Homogene Tone

Die homogenen Tone sind hauptsächlich während der Postglazialzeit entstanden. Die während der Litorina- und Ancyluszeit entstandenen Tone sind von diesem Typ, desgleichen die Tone der jüngeren Yoldiazeit. Bei der Umlagerung der Glazialtone haben auch die homogenen Tone entstehen können.

Die Korngrösse und ihre Schwankungen

Die Korngrösse der warvigen Sedimente im Untersuchungsgebiet und ihre Schwankungen sind wesentlich von der Entfernung des Eisrandes und von der Lage der Absetzstelle zu den Inlandeisflüssen abhängig. Da sich die Sedimentation in diesem Gebiet bis zum Absinken des Baltischen Eissees unter Tiefwasserverhältnissen vollzog, war die Wassertiefe vor dieser Phase nicht von nennenswerter Bedeutung. Nach dem Ergiessen des Baltischen Eissees veränderte sich die Lage wesentlich (Abb. 18).

Die Korngrösse verminderte sich allgemein regelmässig von der Sohle der Ablagerung an aufwärts (Abb. 21, 22 und 23). Dies liegt naturgemäss daran, dass der Abstand zwischen Eisrand und Sedimentationsstelle zunimmt. Kleine Abweichungen kommen jedoch in manchen Probenreihen vor. Am deutlichsten scheint auf die Normalentwicklung eine schnelle Umablagerung einzuwirken (Abb. 21).

In Finnland wird eine Bodenart als Ton bezeichnet, wenn sie über 30 Gewichtsprozent Körner von < 0.002 mm enthält. Keine einzige Probe besteht in ihrer Ganzheit aus Ton, denn normalerweise ist das eisrandnahe Sediment der Basalteile

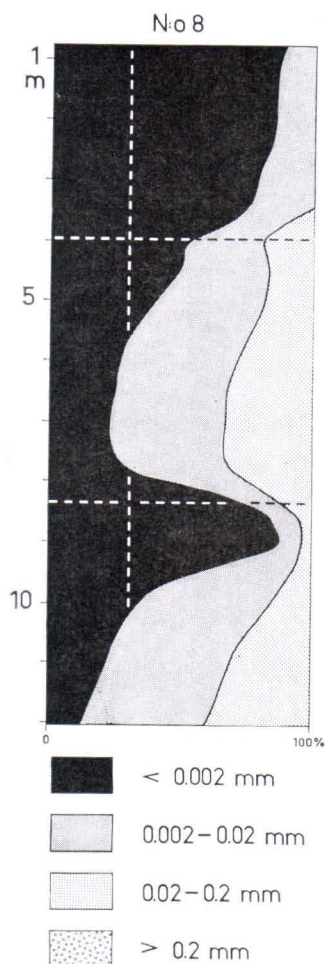


ABB. 21.

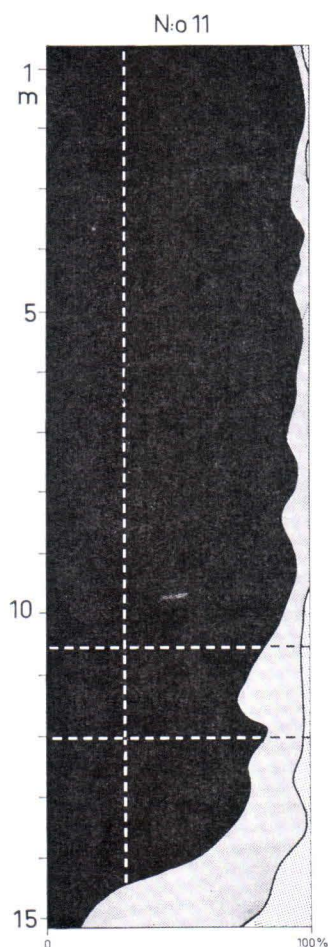


ABB. 22.

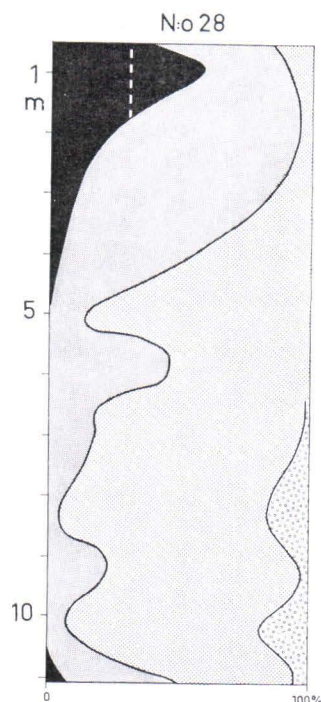


ABB. 23.

ABB. 21. Korngrössendiagramm. Probenreihe 8, Tuusula, Rusutjärvi. 1 Ton (> 0.002 mm), 2 Schluff (0.002—0.02 mm), 3 Feinsand (0.02—0.2 mm), 4 Grobsand (0.2 mm). Die senkrechte gestrichelte Linie bezeichnet von links her die Grenze von 30%. Zwischen den waagerechten gestrichelten Linien umgelagerter Ton/Schluff.

ABB. 22. Korngrössendiagramm. Probenreihe 11, Tuusula, Kellokoski. Zwischen den waagerechten gestrichelten Linien ist nach dem Abfließen des Baltischen Eissees während rd. 300 Jahren ein Tonhorizont vom diataktischen Typ entstanden.

ABB. 23. Korngrössendiagramm. Probenreihe 28, Vanaja, Harviala.

Schluff und Grobsand. Die Nähe des Gletscherflusses hat sehr deutlich auf die Korngrösse des Sediments eingewirkt. Seine gesamte Mächtigkeit beträgt bei Punkt 28 etwa 18.5 m, bei der Probenreihe 1.37—11.53 m (Abb. 23). Die Sedimente haben sich grösstenteils zur Entstehungszeit des etwa 0.5 km entfernten Oses abge-

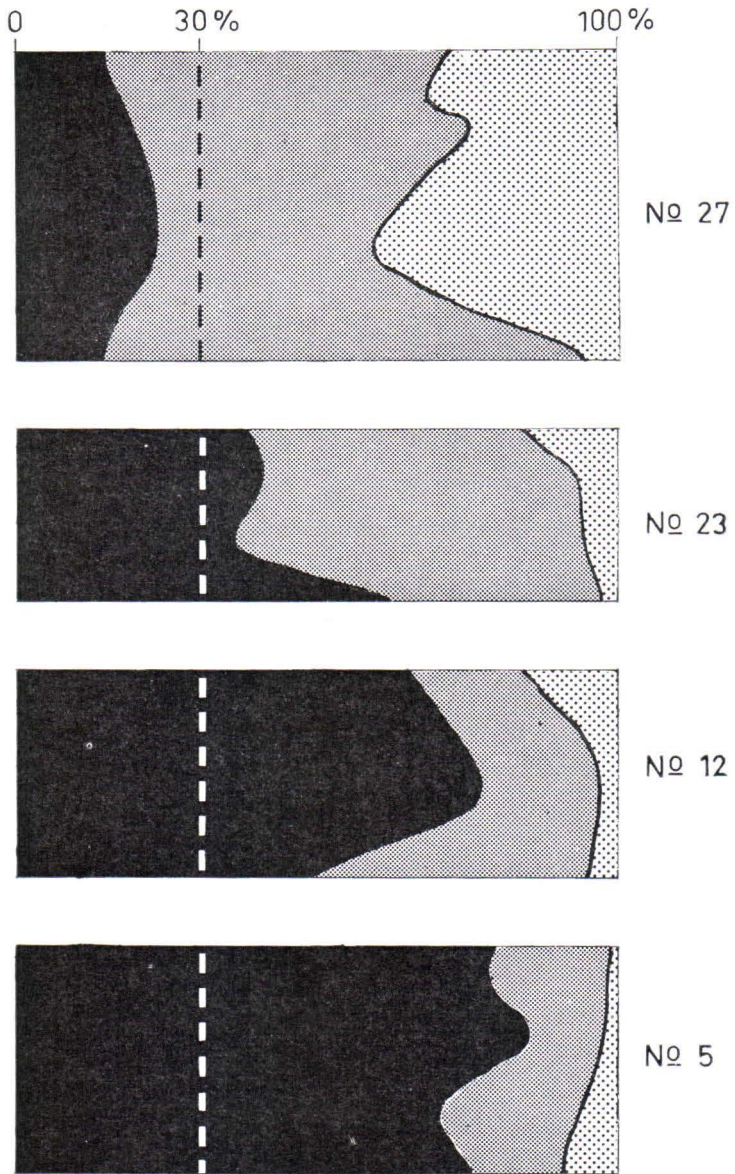


ABB. 24. Korngrössendiagramme vom Material des diatak-
tischen Tonpolsters. Des näheren im Text.

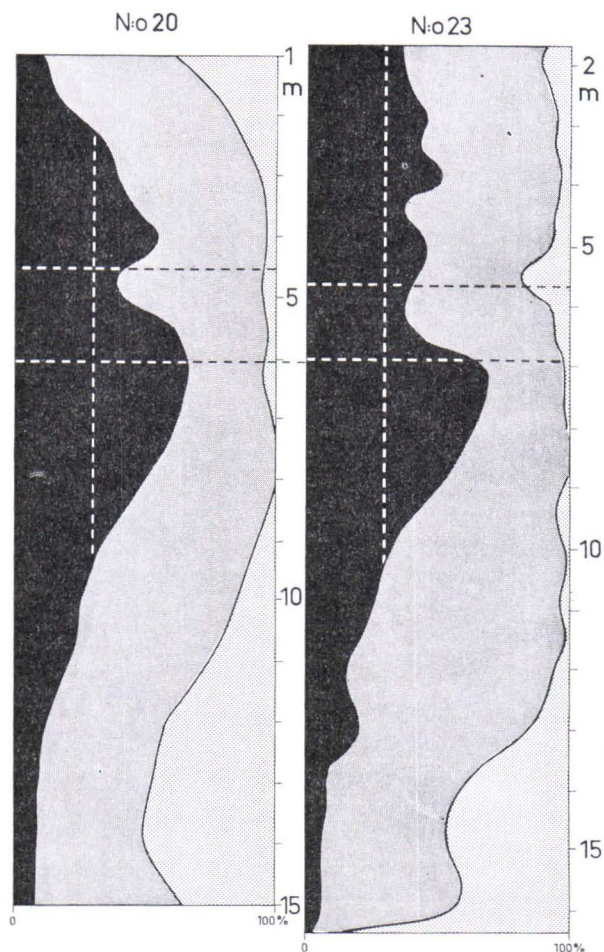


ABB. 25. Nebeneinanderstellung der Korngrössendiagramme zu den Probenreihen 20 (Hyvinkää, Kytäjä, Jukola) und 23 (Riihimäki, Herajoki). Erklärungen bei Abb. 21. Zwischen den waagerechten gestrichelten Linien hat sich nach dem Absinken des Baltischen Eissees während rd. 300 Jahren die Leitschicht abgelagert.

setzt, denn sie bestehen aus 16.5 m Schluff, Grobsand und Kies sowie nur 2 Meter Ton. Man kann auch sagen, dass das Sediment bei grosser Sedimentationgeschwindigkeit Schluff oder Grobsand ist.

Im grössten Teil des Untersuchungsgebiets finden sich die Durchbruchsschicht und darüber der diataktische Tonhorizont, dessen Ablagerungszeit etwa 300 Jahre umfasst. Da dieses Sediment im gesamten Gebiet zeitgleich ist, bietet es die Möglichkeit, den Wandel in der Korngrösse zu betrachten, indem man sich vom Eisrande,

wo die Verschwemmungen in das Sedimentationsbecken gelangen, entfernt. Aus Abb. 24 ist zu ersehen, dass das Sediment um so feiner wird, je grösser der Abstand von der Randlage des Inlandeises ist. Nahe dem Eisrand (Nr. 27) ist das Sediment Schluff, in 50 km Entfernung (Nr. 5) enthält es 60—70 % Ton.

Wassertiefe und Salzgehalt beeinflussen die Korngrösse erst nach Beginn des Yoldia-Stadiums. Südlich des I. Salpausselkä wird das Sediment nach Einsetzen der salzigen Phase des Yoldiameeres zu homogenem wie auch sehr schwerem Ton und bleibt es bis zur Oberfläche (Probenreihe 11, Abb. 22). Zu gleicher Zeit lagerte sich proximalwärts des I. Salpausselkä ein viel gröberes Sediment ab, das sich in einigen Fällen infolge der geringen Wassertiefe in ein schluffiges vom Typ einer Strandablagerung wandelte (Probenreihe 17).

Auf Abb. 25 sind die Korngrössenverteilungen der Probenreihen 20 und 23 nebeneinandergestellt. Der Abstand zwischen den Stellen beträgt 15 km, und sie gehören zu verschiedenen Becken. Die Sedimentationsverhältnisse sind jedoch in beiden Fällen nahezu gleich gewesen. Dies ist anschaulich in der Korngrössenverteilung zu erkennen. Nach Ansicht des Verfassers kann eine grobe Konnektion der Probenreihen im Gebiet eines und desselben Beckens lediglich auf Grund der Korngrössenverteilung vorgenommen werden. In dem oben dargestellten Fall ist die Konnektion auch zwischen zwei einander nahe gelegenen Becken möglich. Südlich des I. Salpausselkä ist eine derartige Konnektion in manchen Fällen ebenfalls sicher.

Die Sedimentationsgeschwindigkeit und ihre Schwankungen

Über die Ablagerungsgeschwindigkeit der warvigen Sedimente lässt sich eine Auffassung aus den Jahreswarvendigrammen gewinnen (z. B. De Geer 1940, Sauro 1918, 1923, Järnefors 1956, Bergström 1968). Um eine bessere Vorstellung zu vermitteln, ist die Sedimentationsgeschwindigkeit von drei Sedimentfolgen in der Abb. 26 etwas generalisiert dargestellt worden. Für sie gilt die berechnete durchschnittliche Jahreswarvendicke oder der jährliche Betrag der Sedimentation in Intervallen von 50 Jahren.

Die Diagramme über die Sedimentationsgeschwindigkeit der Serien 12 und 14 sind in Abb. 26 nebeneinandergestellt. Die Nebenordnung gründet sich darauf, dass das Alter des Untergrundes der Serien beinahe gleich ist und dass das Sinken des Baltischen Eissees sowie das Einsetzen der salzigen Phase des Yoldiameeres in beiden Serien festgestellt werden kann. Typisch für die Serien ist die verhältnismässig geringe Sedimentationsgeschwindigkeit auch in den Basalteilen der Ablagerungen oder also bei nahe gelegenen Eisrand. Die wichtigste Ursache der geringen Sedimentation dürfte darin bestehen, dass nahe den Probenstellen keine glazifluvialen Vorgänge stattgefunden haben. Die Sedimentationsgeschwindigkeit vermindert sich 400—600 Jahre nach der Befreiung vom Inlandeis auf 2—3 mm jährlich. Bei den Serien 12 und 14 bleibt die Ablagerungsgeschwindigkeit rd. 500 Jahre lang 2—3 mm, wonach sie bis auf 1—2 mm jährlich abnimmt und bei Serie 14 ganz aufhört. Diese Verminde-

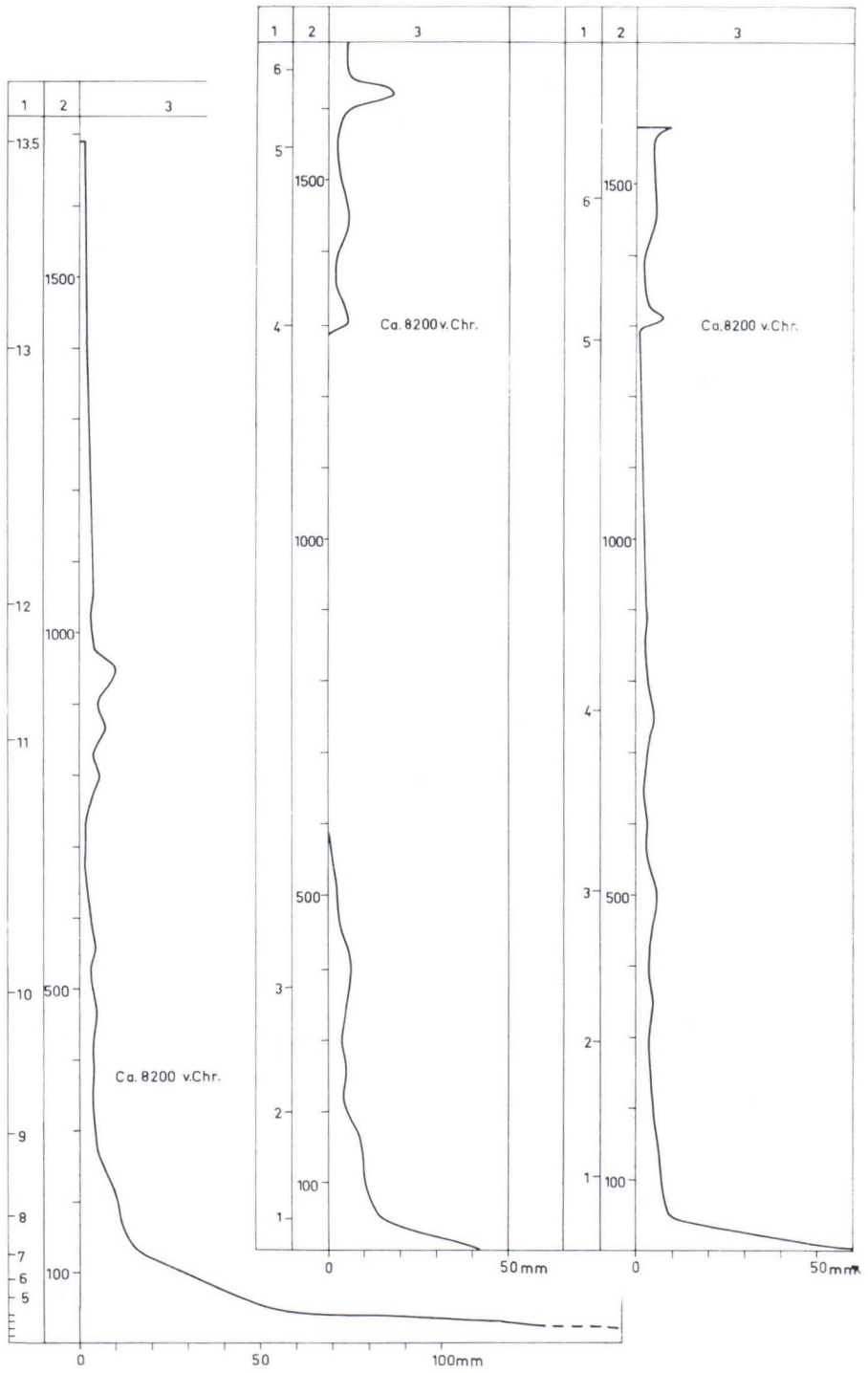


ABB. 26.

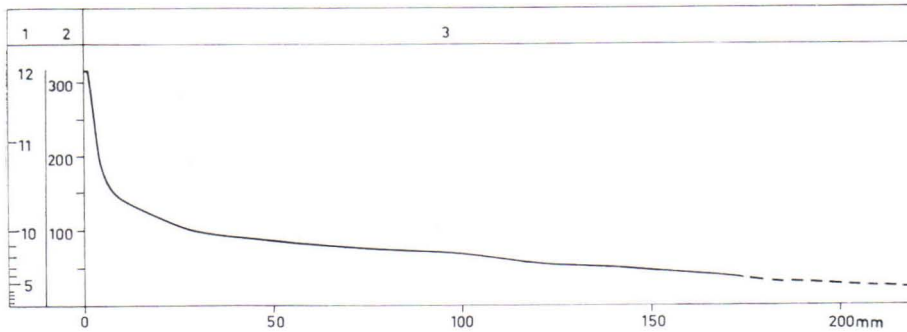


ABB. 27. Die Sedimentationsgeschwindigkeit der Probenreihe 27 schematisch wiedergegeben. Erklärungen bei Abb. 26.

Die Sedimentation liegt offenbar daran, dass der Rand des Inlandeises in dieser Phase schon 30—40 km entfernt in der Salpausselkäzone liegt.

Eine radikale Veränderung tritt ein in der Senkungsphase des Baltischen Eissees, als sich die Sedimentationsgeschwindigkeit plötzlich vervielfacht. Nach dem Einsetzen der salzigen Phase des Yoldiameeres kann die Sedimentationsgeschwindigkeit nicht mehr mit Sicherheit abgeschätzt werden.

Ignatius (1958) hat für die Sedimentationsgeschwindigkeit im Becken der Ostsee die Entwicklung eines anderen Typs dargestellt. Dort vermindert sich die Jahreswarvendicke von Zentimetern auf einige Millimeter schon hundert Jahre nach Beginn der Ablagerung. Derartige regionale Abweichungen sind gewiss auf die unterschiedliche Rückzugsgeschwindigkeit des Inlandeises zurückzuführen.

Serie 23, (Riihimäki, Herajoki) (Abb. 26) stammt aus der Gegend zwischen I. und II. Salpausselkä. Die regelmässig vor sich gehende Abnahme der Sedimentationsgeschwindigkeit in den ersten 700 Jahren erweist ein Abrücken des Inlandeisrandes von jener Stelle (vgl. Ignatius 1958). Es ist zu beachten, dass das verhältnismässig starke Absinken des Wasserspiegels, 25—30 m, sich in diesem Gebiet nicht wie in Uusimaa in der Sedimentationsgeschwindigkeit abzeichnet. Ihre Steigerung in 900—1000 Jahren, vom Untergrund an, bedeutet eine teilweise Abschnürung vom Becken.

In den Basalteilen von Probe 23 lagerte sich in rd. 200 Jahren ein Sediment von 8 m Mächtigkeit ab. Ein noch schnelleres Tempo verrät Serie 27 (Abb. 27). Die Probenstelle liegt in der Zone des II. Salpausselkä, wo starke glazifluviale Tätigkeit erscheint. Daher schichteten sich an dieser Stätte während der ersten 100 Jahre 10 m

← ABB. 26. Die Ablagerungsgeschwindigkeit der Probenreihe 23, Riihimäki, Herajoki, schematisch dargestellt (links). 1. die Mächtigkeit des Sediments, von der Basis der Lagerfolge an gemessen, 2. die während der Sedimentation abgelaufene Zeit in Jahren. 0 = Basis der Sedimentserie, 3. durchschnittliche Jahreswarvendicke. Nebeneinanderstellung der Kurven für die Sedimentationsgeschwindigkeit bei den Probenreihen 12, (Nurmijärvi, Raala) (in der Mitte) und 14, Tuusula, Jokela (rechts).

warvige Sedimente auf, und zwar in den ersten 8 Jahren etwa 25 cm je Jahr. Während der zweiten Hundertjahresperiode wurden nur noch 2 Meter Sedimente abgelagert.

In der Sedimentationsgeschwindigkeit bestehen also grosse regionale und auch örtliche Unterschiede. Zu dem gleichen Ergebnis ist in Schweden Bergström (1968) für die Zeit der jüngeren Rückzugsphase des Inlandeises gekommen.

MIKROFOSSILIEN

Diatomeen

Diatomeenuntersuchungen wurden über beinahe alle in Uusimaa entnommenen Probenreihen ausgeführt, am vollständigsten über die Reihen 1—4, 6—9, 13—16 und nur teilweise über die Reihen 20, 22, 23, 25, 26. Dadurch wurde versucht, Angaben über die Ablagerungsverhältnisse und -zeiten zu ermitteln. Die Ergebnisse blieben, mit Ausnahme der Postglazialtone, gering. Dies lag darin begründet, dass in den vor dem Ancyclusstadium abgelagerten Tonen kaum überhaupt Diatomeen anzutreffen waren (z. B. Probenbeschreibungen 1—5, 7, 20, 23). Offenbar sind die Verhältnisse in den Gewässern der Spätglazialzeit dem Wachstum der Diatomeen nicht zuträglich gewesen. Als ein weiterer beeinträchtigender Faktor kann die ganzjährige Eisdecke von Gewässern, zum mindesten die in klimatisch kalten Zeiten (Jüngere Dryaszeit) vorgekommene, in Betracht gezogen werden.

Diatomeen fehlen praktisch völlig in den in Uusimaa angetroffenen Sedimenten der salzigen Phase des Yoldiameeres. Die Sedimente sind sehr fetter, homogener oder geschichteter Ton, dessen vorherrschende Korngrösse unter 0.002 mm liegt. Die Grösse der Diatomeen wechselt im allgemeinen von 0.02—0.1 mm, d. h. die Diatomeen sind grösser als Mineralpartikeln. Es ist möglich, dass ein zur Zeit des Ablagerns vorhanden gewesener spärlicher Diatomeenbestand sich in gröberen Sedimenten seichteren Wassers angereichert hat. Tynni (1966) hat denn auch nahe dem Untersuchungsgebiet für das Yoldiameer typische Diatomeen in vielen kleinen Becken gefunden, die unweit der damaligen Strandlinie gelegen haben.

Aus einigen Bohrungsprofilen kann geschlossen werden, dass in jener Phase eine starke Sedimentation vor sich gegangen ist. Die durch sie veranlasste Trübung des Wassers kann eine Ursache des Ausbleibens von Diatomeen sein. Als eine weitere Ursache wäre zu erwägen, dass sich in den mittleren Teilen der Becken, wo die Proben entnommen worden sind, Diatomeen nicht abgesetzt haben. Auch ist das Lösen von Diatomeenschalen als Möglichkeit in Betracht zu ziehen.

Aufschlussreiche Resultate von Diatomeenuntersuchungen ergaben sich aus den chronologisch zur Yoldiameeresphase gehörenden Sedimenten nördlich des I. Salpausselkä. In den Ablagerungen der Spätglazialzeit sind auch in diesen Reihen keine Diatomeen vorgekommen, ebensowenig unmittelbar nach dem Absinken des Baltischen Eissees. Erst einige Jahrhunderte nach der Senkungsphase erscheinen zum erstenmal Diatomeen, die erweisen, dass das in das Ostseebecken gekommene salzige

Wasser zu jener Zeit, als das diatomeenhaltige Sediment entstand, zu keinem Einfluss auf die Probenahmebecken gelangt ist (s. Abb. 18). Dies schliesst die Möglichkeit nicht aus, dass der Salzgehalt im Verlaufe einiger, dem Absetzen des Sediments vorausgegangener Jahrhunderte das Gebiet erreicht hätte (vgl. E. Nilsson 1968, S. 24).

Die weiter unten dargestellten Verteilungen der Diatomeen haben sich aus den Reihen 20 und 23 ergeben. Die Basalteile des Sediments enthalten so gut wie keine Diatomeen. Beide Serien haben eine bedeutende Menge an Diatomeen erst an der Stelle umfasst, die chronologisch 500—600 Jahre nach dem Durchbruch des Baltischen Eissees liegt oder der Zeit von 7600—7700 v. Chr. entspricht. In beiden Fällen sind 100 Diatomeen ausgezählt worden. Bei zwei anderen Serien (22 und 26) haben sich für die gleiche Stelle der Lagerfolge gleichsinnige Ergebnisse herausgestellt. Die ökologische Gruppierung der Diatomeenflora ist hauptsächlich nach Hustedt (1930) und Cleve-Euler (1951—55) durchgeführt worden.

Reihe 20 (Tiefe 2.80 m) enthielt an Formen eines Grossees 63 %, an solchen eines Kleinsees 37 %. Am reichlichsten erschienen die Arten *Campylodiscus noricus*, *C. noricus* v. *hibernica*, *Melosira islandica* s. *helvetica*, *Surirella spiralis* und *Gyrosigma Kützingi* sowie die Gattung *Cymbella*. Mit Ausnahme der letzteren sind die Arten Grossee-Diatomeen, die auch in Sedimenten des Ancylussees vorkommen. In diesem Falle bezeugt die Diatomeenflora, dass die Sedimentation in einem grossen Becken vor sich gegangen ist, auf den das Salzwasser des Yoldiameres keinen Einfluss erlangt hat. Die Ancylus-Seephase kann aus zeitlichen Gründen nicht in Frage kommen.

Die Arten von Kleinseen umfassen entweder Diatomeen kleiner Becken oder solche von sog. Süss-Brackwasser. Zu ersteren gehören *Achnanthes flexella*, *Cymbella* ssp., *Frustulia vulgaris*, *Hantzschia amphioxys*, *Melosira distans* und *Synedra ulna* sowie letzteren *Gyrosigma scalproides* wie auch *Navicula placentula*, die beide in Ermangelung von Brackwasserdiatomeen zu den Süsswasserarten gezählt werden können.

Reihe 23 enthielt an Grosseearten 53 %, an Kleinsee- und Süss-Brackwasserarten 47 %. Am reichlichsten zeigten sich die gleichen Arten wie in Reihe 20.

Pollen

An Pollenuntersuchungen sind insgesamt acht Probenreihen zur Untersuchung gelangt. Drei davon sind in Abb. 28, 29 und 30 dargestellt. Bei allen sind die gleichen Symbole benutzt worden, die auf Abb. 28 zu sehen sind. In den Diagrammen hat als Veränderliche auf der Vertikalachse die gemäss der Jahreswarvenzählung festgelegte Zeit gedient. Aus diesem Grunde haben in den Diagrammen teilweise Mittelwerte benutzt werden müssen, weil die Proben ursprünglich mit gleich grossem Längenmass entnommen worden waren. Die in den Diagrammen angewandte Datierung gründet sich auf die chronologischen Ergebnisse des Verfassers. Die Pollenstatistik ist somit anders als üblicherweise dargestellt.

Aus den Diagrammen lässt sich auch ein Bild von der Geschwindigkeit der Sedimentation gewinnen, weil in einem jeden von ihnen die Dicke des Sediments, vom Untergrund an gemessen, dargestellt ist. Aus Abb. 28 ist sehr deutlich zu erkennen, dass die auf gleiche Vertikalabstände gegründete Probenahme zu einem chronologisch weniger sinnvollen Ergebnis führt. In diesem Falle haben sich während der ersten 300 Jahre 9 m Sedimente abgesetzt, hingegen in den letzten 700 Jahren nur etwa 2 Meter.

Die Herkunft des Pollens der Glazialtone hat Anlass zu mancher Auseinandersetzung gegeben. Die Auffassungen der Forscher weichen voneinander ab. Als erster hat Iversen (1936) die Sekundärität des Pollens der Glazialtone beachtet. In Finnland vertreten Sauramo (1949) und Donner (1951, 1958 und 1965) den Standpunkt, dass dieser Pollengehalt sekundärer Herkunft ist. Deswegen kann die Entwicklung der Vegetation nicht von dieser Grundlage aus erfasst werden. Donner und Gardemeister (1971) haben vor kurzem festgestellt, dass im Gebiet Somero in Südwestfinnland in Glazialtonen aufs neue abgelagerter Pollen der Eem-Interglazialzeit anzutreffen ist. Mölder, Valovirta und Virkkala (1957) sind der Ansicht, dass im Pollenbestand der Glazialtone die gleichen Schwankungen wie in den organischen Sedimenten zu erkennen sind. Bei ihrer Betrachtung der Entwicklungsphasen spätglazialzeitlicher Vegetation hat ihre Aufmerksamkeit den relativen Mengen sowie der Pollendichte von Kräutern und edlen Laubbäumen gegolten. Nach Tynni (1960) kann im Gebiet Askola festgestellt werden, dass die Mengenverhältnisse der Baumpollen z. B. in der Präborealzeit sowohl in den organischen als auch in den anorganischen Sedimenten einander ähnlich sind. Auch hat er in Tonprofilen der Spätglazialzeit deutliche Floratypen erkannt.

Die Reihen 20 und 23 stammen beide von der Proximalseite des I. Salpausselkä (Abb. 28 und 29). Beide lassen sich auch stratigraphisch korrelieren. Dadurch werden Vergleiche über die Pollenverteilung in Sedimenten gleichen Alters erhalten. Es sei angeführt, dass die Basis von Reihe 20 rd. 300 Jahre älter als die von Reihe 23 ist. Die vegetationshistorische Zonengrenze III/IV ist dem Jahre 8200 v. Chr. zugeordnet worden, weil diese Stelle der Schichtenfolge in den Sedimenten als sehr deutliche Grenzfläche hervortritt. Auf der anderen Seite bedeutet sie auch das Enden des Eisseestadiums der Ostsee.

In beiden Reihen ist *Betula* die vorherrschende Holzart von der Oberfläche bis zum Untergrund. Die Menge von *Pinus* wechselt zwischen 20 und 40 %. Ausserdem kommen in den Reihen *Alnus*, *Picea* und *Corylus* vor. Nach Heinonen (1957) sind diese Baumpollen auch in Moräne enthalten. Naturgemäss haben sich Pollen der Moräne in Glazialtonen aufs neue absetzen können, wie Sauramo (1949) und Donner (1951) angenommen haben.

Die Diagramme erweisen, dass zum mindesten in diesen Fällen die Zonengrenze III/IV nicht nach den Baumpollen festgelegt werden kann. Unter den zwergstrauch- und buschförmigen Pflanzen sind die *Ericales*-Gruppe sowie *Salix* recht aufschlussreich. Nach Donner (1958) ist die Tundravegetation bis zur frühen Postglazialzeit

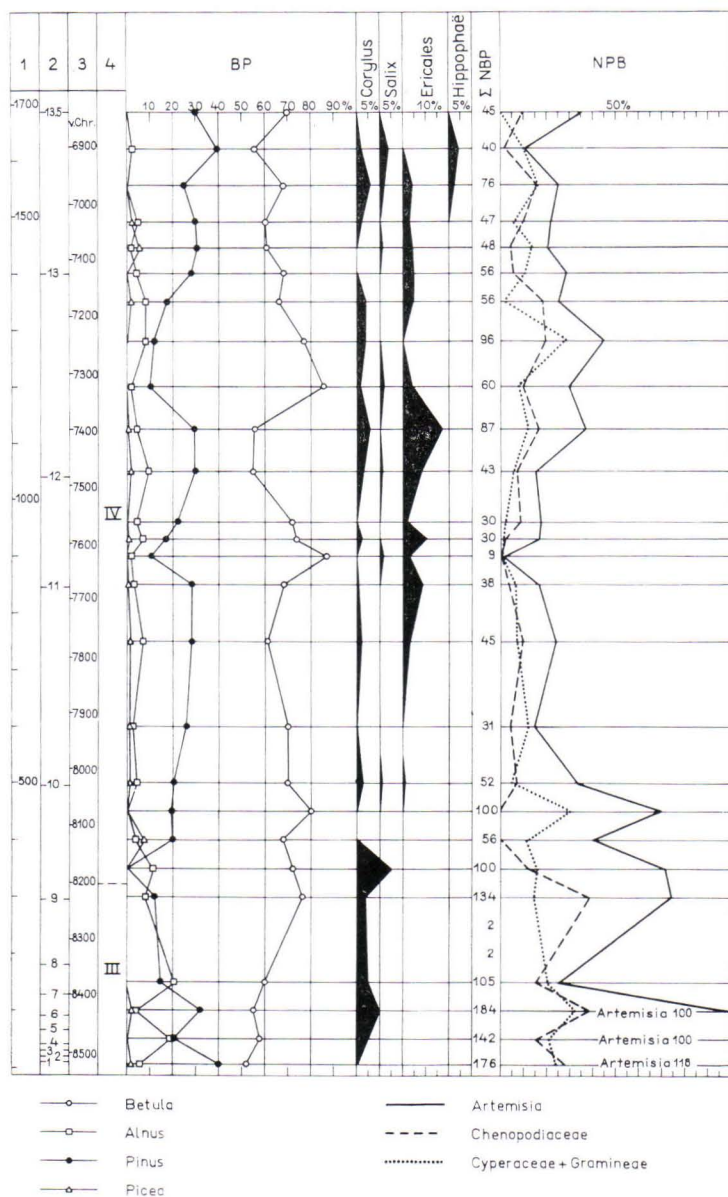


ABB. 28. Pollendiagramm über die Probenreihe 23 (Riihimäki, Herajoki). 1 die während der Sedimentation vergangene Zeit in Jahren, 2 die Menge des Sediments in Metern von der Sohle an, 3 Datierung der Probenreihe auf Grund der Jahreswarvenzählung, 4 Zonengliederung.

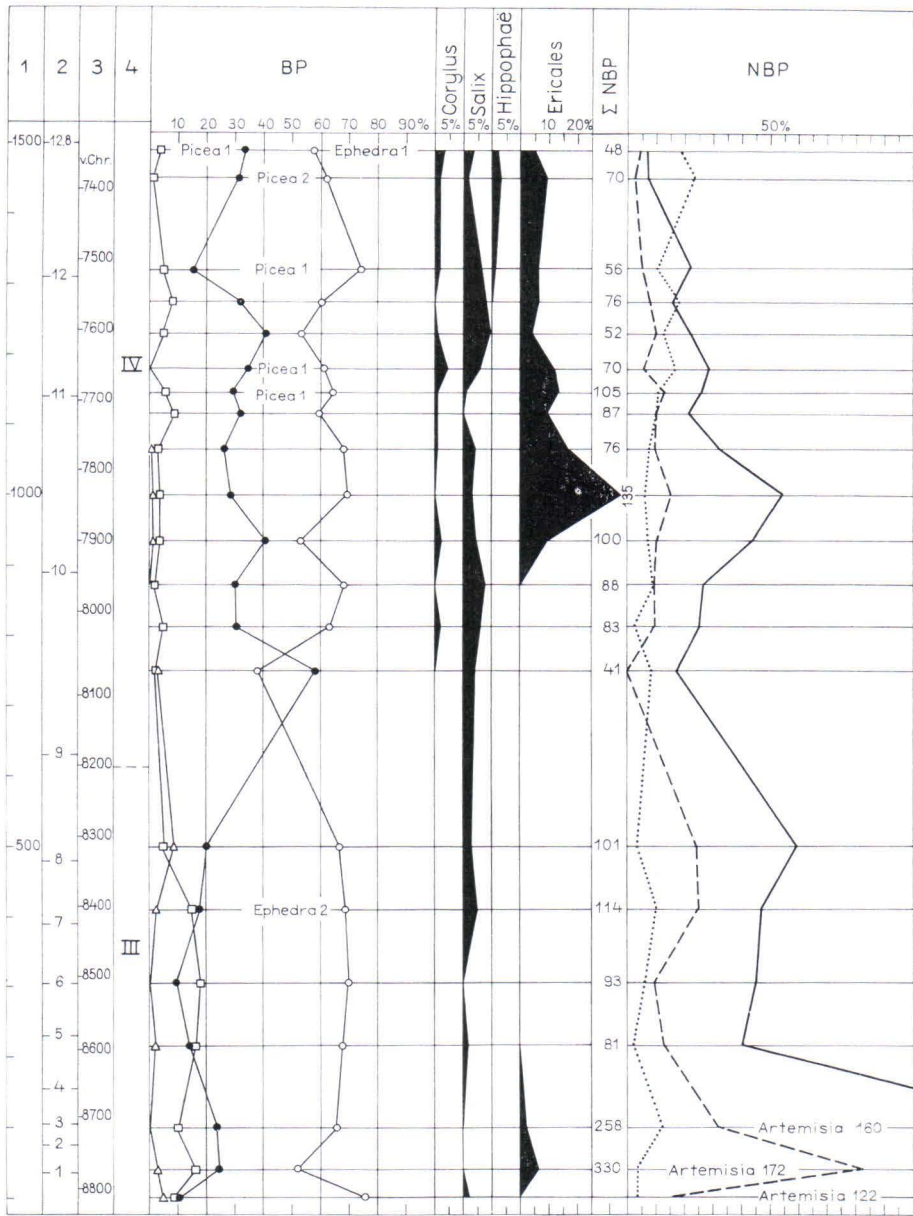


ABB. 29. Das Pollendiagramm für die Probenreihe 20 (Hyvinkää, Kytäjä, Jukola). Erklärungen bei Abb. 28.

ABB. 30. Das Pollendiagramm der Probenreihe 14 (Tuusula, Jokela). Erklärungen bei Abb. 28. →

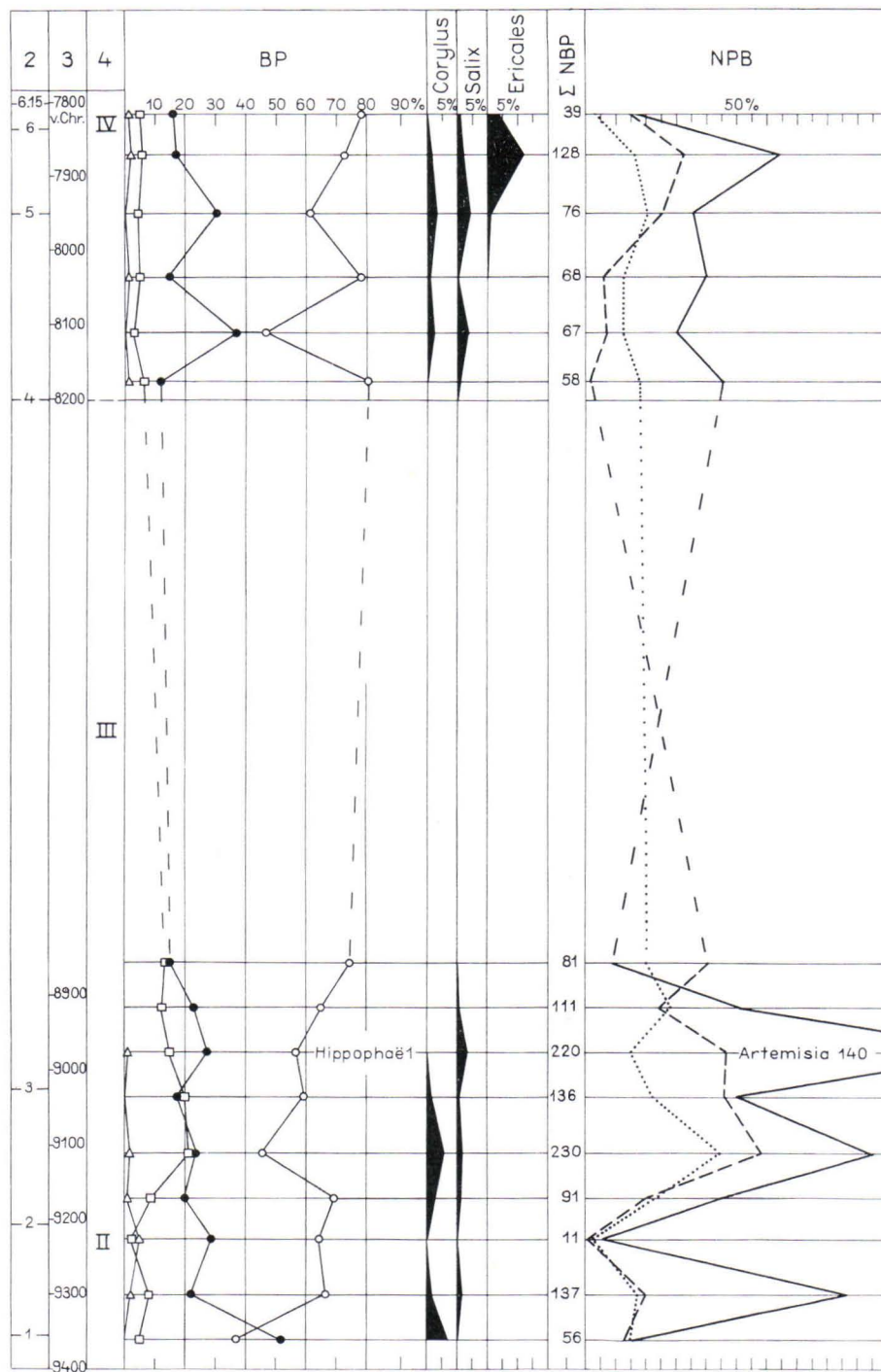


ABB. 30.

dem zurückweichenden Inlandeis nachgegangen (Zone IV). Die Ergebnisse des Verfassers stützen nicht völlig diese Auffassung. Die Pollen der *Ericales*-Gruppe erscheinen nämlich in beiden Reihen um 7800—8000 v. Chr. Damals lag der Rand des Inlandeises nach den Berechnungen schon 70—100 Kilometer weit von der Probenahmestellen entfernt. Wahrscheinlicher mutet es an, dass für die Pflanzen der *Ericales*-Gruppe geeignete Standorte in Nahgebieten reichlich vorhanden gewesen wären. Allmählich bezog Waldvegetation die Standorte, während sich die Pollen der *Ericales*-Gruppe zu vermindern begannen. Nach Tynni (1966, S. 78) setzte das Vorkommen der *Ericales*-Gruppe im Gebiet Askola in Uusimaa oft gegen Ende von Zone III ein, zu welcher Zeit das Inlandeis schon im Gebiet der Salpausselkä-Landrücken lag.

Dass Pollen der *Ericales*-Gruppe sowie von *Salix* in einer zeitlich beschränkten Zone aufzutreten beginnen, belegt, dass diese Pollen primär sind und aus nahen Gebieten trockenen Bodens herrühren.

Mit Bezug auf die NBP-Gruppe sind in den Diagrammen nur die je hundert Pollenkörner gezählte Gesamtmenge der Pollen sowie die Pollenmengen gewisser Gattungen und Familien dargestellt. Auf Grund der NBP-Werte kann in den Reihen 20 und 23 keine Grenze zwischen den Zonen III und IV gezogen werden. Diese Grenze ist in der Geschichte der Vegetation Südfinnlands meistens an einer Stelle zu ziehen, an der die Menge der NBP-Körner unter 30 % sinkt (Sauramo 1958, Donner 1965). In organischen Ablagerungen kann das Festlegen der Grenze möglich sein. Allerdings ist zu erkennen, dass in den hier dargestellten Diagrammen die Menge an Pollenkörnern der NBP-Gruppe je 100 BP-Körner in Zone IV allgemein unter 100, in Zone III hingegen 100—200, sogar auch mehr beträgt.

Die NBP-Gruppe besteht zu einem weit überwiegenden Teil aus der Gattung *Artemisia* und den Familien *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae* sowie *Gramineae*. Am reichlichsten erscheint *Artemisia*, die in diesem Gebiet als ein für Zone III typischer Pollen angesehen werden kann. Ausser den vorhergehenden zeigen sich in den Sedimenten auch Pollen der Familien *Rosaceae*, *Ranunculaceae* und *Cruciferae*. Die in Dänemark (Iversen 1954, Krog 1954) und Südschweden (Erdtman 1946, T. Nilsson 1964) für organische Sedimente erhaltenen Pollenstatistiken entsprechen bei Zone III ziemlich gut den Befunden über die Reihen 20 und 23.

Im Pollendiagramm zu Reihe 14 (Abb. 30) besteht in der Lagerfolge eine Lücke, die durch sedimentstratigraphische Korrelation festgestellt worden ist. Der Hiatus entfällt chronologisch auf Zone III, die also in der Reihe ausbleibt. Bei Untersuchung nach der üblichen Pollenmethode hätte die Lücke unmöglich erkannt werden können. Es sei angeführt, dass sich gemäss vielen anderen Probenreihen im gleichen Zeitabschnitt viele Meter von Sedimenten abgesetzt haben.

Nach Ansicht des Verfassers können die Lücken spätglazialzeitlicher warviger Sedimente in diesem Gebiet nicht nach der Pollenmethode festgestellt werden. Die Zonengrenze III/IV lässt sich in gewissen Fällen durch Pollen der *Ericales*-Gruppe sowie von *Salix* ermitteln. Wenn nach anderen Methoden sichere Horizonte der

Spätglazialzeit datiert werden, lassen sich auf Grund der Pollendichte und -flora vielleicht aufschlussreiche Ergebnisse erzielen. Je dickwarviger ein Sediment ist, um so weniger eignet es sich jedoch für die Pollenmethode, weil die reichliche Sedimentation die Pollendichte vermindert.

STRATIGRAPHISCHE RESULTATE

Die stratigraphische Korrelierung der Tone und ihre Nebeneinanderstellung können unter Anwendung einer oder mehrerer Variablen vorgenommen werden. Z. B. die Stratigraphie der Postglazialtone lässt sich grossenteils auf die Mikrofossilien gründen. Antevs (1915, S. 365—366) stellte als erster die stratigraphische Korrelationsmethode für Glazialtone dar. Er benutzte deutlich zu unterscheidende Tonhorizonte als Stütze der Jahreswarvenkonnektion. Sauramo (1923, S. 12—13) stellte erst, wie Antevs, die grossen Einheiten, die Fazies, nebeneinander, dann die einzelnen Jahreswarven der Fazies. Auf diese Weise konnte er die auf einen blossen Vergleich von Jahreswarvendigrammen eingehenden Fehlermöglichkeiten vermeiden. Die Nebenordnung von Tonhorizonten ist jedoch um so unsicherer, je kürzer die Lagerfolgen sind, die man benutzt. Der Mangel an tiefen Schnitten zwang Sauramo dazu, stratigraphische Korrelationen auf langen Zwischenstrecken herzustellen (s. 1918, S. 15 und S. 28). Hughes (1965, S. 548) hat die von Sauramo entwickelte stratigraphische Korrelationsmethode angewandt.

In Finnland hat nach Sauramo nur Ignatius (1958 a, 1968 und 1971) die Stratigraphie der Tone untersucht. Er hat im Gebiet der Ostsee folgende auf Sedimentfazies und -eigenschaften gegründete Einteilung gebraucht: 1. eisrandnahe, dickwarvige Sedimente, 2. dünnwarvige Sedimente im Vorland des Inlandeises, 3. homogene oder mikrowarvige Postglazialsedimente. Auch hat er (Ignatius 1958, S. 140) den Gedanken dargestellt, die auf basale Jahreswarven warviger Sedimente gegründete Chronologie mit Hilfe von Pollenstratigraphie jüngerer Sedimente fortzuführen. Leider sind die Tone des Untersuchungsgebiets nicht für die Anwendung dieser Methode geeignet.

Bergström (1968, S. 24) hat in Mittelschweden die Tonsedimente in folgende stratigraphische Einheiten eingeteilt: postglaziale Deltasedimente von Flüssen, homogene Sedimente des offenen Meeres und spätglaziale Jahreswarvensedimente. Gudelis und Mikaila (1960) haben in der Stratigraphie der Glazialtone in litauischem Gebiet als Grundlage Korngrösse, Sedimentationsgeschwindigkeit/Jahreswarvendicke sowie gegenseitigen Vergleich von Sommer- und Winterteilen der Jahreswarven benutzt. Auf Grund dieser Gegebenheiten haben sie die Intervalle von Klima und Sedimentation unterschieden.

Die vom Verfasser angewandte stratigraphische Gliederung gründet sich in erster Linie auf deutliche Leithorizonte, weil deren Vorkommen im Untersuchungsgebiet schon in den Anfängen dieser Forschungsarbeit leicht festzustellen war. Die Unter-

lagen für die stratigraphischen Nebeneinanderstellungen sind Struktur, Korngrösse, Sedimentationsgeschwindigkeit der verschiedenen Horizonte sowie die auf ihre Sedimentation hingegangene Zeit und in gewissem Masse Mikrofossilstatistiken.

Die Probenreihen des Untersuchungsgebiets sind in Beil. II untereinander schematisch korreliert worden. Ausserdem sind die Gegenden dieses Raumes in vier stratigraphisch unterschiedliche Zonen zerlegt und diese wiederum miteinander korreliert worden (Abb. 31).

In Beil. II sind die Höhen der ehemaligen Strandflächen Yoldia I, Ancylus I und Litorina I eingezeichnet. Zu diesem Zweck ist gegen die heutigen Isobasen (Kääriäinen 1963) rechtwinklig eine Linie gezeichnet (Beilage I), auf die die Strandhöhen projiziert worden sind. Das oberste Niveau des Litorinameeres (L I) und das des Ancylussees (A I) sind nach Hyypä (1963) eingetragen. Die Höhe der obersten Yoldiaphase (Y I) ist unsicherer. Zugrunde liegen ihr das nach dem Abfluss des Baltischen Eissees entstandene Plateauniveau proximalseits des II. Salpausselkä sowie die von Hyypä (1963) und Tynni (1966) erarbeiteten Werte für den mittleren Teil des Untersuchungsgebiets. Der Gradient des so gewonnenen Niveaus beträgt reichlich 80 cm/km. In Hyvinkää beläuft sich die Höhe des Niveaus Y I auf etwa 95 m. Saaramo (1958) hat in demselben Gebiet als Höhe des obersten Yoldia-Niveaus 110 m—112 m erhalten, aber das Ergebnis gründet sich nicht auf Mikrofossiluntersuchungen. Die Höhen der Plateauniveaus des I., II. und III. Salpausselkä stützen sich auf Kartenanalysen und zuvor ausgeführte Forschungen. Die dem Yoldia zeitlich vorausliegenden Ostseephasen werden in dieser Arbeit als Baltischer Eisse (B) bezeichnet.

I. Küstenzone

Zu dieser Zone (Abb. 31) gehören die Probenserien 1—5. Typbeispiel ist Serie 3 (Abb. 32). Die Mächtigkeit der Tonablagerungen beläuft sich in dieser Zone allgemein auf 15—20 m, kann aber auch beträchtlicher sein. Typisch für die Tonablagerungen der Küstenzone ist die homogene oder symmetrischwarvige Struktur. Die obersten Teile der Ablagerungen umfassen entweder litorina- oder ancyluszeitlichen Ton. Das Vorkommen der Litorinasedimente scheint fleckenhaft zu sein. Obgleich die Serien 1 und 2 deutlich unterhalb des Litorinaniveaus liegen (Beil. II), enthalten sie keine Sedimente dieses Stadiums. Dagegen sind Sedimente des Ancylus-Stadiums in jeder Serie anzutreffen. Während dieses Stadiums ist die Sedimentation offenbar zeitweilig schnell gewesen. Die Tone beider Stadien sind entweder homogen oder geschichtet. Sie sind oft sulfidhaltig. Im unteren Teil der Ancylustone tritt eine sehr starke Sulfidschicht auf, wie auch in den Sedimenten des Bottnischen Meerbusens (Ignatius, Kukkonen und Winterhalter 1968, S. 132).

Die wahrscheinlich yoldiazeitlichen Tone, deren Ablagerungsverhältnisse nicht durch Mikrofossilien haben bestätigt werden können, sind dunkelgrau, und ihr Material ist sehr schwerer Ton. Warviger Ton erscheint aus einer Zeit von einigen hundert Jahren in den Sohlenteilen der Lagerfolgen. Der warvige Ton ist von rötlicher

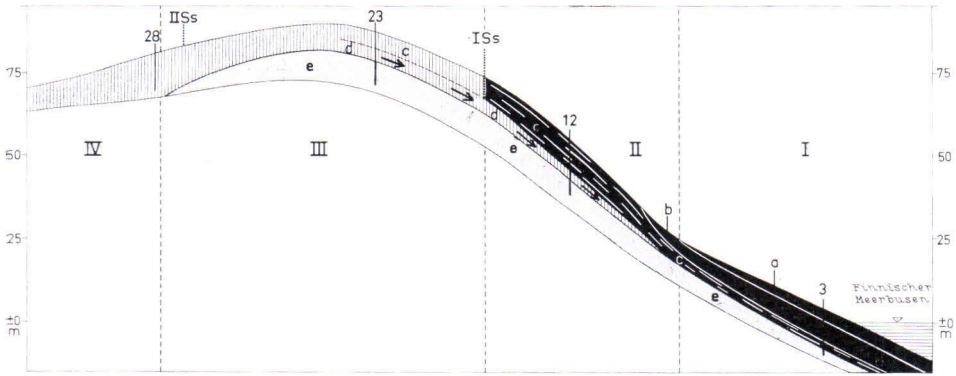


ABB. 31. Die Stratigraphie der Tone des Untersuchungsgebiets schematisch nach Zonen dargestellt. I Küstenzone, II Vorland des I. Salpausselkä, III Zone des I. und II. Salpausselkä, IV das Gebiet proximalseits des II. Salpausselkä.

3, 12, 23 und 28 erweisen die Lage der Beispiel-Probenserien. a Litorin-Ton, b Ancyclus-Ton, c Yoldia-Ton, distalseits des I. Salpausselkä ist der Ton geschichtet oder homogen, proximalseits diataktisch, d der nach dem Durchbruch des Baltischen Eissees während rd. 300 Jahren entstandene diataktische Tonhorizont, e im Baltischen Eisseestadium abgesetzter rötlicher, in seinem oberen Teil symmetrischer Ton.

Farbe. Die Warvigkeit ist meistens schwach ausgebildet, und in ihr zeichnen sich Lücken ab, so dass die Tone weder für Jahreswarvenmessung noch für Konnektierung geeignet sind. Die Serien können nur für den Teil der Litorina- und der Ancyclus-sedimente korreliert werden. In Serie 5 tritt ein schwach ausgebildeter diataktischer Leit-horizont hervor, der während der Abflussphase des Baltischen Eissees entstanden ist. Dieser Horizont ist mit Zone II zu korrelieren.

II. Vorland des I. Salpausselkä

Zu der Zone gehören die Serien 6—16 (Beil. II und Abb 31). Beispielserie ist Nr. 12 Nurmijärvi, Raala (Abb. 32).

Die Tonsedimente der Zone unterscheiden sich stratigraphisch von denen der Zone I in zweierlei Hinsicht: die Grenzen der Tonhorizonte sind sehr deutlich, und der Anteil der warvigen Tone an der Mächtigkeit ist gross.

In den oberflächlichen Teilen der Ablagerungen könnten Sedimente des Ancyclus-Stadiums bis zur Bohrstelle 12 vorkommen, aber sie sind nur in Serie 7 festgestellt worden. Sehr typisch für die Zone ist ein dunkelgrauer, sehr schwerer, meistens homogener Tonhorizont, dessen Mächtigkeit von einigen bis zu zehn Metern wechselt. Er hat sich nach Ansicht des Verfassers im salzhaltigen Yoldiameer abgesetzt. Die Sedimentation des Horizonts ist an gewissen Stellen schnell vor sich gegangen, weil die theoretische Sedimentationszeit verhältnismässig kurz ist.

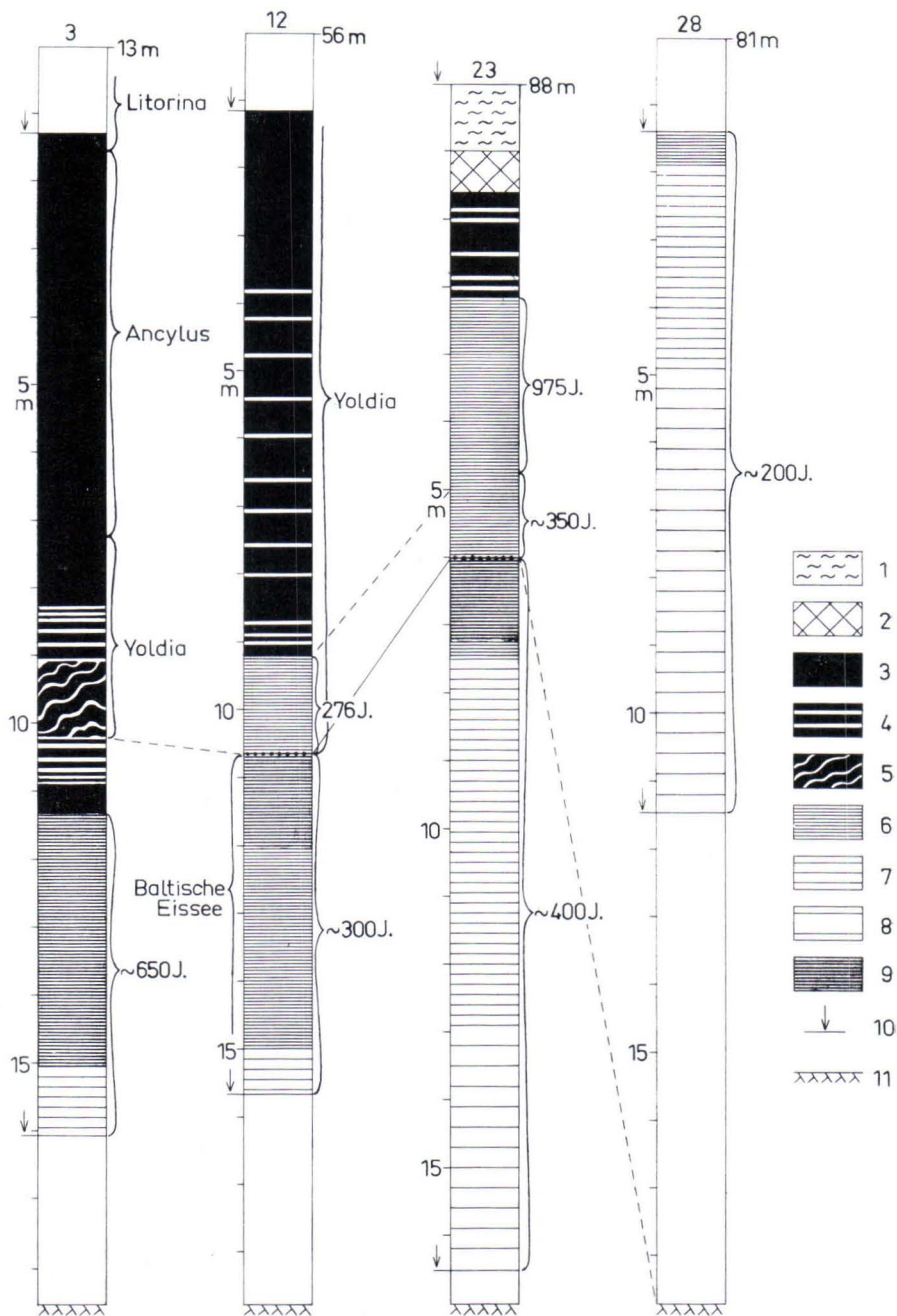


ABB. 32. Die Probenserien aus jeder stratigraphischen Zone des Untersuchungsgebiets (s. Abb. 31).

1) Torf, 2) Gyttya, 3) homogener Ton, 4) geschichteter Ton, 5) die Struktur des Tones gestört, 6) diataktischer Ton, Jahreswarven von mm-Dicke, 7) wie 6, Jahreswarven von cm-Dicke, 8) wie 6, Jahreswarven von dm-Dicke, 9) symmetrischer Ton, 10) Länge der Probe, 11) Basis des Jahreswarvensediments, Sondierungstiefe.

Unter jenem Horizont lagert der weiter oben (s. S. 40—42) angeführte Leit-horizont, ein diataktisches Lager, dessen Ablagerung unmittelbar nach dem Abfließen des Baltischen Eissees vor sich gegangen ist. Es umfasst 240—400, meistens um 270 Jahreswarven. Das Schwanken in der Anzahl der Jahreswarven lässt erkennen, dass die Wirkung der Salzigkeit des Yoldia-Stadiums auf die Sedimentation zu verschiedenen Zeiten je nach der Lage der Stelle einsetzte. Nach E. Nilsson (1968) dauerte das Anrücken der Salzigkeit des Ozeans in der Gegend von Stockholm etwa 200 Jahre. Donner (1969) hat die von Sauramo dargestellte Fazieswandlung, die sich 292 Jahre nach dessen Jahr 0 vollzogen hat, als die gleiche Erscheinung gedeutet.

Die Durchbruchsschicht des Baltischen Eissees ist in allen Sedimentreihen der Zone zu erkennen. In einigen Fällen ist der sie unterlagernde Ton erodiert worden.

Im Basalteil der Tonablagerungen tritt rötlicher, darin zuoberst symmiktischer Ton auf, der sich im Baltischen Eissees aufgeschichtet hat. Weder die Struktur noch die Korngrösse der Sedimente erweist, dass im Ostseebecken beachtliche Veränderungen im Wasserstand eingetreten wären.

Über die Ursachen der symmiktischen Jahreswarvenstruktur sind auf den S. 41—43 Vermutungen dargestellt worden. Die Menge der Jahreswarven dieses Horizonts beläuft sich auf einige hundert bis 1 200. Die grossen Unterschiede in der Anzahl der Jahreswarven einander nahe gelegener Serien verraten ein stellenweises Aufhören der Sedimentation. Dies hat offenbar am Zurückweichen des Eisrandes auf die Proximalseite des I. Salpausselkä gelegen, wahrscheinlich aber auch an den Strömungsverhältnissen. Die Serien von Zone II lassen sich mit Sicherheit stratigraphisch miteinander korrelieren. Dadurch ist es möglich, das Aufhören der Sedimentation festzustellen sowie die Mindestzeit zu ergründen, in der die einzelnen Teile der Zone unter dem Eise hervorgetreten sind. Mit Hilfe der Durchbruchsschicht ist die Zone auch mit Zone III zu korrelieren.

III. Zone des I. und II. Salpausselkä

Hierher gehören die Serien 17—27. Typbeispiel ist Serie 23 (Abb. 32). Die Mächtigkeit der Tonablagerungen beträgt in den Becken 10—15 m. In den oberflächlichen Teilen einiger Serien erscheinen zwar geringmächtige homogene Tone und Gyttjatone flachen Wassers, aber die Probenserien der Zone sind im allgemeinen von der Oberfläche bis zum Untergrund warviger Ton/Schluff. Aus diesem Grunde sind sie vom Blickpunkt der Konnektionen und der auf sie gegründeten Chronologie von Bedeutung.

In der Zone sind im allgemeinen nur zwei stratigraphische Einheiten anzutreffen: oberer grauer Ton vom diataktischen Typ und basal zuoberst symmiktischer, weiter abwärts diataktischer rötlicher Ton. Diese Horizonte sind leicht voneinander zu unterscheiden, obgleich die an ihrer Grenze liegende Durchbruchsschicht nicht so deutlich wie in vielen Fällen von Zone II hervortritt. Diese Schicht enthält oftmals keine groben Sedimente, was offenbar darauf zurückzuführen ist, dass die Proben

in den tiefsten mittleren Teilen der Becken entnommen worden sind (s. S. 38—40). An der Beobachtungsstelle von Karkkila weist jedoch die Durchbruchsschicht deutliche Anzeichen von Umlagerung und starker Strömung auf. Von der Durchbruchsschicht an wird der Ton gröber als der unterlagernde (Abb. 25), was eine Verseichung des Wassers bezeugt. In Serie 17 verändert sich der Ton nach der Durchbruchphase noch radikaler, weil er trotz seiner Warvigkeit in einen Typ von Uferablagerung übergeht.

Das Aufschichten der Tone ist von der Durchbruchsschicht an in dieser Zone unter deutlich anderen Verhältnissen als südlich des I. Salpausselkä geschehen. Nimmt doch in letzterem Gebiet rd. 300 Jahre nach dem Durchbruch des Baltischen Eissees ihren Anfang eine marine Fazies, homogener Ton. In Zone III hingegen sind in der Struktur der Tone oder im Diatomeenbestand keine Anzeichen von marinen Verhältnissen zu erkennen (S. 52). Dies lässt sich dadurch erklären, dass bei Beginn des Yoldia-Stadiums der Rand des Inlandeises noch nahe gelegen war, wobei von da aus salzloses Wasser herbeiströmte (Sauramo 1923). Auch später noch blieben die Tonbecken der Zone durch schmale und seichte Sunde mit der übrigen Ostsee in Verbindung (Karte Abb. 18). Es kann von Lagunenverhältnissen eines flachen, salzlosen oder salzarmen Gewässers die Rede sein.

Die Anzahl der Jahreswarven des unter der Durchbruchsschicht vorhandenen rötlichen Horizonts vermindert sich gegen den II. Salpausselkä stufenweise von rd. 700 auf etwa zweihundert. Dies erweist, dass sich das Inlandeis im Rückzuge stufenweise der Zone des Absinkens des Baltischen Eissees nähert. Durch Korrelieren der Tonhorizonte der Zonen II und III ist es möglich, zu einer Beurteilung über die Dauer der Entstehungszeit des I. Salpausselkä zu gelangen.

IV. Das Gebiet proximalseits des II. Salpausselkä

Die Zone umfasst die Serien 28—31. Beispielserie ist 28 (Abb. 32). Die Stärke der Ablagerungen ist in dieser Zone bedeutend geringer als in den übrigen. Die Mächtigkeit der warvigen Sedimente kann sich auf 10—20 m belaufen, aber solchenfalls ist das Material schnell abgesetzter Schluff oder Grobsand (Abb. 23 und 27).

Das Probenmaterial belegt, dass die Sedimentation der Tone während der gesamten Ablagerungszeit unter unveränderten Verhältnissen vonstatten gegangen ist. Die Absetzgeschwindigkeit verringert sich naturgemäss mit weiterer Distanzierung des Inlandeises. Der Ton ist in allen Proben von diataktischem Typ, was Süswasserumstände voraussetzt. Doch liessen sich in geeigneten Hohlräumen im salzhaltigen Yoldiameer abgesetzte Sedimente finden.

Bei den Tonen der Zone ist eine stratigraphische Korrelierung mit den übrigen Zonen undurchführbar, weil deutlich umgrenzte Tonhorizonte fehlen und auch ein Weiterhelfen von Mikrofossilienuntersuchungen ausbleibt.

Übersicht über die stratigraphischen Korrelierungen Sauramos

Da die Ergebnisse des Verfassers in vielen Punkten von den bei Sauramo dargestellten stratigraphischen Korrelierungen abweichen, wird im folgenden ein Vergleich dargestellt. Sauramo gliederte die Rückzugsphasen des Inlandeises im Untersuchungsgebiet mittels stratigraphischer Korrelation in verschiedene Phasen: a Ss = Rückzugsphase des Inlandeises vor Entstehung des I. Salpausselkä, I Ss = Entstehungszeit des I. Salpausselkä, i Ss = Rückzug des Inlandeises zwischen I. und II. Salpausselkä, II Ss = II. Salpausselkä-Phase, Abflussphasen des Baltischen Eissees sowie das Jahr ± 0 in Sauramos Chronologie.

a Ss-Horizont. Sedimente dieser Phase hat Sauramo aus Schnitten von Jokela (1923, S. 14, 1918, Beilage IV) beschrieben. Gemäss ihm gehören zum a Ss-Horizont in Jokela die 120 untersten Jahreswarven. Werden dazu Sauramos I Ss-Jahreswarven, 225 Jahre, gezählt, so ergeben sich insgesamt 345 Jahre. Nach dem nun dargestellten Material macht der entsprechende Zeitraum jedoch etwa 1200 Jahre aus. Zwar umfasst die Bohrprobe von Jokela nur 550 Jahreswarven, aber deren Abbrechen ist darauf zurückzuführen, dass die Sedimentation an dieser Stelle viele hundert Jahre aussetzte, um nach dem Durchbruch des Baltischen Eissees aufs neue zu beginnen.

I Ss-Horizont. Nach Sauramo umfasst dieser Horizont 225 Jahre und endet mit dem Abfliessen des Baltischen Eissees 435 Jahre vor dem Jahre ± 0 in Sauramos Chronologie. Gemäss dem neuen Material ist Sauramos I Ss-Horizont der obere Teil der zum symmetrischen Typ zählenden rötlichen Tonablagerung, die überall in Uusimaa vorkommt. Eine sichere chronologische Stellung von Sauramos Horizont I Ss kann auf Grund der Serie von Jokela nicht festgelegt werden, weil in der Lagerfolge ein umfassender Hiatus klappt. Die Durchbruchsschicht hingegen ist im Zusammenhang mit dem endgültigen Absinken des Baltischen Eissees entstanden. Die Struktur der während der I. Salpausselkä-Phase abgesetzten Sedimente spricht nicht für einen damals im Ostseebecken eingetretenen, bedeutenden Durchbruch des Baltischen Eissees, einen Vorgang, zu dessen Zeit nach Sauramo der Ostseespiegel um 25 m sank.

i Ss-Horizont. Sauramo rechnete auf Grund des Schnittes von Jokela als zeitliche Dauer dieser Phase 251 Jahre. Dort liegt der diataktische Horizont auf der Durchbruchswarve. Es ist schon bewiesen worden, dass dieser Horizont nach dem endgültigen Abfliessen des Baltischen Eissees entstanden ist, als der Rand des Inlandeises proximalwärts des II. Salpausselkä gelegen hat. In dem Horizont kann nach Ansicht des Verfassers die auf das Einfliessen der Salzigkeit des Ozeans vergangene Zeit nach dem Absinken des Baltischen Eissees ausgezählt werden.

II Ss-Horizont. In erster Linie nach den Schnitten von Leppäkoski und Lahti rechnete Sauramo (1923, S. 29—30) als Dauer dieser Phase 185 Jahre. Er korrelierte den Horizont II Ss mit dem in Jokela vorkommenden dunklen Horizont schweren Tones (Sauramo 1923, Beilage IX). Nach der Auffassung des Verfassers ist Sauramos II Ss-Horizont in Leppäkoski etwas älter als das endgültige Absinken des Baltischen

Eissees, in Jokela hingegen um 300—600 Jahre jünger als jener Durchbruch. In Jokela hat sich der Horizont in der salzigen Phase des Yoldiameeres abgesetzt.

Das Jahr ± 0 . Sauramo (1923, S. 87) hat eine in den Sedimenten sichtbare Fazieswandlung als das Jahr ± 0 seiner Chronologie angesetzt. Nach Meinung des Verfassers ist sie auf das Abfallen des Baltischen Eissees in das Niveau des Ozeans zurückzuführen. Das 292 Jahre später (Sauramo 1958, S. 445, 270 Jahre) liegende Einsetzen einer marinen Fazies bezeichnet hingegen nach dem Verfasser den Beginn des salzigen Yoldia-Stadiums. Zu demselben Ergebnis ist auch Donner gekommen (1969, S. 147).

Die in Sauramos stratigraphische Korrelationen eingehenden Deutungen sind offenbar darauf zurückzuführen, dass ihm keine Möglichkeiten geboten waren, namentlich aus der Zone der Salpausselkäs ein hinreichendes Material beizubringen. Daher wurden die an die Rückzugsphasen des Inlandeises und die Geschichte der Ostsee gebundenen Horizonte zum Teil fehlerhaft gedeutet oder korreliert. Andererseits lässt das Material des Verfassers erkennen, dass es zum mindesten in diesem Gebiet unmöglich ist, z. B. die zeitliche Dauer des I. Salpausselkä-Stadiums zu bestimmen. Dasselbe gilt auch für das II. Salpausselkä-Stadium, weil es eine Komplexbildung ist und das Ergründen seiner Genese zahlreiche Bohrungen voraussetzt. Auch mögen neue Schnitte Aufschluss über die Entstehungsgeschichte beider Formationen bringen.

CHRONOLOGISCHE RESULTATE

Die Jahreswarvenkonnektionen sind in den Beilagen III und IV dargestellt. Die in die Konnektionen eingehenden Fehlermöglichkeiten können nicht gross sein. Dies liegt daran, dass man beim Erarbeiten der Konnektionen durch stratigraphische Methoden und dadurch, dass die Gesamtmengen der Jahreswarven gewisser sicherer Tonhorizonte als Vergleichsgrund angewandt worden sind, grosse, Hunderte von Jahren einbeziehende Fehlermöglichkeiten hat ausschalten können. Die Dauer der Entstehungszeit des I. Salpausselkä und die für den Rückzug des Inlandeises in Uusimaa angesetzten Jahreszahlen sind Minimalschätzungen, denn sie gründen sich auf die Gesamtzahlen der Jahreswarven des untersten Horizonts in den längsten Profilen. Alle Jahresdiagramme sind aus drucktechnischen Gründen so gezeichnet, dass die einem Jahre entsprechende Distanz 0.5 mm beträgt und die Dicke der Jahreswarve im Verhältnis von 1 : 2 wiedergegeben ist.

Mittels Jahreswarvenkonnektionen haben sich für die Rückzugsgeschwindigkeit des Inlandeises folgende Resultate ergeben:

Tuusula, Lahela—T., Rusutjärvi	(Nrn. 7— 8)	84 m/J.
Tuusula, Rusutjärvi—Nurmijärvi, Hynnänkorpri	(» 8— 9)	45 »
N., Hynnänkorpri—N., Raala	(» 9—12)	25 »
N., Raala—N., Noppo	(» 12—15)	60 »

Hyvinkää, Kytäjä, Palkkisilta—H., K., Jukola	(Nrn. 17—20)	70 m/J.
Hausjärvi, Monni—Riihimäki, Herajoki	(» 22—23)	47 »
R., Herajoki—Hausjärvi, Ryttylä	(» 23—25)	68 »
H., Ryttylä—Janakkala, Leppäkoski	(» 25—26)	65 »
J., Leppäkoski—J., Turenki	(» 26—27)	85 »
J., Turenki—Vanaja, Harviala	(» 27—28)	55 »
V., Harviala—Hämeenlinna, Idänpää, Katumajärvi	(» 28—30)	135 »
H., I., Katumajärvi—Hämeenlinna, Kirstula	(» 30—31)	250 »

Bei Besprechung der stratigraphischen Korrelierung ist bereits hervorgetreten, dass Sauramos und des Verfassers Ergebnisse über die Phasen des rückgängigen Inlandeises voneinander abweichen. Teilweise aus diesem Grunde nehmen die Bewertungen über das Zurückweichen des Inlandeises verschiedene Richtungen. Nach dem Material des Verfassers sind in Uusimaa keine sicheren Stillstandszeiten im Rückzug des Inlandeises zu erkennen (vgl. Sauramo 1923, Beilage III). Dennoch hat die Rückzugsgeschwindigkeit zeitweilig nur 20—30 m im Jahre betragen. Die durchschnittliche Geschwindigkeit im Rückgang des Eises hat sich jährlich auf 50—80 m belaufen. Zwischen dem I. und dem II. Salpausselkä bestehen nach den Sedimentreihen keine grösseren Schwankungen in der Rückzugsgeschwindigkeit des Inlandeises. Das schliesst jedoch nicht die Möglichkeit von Oszillationen aus, denn sie brauchen in den Tonproben nicht erkennbar zu sein.

Im ganzen kann man sagen, dass die Rückzugsgeschwindigkeit des Inlandeises bis zur Proximalseite des II. Salpausselkä unter 100 Meter jährlich gewesen ist. Nach der Senkung des Baltischen Eissees (von etwa 8200 v. Chr. an) hat sich dieses Tempo schnell auf über hundert Meter je Jahr gesteigert und nach den Konnektionen in der Gegend des III. Salpausselkä jährlich 250 Meter betragen. Wegen der weiten gegenseitigen Entfernungen der Bohrstellen können die Schwankungen in der Rückzugsgeschwindigkeit des Inlandeises in der letztern Zone nicht mit Sicherheit erfasst werden.

In Abb. 33 sind die einander nebengeordneten Serien dargestellt, die beinahe die gesamte Rückzugszeit des Inlandeises im Untersuchungsgebiet decken. In dem System sind zwangsläufig stratigraphische Korrelation und Konnektierung von Jahreswarvenserien nebeneinander angewandt worden. Doch eignet sich keine der beiden Methoden für das Küstengebiet von Uusimaa. Aus diesem Grunde sind die Linien, die den Rückzug des Inlandeises bezeichnen, in Abb. 34 durch Schätzung auf Grund der Rückzugsgeschwindigkeit erhalten worden. Desgleichen kann zum mindesten nicht an der Bohrungslinie die Dauer der Entstehungszeit des I. Salpausselkä bestimmt werden. Der wichtigste Grund besteht darin, dass, wenn man Serien der Distal- und der Proximalseite des I. Salpausselkä konnektiert oder korreliert, der Faziesunterschied gleich alter Sedimente entscheidend wird. Dabei kommt man dazu, dicke, nahe dem Eisrand abgesetzte basale Jahreswarven (Proximalseite des I. Salpausselkä) mit dünnen, unter Verhältnissen des offenen Meeres entstandenen (Distalseite des I. Sal-

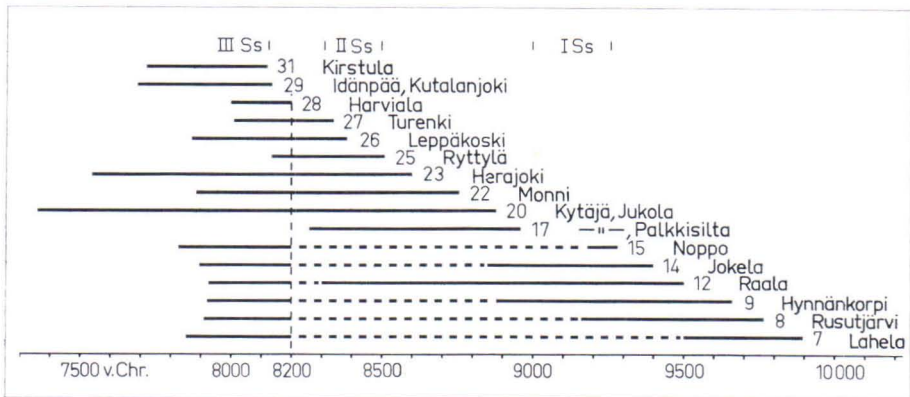


Abb. 33. Nebeneinanderstellung der Probenreihen des Untersuchungsgebiets. Die ausgezogene Linie bezeichnet die Anzahl der gezählten Jahreswarven. Die gestrichelte Linie vermerkt die durch stratigraphische Korrelierung festgestellten Sedimentationslücken. Die Nummern weisen auf die Probenreihen hin.

pausselkä) nebeneinanderzustellen. Des weiteren, als sich das Inlandeis vom I. Salpausselkä löste, begann die Sedimentation in Uusimaa abzunehmen oder hörte später ganz auf (s. S. 49—51, Abb. 26). Aus diesem Grunde wird auch die stratigraphische Korrelation etwas unsicher. Hinzu kommt, dass das Ausführen der Bohrungen in unmittelbarer Nähe des I. Salpausselkä Schwierigkeiten bereitet.

Auf Abb. 34 sind die Lagen des Eisrandes in Abständen von hundert Jahren eingetragen. Wie früher angeführt, gründet sich ein Teil der chronologischen Schätzungen auf stratigraphische Korrelierung, die etwas grobe Resultate gibt. Nach Ansicht des Verfassers ist die Menge der Bohrproben jedoch ausreichend, um die Genauigkeit der Bewertungen innerhalb einer Fehlergrenze von 50—100 Jahren zu halten.

Der chronologische Anhaltspunkt des Verfassers in der absoluten Zeitrechnung ist der Durchbruch des Baltischen Eissees, der nach E. Nilsson (1968 S. 24) im J. 8213 v. Chr. erfolgte. Bei den Vergleichen mit der Chronologie Sauramos ist seine letzte Aussage über das Alter des Jahres ± 0 zugrunde gelegt worden: 6839 J. v. Chr. + 1343 J. = 8182 J. v. Chr. (Sauramo 1958, S. 445).

Die wichtigsten chronologischen Ergebnisse des Verfassers sind folgende: Der Rand des Inlandeises lag an der Küste des Finnischen Meerbusens um 10200 v. Chr. Dieser Zeitpunkt mag der unsicherste der Chronologie sein. Als sich das Inlandeis gegen den I. Salpausselkä im Verlaufe von rd. 900 Jahren zurückzog, verminderte sich die Geschwindigkeit dieses Rückgangs stufenweise. Die entsprechenden Werte Sauramos sind: um 9700 v. Chr. und 850 Jahre. Das I. Salpausselkä-Stadium im Zurückweichen des Inlandeises umfasst nach dem Verfasser die Zeit von 9250—9000 v. Chr. Nach Sauramo liegt die entsprechende Phase von 8841—8617 v. Chr. und dauert somit 225 Jahre.

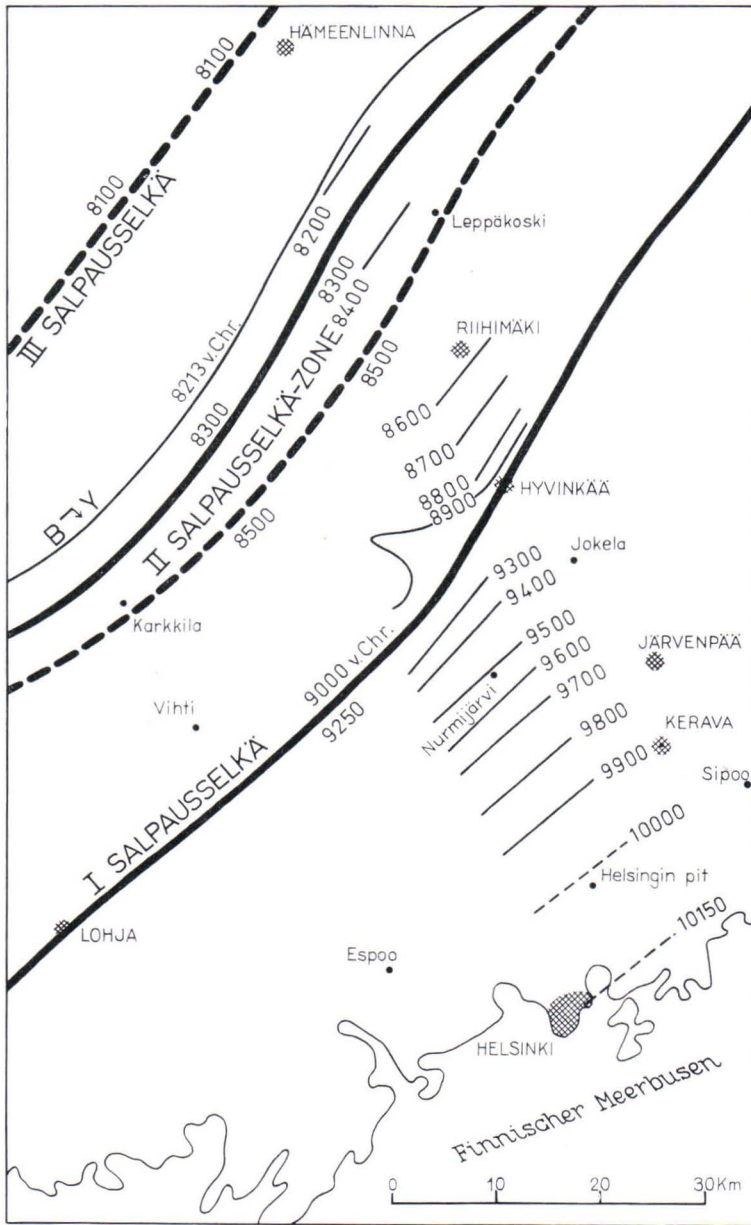


ABB. 34. Die Eisrandlagen im Untersuchungsgebiet in Intervallen von 100 Jahren schematisch dargestellt. Die Linie des Jahres 8213 v. Chr. gibt an, wo der Rand des Inlandeises, beim Durchbruch des Baltischen Eissees in das Niveau des Ozeans, verlaufen ist.

Die Rückzugsphase vom I. Salpausselkä bis in den Distalteil der Zone des II. Salpausselkä dauerte nach dem Verfasser etwa 500 Jahre, und sie vollzog sich von 9000—8500 v. Chr. Die Ergebnisse Sauramos waren: 251 Jahre und von 8616—8365 v. Chr.

Die Entstehungszeit der Zone des II. Salpausselkä, 8500—8300 v. Chr., dauerte nach dem hier vorliegenden Material rd. 200 Jahre. Die Schätzung des Verfassers entspricht ungefähr dem von Sauramo erhaltenen Zeitraum, 183 Jahre, von 8364—8182 v. Chr. Dies ist selbstverständlich, weil Sauramo die Dauer der Phase in Schnitten im Vorland des II. Salpausselkä-Systems auszählte und als obere Grenze des II. Salpausselkä-Horizonts die Durchbruchwarve des Baltischen Eissees ansah.

Die Chronologie des Verfassers über das Zurückweichen des Inlandeises aus der Zone des II. Salpausselkä gründet sich zeitlich weiterhin ausschliesslich auf Konnektierung von Jahreswarvenserien. Demgemäss erfolgte der Rückgang auf die Proximallinie 8300—8100 v. Chr. und dauerte somit 200 Jahre. Nach Sauramo war die Dauer der Phase die gleiche, von 8182—7982 v. Chr.

CHRONOLOGISCHE VERGLEICHE

Zum Untersuchungsgebiet gehört die Zone der Salpausselkä-Randbildungen. Da in Schweden eine Randbildungszone von gleichem Typ vorkommt, haben verschiedene Forscher versucht, diese Zonen miteinander zu korrelieren. Die erste Kartendarstellung liegt schon 60 Jahre zurück (De Geer 1912). Später hat man sich wiederholt darum bemüht, ausser den genannten Randbildungszonen auch die Chronologie des Rückzugs des Inlandeises zwischen Schweden und Finnland zu korrelieren. Auf Abb. 35 sind die chronologischen Ergebnisse einiger anderer Forscher und des Verfassers dargestellt ungefähr für die Zeit, als der Eisrand im Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit gelegen hat.

Eine wichtige Rolle hat bei diesen Korrelationen stets der Durchbruch des Baltischen Eissees in das Niveau des Ozeans gespielt, weil dieser Vorgang im gesamten Bereich der Ostsee zum mindesten bei den oberen Isobasen zu sehen sein sollte. Augenblicklich hat es den Anschein, als sei man in Schweden gleicher Meinung darüber, wo in der Rückzugsphase des Inlandeises und wann dieses Geschehen eingetreten ist. Nach Ansicht des Verfassers kann auch in Finnland nur ein einziger Durchbruch des Baltischen Eissees oder der gleiche festgestellt werden, der in Schweden auf das Jahr 8213 v. Chr. datiert worden ist (E. Nilsson 1968). Manche finnische Forscher sind in letzter Zeit zu einem gleichen Ergebnis gekommen.

Zuvor sind Sauramos chronologische Resultate, die sich auf Stratigraphie und Jahreswarvenkonnektionen gründen, besprochen worden. In der Tabelle sind seine Chronologie und ihre Nebeneinanderstellung mit der schwedischen unverändert dargestellt, obgleich letztere später Veränderungen unterzogen worden ist. Die chronologischen Schätzungen und Korrelierungen Hyyppäs (1963) und Donners

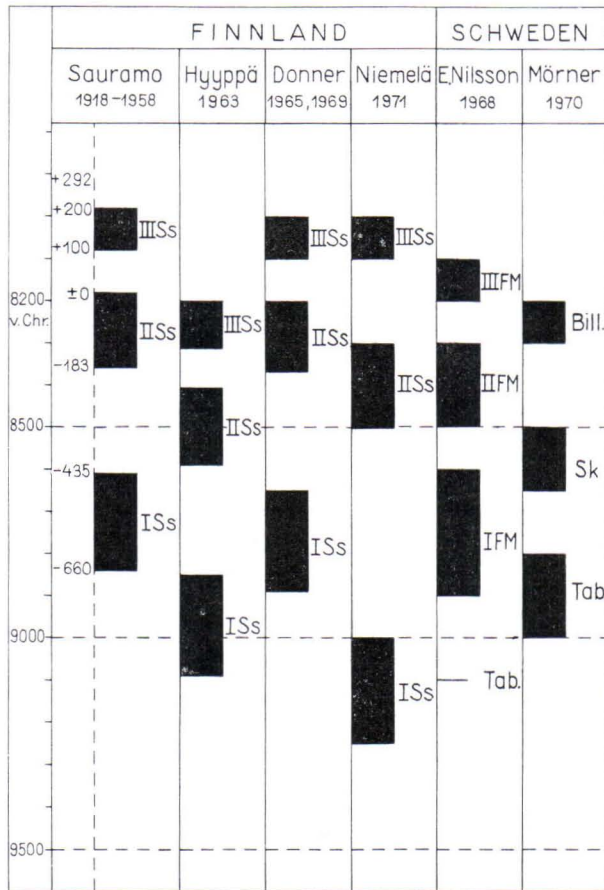


Abb. 35. Vergleich über die chronologischen Ergebnisse einiger Forscher in Finnland und Schweden. Der Verfasser betont, dass seine Chronologie nur das Untersuchungsgebiet betrifft.
 Ss = Salpausselkä, FM = Fennoskandische Moräne, Bill. = Billingen-Phase, Sk = Skövde-Phase, Tab. = Taberg-Phase.

(1969) gründen sich beiderseits auf Sauramos Chronologie der Jahreswarventone. Hyypä hat das Absinken des Baltischen Eissees auf das Ende des III. Salpausselkä-Stadiums datiert. Wie aus den früheren Ausführungen hervorgeht, kann diese Datierung nicht richtig sein. Nach Donner ist das Ergiessen des Baltischen Eissees nach der II. Salpausselkä-Phase erfolgt. Das von Sauramo nachgewiesene Erscheinen einer marinen Fazies 292 Jahre nach der II. Salpausselkä-Phase bezeugt nach Donner den Einzug von Salzgehalt im Raume Finnland. Der Verfasser schliesst sich der Auffassung Donners an, aber mit dem Vorbehalt, dass das Eintreffen ozeanischen Salzgehalts in den einzelnen Teilen des Untersuchungsgebiets zu verschiedenen Zeiten

vor sich gegangen ist. Ausserdem ist festzustellen, dass ein Einfluss von Salzgehalt keineswegs in allen Teilen des Untersuchungsgebiets festgestellt werden kann.

Nach Ansicht des Verfassers lässt sich der I. Salpausselkä im Zurückweichen des Inlandeises korrelieren mit der Taberg-Phase Schwedens, zu deren Zeit dort ein erneutes Vordringen des Inlandeises eintrat (Nilsson 1968, Mörner 1969). Wenn Verfassers Datierung der I. Salpausselkä-Phase zutrifft, so stimmt mit ihr am ehesten die zeitliche Eingliederung Nilssons überein. Die dem I. Salpausselkä entsprechenden Formationen in Schweden liegen dann zwischen den Eisrückzugslinien von 9000 und 9200 v. Chr. In dieser Zone erscheinen denn auch zahlreiche umfängliche glazifluviale Gebilde (G. Lundqvist 1961). Die dem II. und dem III. Salpausselkä entsprechenden Bildungen liegen nach dem Korrelieren des Verfassers in der Randmoränenzone Mittelschwedens.

Das Material des Verfassers reicht nicht aus, um auf dessen Grundlage Schlüsse über Datierungen walddeschichtlicher Zonen ziehen zu können. Vom Blickpunkt der Geochronologie und der zwischen Finnland und Schweden bestehenden Korrelationen ist es wichtig, dass in Schweden nach den Feststellungen auf Grund eines ziemlich umfangreichen Materials die C^{14} -Datierungen den zeitlichen Zuordnungen der Jahreswarventon-Chronologie nahekommen (Mörner 1969, 1970, Tauber 1970 und Wenner 1970). In Finnland sind diese zwei Methoden noch nicht nebeneinander angewandt worden. Bei den Datierungen der walddeschichtlichen Zonen der Spätglazialzeit ist man durch das Pollen- und das C^{14} -Verfahren zu beinahe übereinstimmenden Ergebnissen gelangt (Tauber 1970, S. 179).

ZUSAMMENFASSUNG

Zum Untersuchungsgebiet gehören die unter den Namen I., II. und III. Salpausselkä bekannten Randbildungen des Inlandeises. Entstehung und Alter dieser Formationen sind in zahlreichen Untersuchungen besprochen worden. Als wichtigste Untersuchungen über die Chronologie der Bändertone und die Stratigraphie der Tone können Sauramos 1918 und 1923 veröffentlichte Arbeiten angesehen werden, auf die sich auch heute noch die Chronologie der Spätquartärzeit Finnlands stützt. Der Hauptzweck dieser Untersuchung ist es, die chronologischen und stratigraphischen Ergebnisse Sauramos zu revidieren.

Die gegenwärtigen Verfahren der Probenahme, die Anwendung des Foliobohrers, bietet gute Möglichkeiten für die Gewinnung eines lückenlosen Probenmaterials. So haben die Proben in Abständen von 5—10 km den in Frage kommenden Tonbecken entnommen werden können. Die Höhe der Probenahmestellen beträgt von der Küste an 6—110 m ü. d. M. Die Proben umfassen somit eine Serie zum Rückzug des Inlandeises von der Küste des Finnischen Meerbusens bis zum Litorina-Stadium der Ostsee.

Im Untersuchungsgebiet sind zwei Typen varwigen Tones anzutreffen. In der diataktischen Jahreswarve besteht zwischen Sommer- und Winterteil eine klare Grenze, in der symmiktischen ist die Grenze gestuft. Zwischenformen der beiden

I. Die Küstenzone. Die Glazialtone sind mit Ausnahme der Basalteile symmiktisch. Die Menge der Jahreswarven beträgt einige hundert. Die Yoldia-Ablagerungen sind homogen und oft sulfidhaltig. Ancyclus- und Litorina-Sedimente kommen in den Oberflächenteilen vor. Sie sind homogen.

II. Das Vorland des I. Salpausselkä. Die Grenzen der Tonhorizonte sind sehr deutlich, und der Anteil der warvigen Tone ist bedeutend grösser als in Zone I. Der unterste Horizont ist vom symmiktischen Typ. Die Menge seiner Jahreswarven beläuft sich auf einige hundert bis über tausend. Dieser Horizont hat sich nicht überall vollständig abgelagert. Auf der Durchbruchsschicht des Baltischen Eissees lagern durchschnittlich 270 diataktische Jahreswarven. Der oberste Horizont hat sich im Yoldia-Stadium abgesetzt. Der Ton ist sehr schwer und homogen.

III. Die Zone des I. und II. Salpausselkä. Die dortigen Tone sind im allgemeinen von der Oberfläche bis zur Sohle warviger Ton oder Schluff. Es kommen nur zwei stratigraphische Einheiten vor: an der Oberfläche grauer Ton vom diataktischen Typ und basal rötlicher, in seinem oberen Teil symmiktischer Ton.

IV. Das Gebiet proximalseits des II. Salpausselkä. Die für die Zone typische Lagerfolge beginnt mit den eisrandnahen dicken basalen Jahreswarven. Die Dicke der Jahreswarven vermindert sich stufenweise aufwärts. Der Tontyp ist diataktisch.

Chronologische Ergebnisse

Die Jahreswarvenkonnektionen misslangen im Küstengebiet von Uusimaa. Dergleichen war auf Grund des Untersuchungsmaterials eine gerade Jahreswarvenkonnektion über den I. Salpausselkä nicht möglich. Daher gründet sich die Chronologie des ersteren Gebiets auf Schätzungen der Rückzugsgeschwindigkeit des Inlandeises und die des letzteren auf stratigraphische Korrelierung.

Das Inlandeis zog sich 10200—9250 v. Chr. von der Küste von Uusimaa bis zum I. Salpausselkä zurück. Die Rückzugsgeschwindigkeit des Inlandeises wechselte von 25—85 m/J. Der I. Salpausselkä entstand im Untersuchungsgebiet 9250—9000 v. Chr. Über das Gebiet zwischen I. und II. Salpausselkä wich das Inlandeis 9000—8500 v. Chr. zurück. Seine Rückzugsgeschwindigkeit betrug, wie angeführt, 60—70 m/J. Die Bildungen des II. Salpausselkä entstanden 8500—8300 v. Chr. Proximalseits des II. Salpausselkä stieg die Rückzugsgeschwindigkeit des Inlandeises auf 135—250 m/J. Sein Zurückweichen auf die Proximallinie der III. Salpausselkä-Zone vollzog sich 8300—8100 v. Chr.

Nach dem Obigen befreite sich das Untersuchungsgebiet in der Allerödzeit vom Inlandeis, und zugleich entstand der I. Salpausselkä. Das Gebiet zwischen dem I. und II. Salpausselkä trat in der Jüngerer Dryaszeit unter dem Eise hervor, während gleichzeitig der II. Salpausselkä entstand.

Die vom Verfasser durchgeführte Korrelierung mit Schweden ergibt als Resultat, dass das Zurücktreten des Inlandeises vom I. Salpausselkä sowie die Entstehung des II. und III. Salpausselkä neben die Ausgestaltung der Randmoränenzone Mittel-

Jahreswarventypen kommen vor. Die diataktische Jahreswarve ist in salzlosem Wasser entstanden. Offenbar kann die symmiktische Jahreswarve in tiefem Wasser als Ergebnis einer langen Verfrachtungsstrecke von Verschwemmung entstehen.

Zur Darlegung der Stratigraphie der Tone umfasst die Untersuchung Abschnitte über Ablagerungsgeschwindigkeit, Korngrösse und Mikrofossilien der Sedimente.

Die Hauptergebnisse der Untersuchung können in zwei Gruppen eingeteilt werden: 1. stratigraphische Ergebnisse, 2. chronologische Ergebnisse. Dies folgt zwangsläufig daraus, dass die Durchführung der Untersuchung ohne die Auswertung und Nebeneinanderstellung beider Methoden nicht möglich gewesen wäre.

Stratigraphische Ergebnisse

Als Stütze der stratigraphischen Korrelierung und der Jahreswarvenkonnektierung sind die deutlichen Leithorizonte wichtig. Beinahe im ganzen Untersuchungsgebiet kommt eine den Durchbruch des Baltischen Eissees belegende Schicht vor. Ihr Material ist gröber als Ton. Sie lässt oft Anzeichen von Erosion erkennen. Die Durchbruchsschicht ist zu konnektieren mit Schweden, wo als ihr absolutes Alter 8213 v. Chr. erhalten worden ist. Diese Datierung liegt auch der Chronologie des Verfassers zugrunde. Nach seinen Ergebnissen ist das ebengenannte Absinken des Ostseespiegels der einzige im Untersuchungsgebiet erkennbare, in der Spätglazialzeit erfolgte Durchbruch.

Vor dem Absinken des Baltischen Eissees sind die Ablagerungsverhältnisse der Bändertone im ganzen Untersuchungsgebiet ungefähr gleich gewesen. Das Absetzen ist unter Tiefwasserumständen erfolgt. Typisch für den Ton sind eine schwach rötliche Farbe, symmiktische Struktur und regelloser Wechsel in der Dicke der Jahreswarven.

Gegen Ende des Baltischen Eisseestadiums hört in Uusimaa das Ablagern stellenweise auf, wodurch in den Sedimentreihen Lücken entstehen. Die weitesten zeitlichen Hiatus erreichen eine Grössenordnung von tausend Jahren. Eine derartige Lücke erscheint auch in Jokela (vgl. Sauramo 1918, 1923).

Nach dem Durchbruch des Baltischen Eissees lagerte sich ein leicht zu identifizierender Leithorizont ab, ein diataktisches Tonpolster. Die Anzahl seiner Jahreswarven wechselt zwischen 240 und 400. Sie gibt den Zeitraum an, der vor dem Eindringen des Salzgehaltes des Ozeans in die verschiedenen Teile des Untersuchungsgebiets verging. Dieser Zeitraum stimmt mit den in Schweden erhaltenen Ergebnissen gut überein.

In Uusimaa, distalseits des I. Salpausselkä, beeinflusste das nunmehr salzhaltige Wasser die Sedimentation radikal: die Struktur der Tone wird homogen, und die Ablagerungsgeschwindigkeit nimmt in einigen Becken stark zu. In den Becken der Proximalseite des I. Salpausselkä ist der Salzgehalt in der Ablagerungszeit der Tone nicht zur Wirkung gelangt. Das bezeugen der Diatomeenbestand sowie die Struktur der Tone. Das Untersuchungsgebiet ist in vier stratigraphische Zonen einzuteilen.

schwedens zu stellen sind. Die dem I. Salpausselkä entsprechende Zone ist älter als die Endmoränen Mittelschwedens.

Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung erweisen, dass die Chronologie der Spätquartärzeit Finnlands einer Revision bedarf. Die Arbeit ist so umfassend, dass sie nur als Gemeinschaftsarbeit vieler Forscher möglich ist. Die gegenwärtigen Möglichkeiten für Probenahmen sowohl in Meeres- als auch in supraaquatischen Gebieten sind aussichtsreich.

Sauramos grundlegende und weittragende Forschungen sind als Pionierarbeiten seiner Zeit anzusehen, die durch späteren Einsatz ergänzt und berichtigt werden können. Als Ziel sollte eine ganz Finnland erfassende, sichere Chronologie der Spätquartärzeit gesetzt werden.

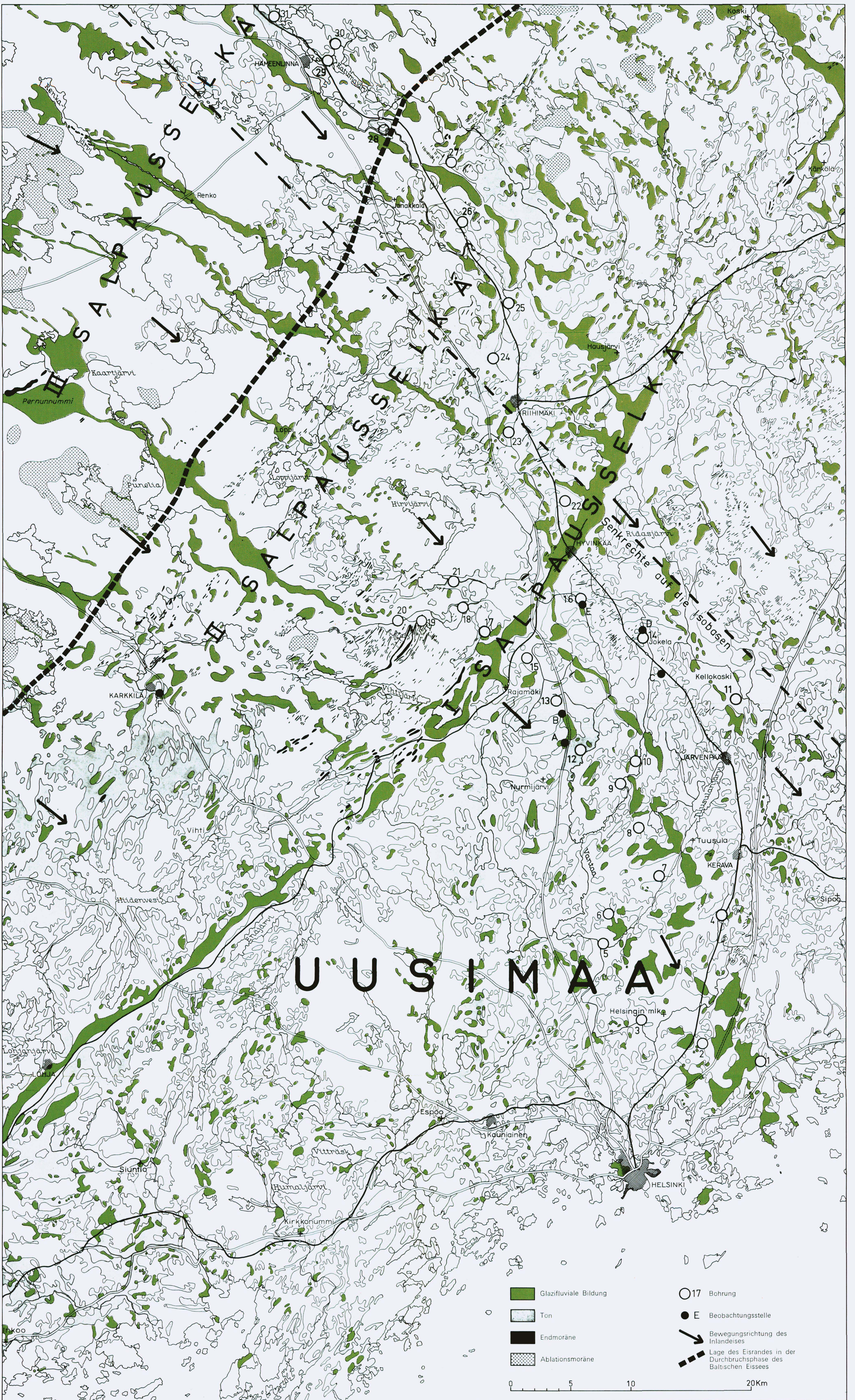
SCHRIFTENVERZEICHNIS

- AARIO, R. (1965) Die quartäre Schichtenfolge am Flösskanal von Kimola, Südfinnland. *Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, III*, 86.
- »— (1966) Kieselgur in fluvioglazialen Ablagerungen in Haapajärvi in Ostbottanien. *Bull. Comm. géol. Finlande* 222: 3—30.
- AARTOLAHTI, T. (1968) Die Geomorphologie des Gebiets von Tammela, Südfinnland. *Fennia* 97, 7.
- ANTEVS, E. (1915) Landisens recession i nordöstra Skåne. *Geol. Fören. Förh.* 37: 353—366.
- »— (1925) Retreat of the last ice sheet in eastern Canada. *Canada Geol. Survey, Memoir* 146.
- »— (1932) Late-Glacial clay chronology of North America. *Ann. Rep. Smithsonian Inst. for 1931*: 313—324.
- ARRHENIUS, G. (1947) Den glaciala lerans varvighet. En studie över Uppsalatraktens varviga märgel. *Sveriges Geol. Unders., Ser. C*, 486.
- ASSARSON, G. und GRANLUND, E. (1924) En metod för pollenanalys av minerogena jordarter. *Geol. Fören. Förh.* 46: 76—82.
- BERGSTRÖM, R. (1968) Stratigrafi och isrecession i södra Västerbotten. *Sveriges Geol. Unders., Ser. C*, 634.
- BORELL, R. und OFFERBERG, J. (1955) Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergforsen och Ragunda. *Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca*, 31.
- CLEVE-EULER, A. (1951—1955) Die Diatomeen von Schweden und Finnland. I—V. *Kungl. Svenska Vetenskapsakad. Handl., Ser. 4, Bd. 2, 1* (1951), *Bd. 3, 3* (1952), *Bd. 4, 1* (1953), *Bd. 5, 4* (1955).
- DE GEER, G. (1884) Om möjligheten av att ingöra en kronologi för istiden. *Geol. Fören. Förh.*, 7.
- »— (1912) Geochronologie der letzten 12000 Jahre. *Geol. Rundschau*, *Bd. 3*: 457—471.
- »— (1940) *Geochronologia Suecica, Principes*. *Kungl. Svenska Vetenskapsakad. Handl., Ser. 3, Bd. 18*, 6.
- DONNER, J. (1951) Pollen-analytical studies of Late-Glacial deposits in Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 154: 2—92.
- »— (1952) Om Salpausselkä vid Hyvinge. *Terra* 64: 1—5.
- »— (1958) The late-glacial period and its correlation with the retreat stages of the ice in Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 180: 79—86.
- »— (1965 a) The late-glacial and post-glacial emergence of South-Western Finland. *Soc. Scient. Fennicae, Comment. Phys. — Math.* 30, 5.
- »— (1965 b) The Quaternary of Finland. S. 199—272 *in* *The Quaternary 1.*: ed by Kalervo Rankama. *Interscience Publ., New York*.
- »— (1966) The late-glacial and post-glacial pollen stratigraphy of southern and eastern Finland. *Soc. Scient. Fennicae Comment. Biol.* 29, 9.
- »— (1969) Land/sea level changes in southern Finland during the formation of the Salpausselkä endmoraines. *Bull. Geol. Soc. Finland* 41: 135—150.
- »— und GARDEMEISTER, R. (1971) Redeposited Eemian marine clay in Somero, south-western Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland* 43: 73—88.
- ERDTMAN, G. (1946) Palynologiska synpunkter på pionjärfasen i den svenska florans invandringshistoria. *Svensk Bot. Tidskr.* 40: 293—304.

- FOGELBERG, P. (1970) Geomorphology and deglaciation at the Second Salpausselkä, between Vääksy and Vierumäki, Southern Finland. Soc. Scient. Fennicae, Comment. Phys. — Math. 39: 1—90.
- GESSNER, H. (1931) Die Schlämmanalyse. Akademische Verlagsgesellschaft Leipzig, M. B. H.
- GILLBERG, G. (1961) The Middle-Swedish moraines in the Province Dalsland, W. Sweden. Geol. Fören. Förh. 83: 342—369.
- GUDELIS, V. und MIKAILA, V. (1960) The largest glacio-lacustrine basins of Lithuania and their significance for geochronology and paleogeography of the late-Glacial period. Collected papers for the XXI session of the International Geological Congress; ed. by V. Gudelis. Vilnius.
- HANSEN, S. (1940) Varvighed i danske og skaanske senglaciale aflejringer. Danmarks Geol. Unders. II Række, 63.
- HEINONEN, L. (1957) Studies on the microfossils in the tills of the North European glaciation. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A, III, 52.
- HUGHES, O. L. (1965) Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada. Geol. Soc. America, Special Paper 84.
- HUSTEDT, FR. (1930) Bacillariophyta (Diatomeae). Die Süßwasserflora Mitteleuropas, H. 10. Jena.
- HYYPÄ, E. (1950) Helsingin ympäristö; maaperäkartan selitys. Geologinen tutkimuslaitos.
- »— (1951) Kuvia Salpausselän rakenteesta. Summary: On the structure of the First Salpausselkä. Geologi 3: 5—7.
- »— (1963) On the late-Quaternary history of the Baltic Sea. Fennia 89, 1: 37—48.
- »— (1965) The late-Quaternary land uplift in the Baltic sphere. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A, III, 90.
- »— (1966) I Salpausselän geologinen rakenne Lahden seudulla. Summary: On the structure of the First Salpausselkä at Lahti. Geologi, 18: 73—76.
- IGNATIUS, H. (1958 a) On the rate of sedimentation in the Baltic Sea. Bull. Comm. géol. Finlande 180: 133—143.
- »— (1958 b) Itämeren pohjan tutkimuksesta. Vuoriteollisuus Vol. 16, 2: 37—40.
- »—, KUKKONEN, E. und WINTERHALTER, B. (1968) Notes on a pyritic zone upper Ancyclus sediments from the Bothnian Sea. Bull. Geol. Soc. Finland 40: 131—134.
- »— and NIEMISTÖ, L. (1971) Itämeren sedimentit ja sedimentaatio. Luonnontutkija 75: 3—4.
- IVERSEN, J. (1936) Sekundäre Pollen als Fehlerquelle. Eine Korrelationsmethode zur Pollenanalyse minerogener Sedimente. Danmarks Geol. Unders. IV. Række, Bd. 2, 15.
- »— (1954) The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. Danmarks Geol. Unders. II Række 80.
- JÄRNEFORS, B. (1956) Isrecessionen inom Uppsalanområdet. Geol. Fören. Förh. 78: 301—315.
- »— und FROMM, E. (1960) Chronology of the ice recession trough Middle Sweden. Intern. Geol. Congress, XXI session, Norden 1960, Section 4: 93—97.
- KÄÄRIÄINEN, E. (1963) Land uplift in Finland computed by the aid of precise levellings. Fennia 89, 1. 15—18.
- KILPI, S. (1937) Das Sotkamo-Gebiet in spätglazialer Zeit. Bull. Comm. géol. Finlande. 117.
- KJELLMAN, W., KALLSTENIUS, T. und WAGER, O. (1950) Soil sampler with metal foils. Device for taking undisturbed samples of very great length. Swedish Geotechnical Inst. Proc. N:o 1.
- KROGH, H. (1954) Pollen analytical investigation of a C¹⁴-dated Alleröd section from Ruds Vedby. Danmarks Geol. Unders., II Række, 80.
- KUENEN, PH. H. (1951) Mechanics of varve formations and the action of turbidity currents. Geol. Fören. Förh. 73: 69—83.
- LIDEN, R. (1913) Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ångermanland. Sveriges Geol. Unders., Ser. Ca, 9.
- »— (1938) Den senkvartära standförskjutningens förlopp och kronologi i Ångermanland. Geol. Fören. Förh. 60: 365—381.

- LINDROOS, P. und NIEMELÄ, J. (1969) Savitutkimuksista Helsingin ja Hämeenlinnan välisellä alueella. *Geologi* 21, 7: 97—104.
- LUNDQVIST, G. (1921) Den baltiska issjöns tappning. *Geol. Fören. Förh.* 43: 380—385.
- »— (1961) Beskrivning till karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige. *Sveriges Geol. Unders., Ser. Ba*, 18.
- MÖLDER, K., VALOVIRTA, V. und VIRKKALA, K. (1957) Über Spätglazialzeit und frühe Postglazialzeit in Südfinnland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 178.
- MÖRNER, N.-A. (1969) The Late-Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish west coast. *Sveriges Geol. Unders., Ser. C*, 640.
- »— (1970) The Younger Dryas stadial. *Geol. Fören. Förh.* 92: 5—20.
- NILSSON, E. (1960) The recession of the land-ice in Sweden during the Alleröd and the Younger Dryas Ages. *Intern. Geol. Congress, XXI Session, Norden, 1960, Section 4*: 98—107.
- »— (1964) Geochronological investigations in southern Sweden. *Geol. Fören. Förh.* 86: 163—170.
- »— (1968) Södra Sveriges senkvartära historia. *Kungl. Svenska Vetenskapsakad. Handl., Ser. 4, Bd 12*, 1.
- NILSSON, T. (1964) Standardpollendiagramme und C^{14} -Datierungen aus dem Ageröds Mosse, im mittleren Schonen. *Lunds. Univ. Årskr. N. F., Bd. 59; H7*: 1—52.
- OKKO, M. (1962) On the development of the First Salpausselkä, West of Lahti. *Bull. Comm. géol. Finlande* 202.
- »— (1965) M. Sauramo's Baltic Ice Lake B IV—B V—B VI, a re-evaluation. *Ann. Acad. Sci. Fennicae. Ser. A, III*, 84.
- OKKO, V. (1957) The Second Salpausselkä at Jylisjärvi, east of Hämeenlinna. *Fennia* 81, 4.
- REPO, R. (1970) Maaperäkartan selitys, Lehti 2032, Espoo. *Suomen geologinen kartta*, 1 : 100 000.
- REPO, R. und TYNNI, R. (1967) Zur spät- und postglazialen Entwicklung im Ostteil des Ersten Salpausselkä. *Bull. Comm. géol. Finlande* 229: 133—159.
- »— (1969) Morphologisch-stratigraphische Grundzüge des östlichen Salpausselkä-Gebiets. *Bull. Geol. Soc. Finland* 41: 201—229.
- SALMI, M. (1959) Imatra stones in the glacial clay of Vuolenkoski. *Bull. Comm. géol. Finlande* 186.
- SAURAMO, M. (1918) Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 50.
- »— (1923) Studies on the Quaternary varve sediments in southern Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 60.
- »— (1962 a) Den senglaciala kronologien in Sverige och Finland. *Geol. Fören. Förh.* 48: 61—66.
- »— (1926 b) Maalajikartan selitys, Lehti C 4, Kajaani. *Suomen geologinen yleiskartta* 1 : 400 000.
- »— (1929) The Quaternary geology of Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 86: 1—110.
- »— (1934) Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. *Bull. Comm. géol. Finlande* 104: 28—87.
- »— (1937) Das System der spätglazialen Strandlinien im südlichen Finnland. *Soc. Scient. Fennicae. Comment. Phys.-Math.* 9, 10.
- »— (1940) Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan. *Porvoo—Helsinki*.
- »— (1942) Kvartärgeologiska studier i östra Fennoskandia. *Geol. Fören. Förh.* 64: 209—267.
- »— (1947) Studier över de senglaciala nivåförändringarna i Fennoskandia. *Geol. Fören. Förh.*, 69: 79—107.
- »— (1949) Das dritte Scharnier der fennoskandischen Landhebung. *Soc. Sci. Fennica, Årsbok — Vuosikirja* 27. Nr. 4.
- »— (1958) Die Geschichte der Ostsee. *Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A, III*, 51.
- SOVERI, U. und HILPI, E. (1952) Saviemme raekoostumuksen määrittämisestä areometrinenetelmällä. *Teknillinen Aikauslehti* 10: 224—226.
- VAN STRAATEN, L. M. J. U. (1949) Occurrence in Finland of structures due to subaqueous sliding of sediments. *Bull. Comm. géol. Finlande* 144: 9—18.

- TANNER, V. (1930) Studier över kvartärsystemet i Fennoskandiens nordliga delar. Bull. Comm. géol. Finlande 88.
- TAUBER, H. (1970) The Scandinavian varve chronology and C^{14} dating. S. 173—196 in »Radiocarbon variations and absolute chronology», ed. by Ingrid U. Olsson. Nobel Symposium 12. Stockholm.
- TOLONEN, K. (1967) Über die Entwicklung der Moore im finnischen Nordkarelien. Ann. Bot. Fennici 4: 219—416.
- TYNNI, R. (1960) Ostseestadium während der Allerödzeit in Askola, Südfinnland. Bull. Comm. géol. Finlande 188: 149—157.
- »— (1966) Über spät- und postglaziale Uferverschiebung in der Gegend von Askola, Südfinnland. Bull. Comm. géol. Finlande 223.
- »— (1969) Maaperäkartan selitys, Lehti 2044, Riihimäki. Suomen geologinen kartta, 1 : 100 000.
- WENNER, C-G. (1970) Comparison of varve chronology, pollen analyses and radiocarbon datings. Stockholm Contrib. Geology, Vol. 18, 3: 75—97.
- VIRKKALA, K. (1959) Maaperäkartan selitys, Lehti 2043, Kerava. Suomen geologinen kartta, 1 : 100 000.
- »— (1961) On the glacial geology of the Hämeenlinna region, southern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 196: 215—242.
- »— (1963) On ice-marginal features in southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande. 210.
- »— (1969) Maaperäkartan selitys, Lehti 2131, Hämeenlinna. Suomen geologinen kartta, 1 : 100 000.
- Maaperäkartta, 1 : 100 000 — Map of Quaternary deposits, 1 : 100 000.
- 2032 Espoo, compiled by Reino Repo, 1967
- 2131 Hämeenlinna, compiled by K. Virkkala, 1960
- 2042 Karkkila, compiled by K. Virkkala, 1966
- 2043 Kerava, compiled by K. Virkkala, 1956
- 2133 Kärkölä, compiled by Marjatta Okko, 1966
- 2041 Lohja, compiled by K. Virkkala, 1963
- 2044 Riihimäki, compiled by Risto Tynni, 1962
- Die Feldkarten der vorhergehenden haben auch zur Verfügung gestanden.



Jouko Niemelä: Stratigraphie von Tonablagerungen und Rückzug des Inlandeises

