

SUOMEN GEOLOGINEN
TOIMIKUNTA

GEOLOGISKA KOMMISSIONEN
I FINLAND

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 80

ÜBER DIE SPÄTGLAZIALEN NIVEAUVERSCHIE-
BUNGEN IN NORDKARELIEN, FINNLAND

VON
MATTI SAURAMO

MIT 8 FIGUREN IM TEXT SOWIE 11 FIGUREN, 1 KARTE
UND 1 PROFILDIAGRAMM AUF 7 TAFELN

HELSINKI - HELSINGFORS
JUNI 1928

SUOMEN GEOLOGINEN
TOIMIKUNTA

|| GEOLOGISKA KOMMISSIONEN
I FINLAND

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:º 80

ÜBER DIE SPÄTGLAZIALEN NIVEAUVERSCHIEBUNGEN

IN

NORDKARELIEN, FINNLAND

VON

MATTI SAURAMO

MIT 8 FIGUREN IM TEXT SOWIE 11 FIGUREN, 1 KARTE
UND 1 PROFILDIAGRAMM AUF 7 TAFELN

HELSINKI — HELSINGFORS
STAATSDRUCKEREI



INHALT.

	Seite:
ÜBERSICHT DER FRÜHEREN UNTERSUCHUNGEN.....	5
DIE MERKMALE DES HÖCHSTEN WASSERSTANDES	6
STRANDBILDUNGEN	6
DIE GLAZIFLUVIALEN DELTAS	9
DIE UFERBILDUNGEN UNTERHALB DER HÖCHSTEN GRENZE	9
BEOBACHTUNGEN AN STRANDBILDUNGEN	10
ERLÄUTERUNG DER STRANDBILDUNGEN.....	14
DIE PROJEKTIONSMETHODE	14
DIE STRANDFLÄCHEN I UND II	15
DIE STRANDFLÄCHE III — DAS YOLDIAMEER	18
DIE STRANDFLÄCHE VI — DER ANCYLUSSEE	21
DIE STRANDFLÄCHEN IV UND V — EO-ANCYLUS	23
ENTWICKLUNG DES ANCYLUSSEES	29
DIE ENTWICKLUNG DES PIELISJÄRVI-BECKENS	31
DIE ALTE UND NEUE ANSICHT ÜBER DIE LAGE DER HÖCHSTEN GRENZE	32
DIE ISOSTATISCHE UND EUSTATISCHE BEWEGUNG	34
LITERATUR	40

Erklärung einiger finnischer topographischer Bezeichnungen

Joki	Fluss
Järvi	See
Kangas	Sandiges Plateau (oft glazifluviales Delta)
Koski	Stromschnelle, Wasserfall
Lahti	Bucht
Mäki	Hügel, Hang
Niemi	Landzunge, Halbinsel
Saari	Insel
Salmi	Sund, Verengung zwischen Inseln oder Halbinseln
Selkä	2 Bedeutungen: (1) lange Höhenrücken (oft Os); (2) offenes Wasser (ohne Inseln) in Seen oder im Meer
Vaara	Grosser Hügel, oft moränenbedeckt
Vesi	Wasser, See

ÜBERSICHT DER FRÜHEREN UNTERSUCHUNGEN.

Die quartären Niveauverschiebungen Nordkareliens wurden zuerst von V. Hackman systematisch behandelt (1895, 1896); später hat sie W. W. Wilkman sowohl in seiner Spezialabhandlung (1912) als auch in der Beschreibung zum Blatt Joensuu der geologischen Karte Finnlands dargestellt (1915, 1917). Die Darstellung stützt sich auf eine grosse Anzahl von Beobachtungen, welche sich hauptsächlich auf die Umgebung des Pielisjärvi sowie die Gegend der Stadt Joensuu beschränken.

W. Ramsay hatte sich während der letzten Jahrzehnte mit dem Studium der Niveauverschiebungen beschäftigt und in Nordkarelien Material über die alten Ufer gesammelt. Es wurde von ihm nicht eingehend behandelt. Diejenigen Ideen und Ansichten, welche Ramsay über die quartäre Entwicklung Fennoskandias in einem allgemein gehaltenen Aufsatz (1927) dargestellt hat, dürften sich zum Teil auf die nordkarelischen Beobachtungen stützen.

Von anderen Forschern, die in diesem Gebiete tätig waren, sei Leiviskä erwähnt, in dessen Salpausselkä-Buch teilweise auch Gegenstand und Gebiet der vorliegenden Arbeit berührt werden (1920), schliesslich auch A. Hellaakoski und V. Tolvanen. Der erstere der beiden letztgenannten richtete seine Aufmerksamkeit auf die Bildungsperioden des Saimaasees (1922), der letztere dagegen auf sämtliche alte Uferlinien. Die bisher veröffentlichten Vortragsreferate und ein allgemein gehaltener Essay (Tolvanen 1926 a und b) enthalten wenig, worauf man sich verlassen könnte.

Der Verfasser untersuchte in Nordkarelien seit 1918 die spätglaziale Chronologie und im Sommer 1926 die Eistransportmöglichkeiten für den im Dorfe Selkienkylä in Kontiolahti gefundenen Erzblock, und kam auf diese Weise dazu, seine Aufmerksamkeit den Uferbildungen dieser Gegenden zuzuwenden. Aus den Beobachtungen ergab sich für die Niveauverschiebungen eine Auffassung, welche wesentlich von der von Wilkman in den genannten Arbeiten dargestellten abweicht.

Dieses abweichende Resultat rührt nicht davon her, dass die früher gemachten Beobachtungen fehlerhaft gewesen wären. Im Gegenteil habe ich die Richtigkeit aller derjenigen Beobachtungen bestätigen können, welche sich auf von mir selbst besuchte Orte beziehen, ab-

gesehen von einigen, weiter unten genauer zu erwähnenden Stellen. Nur die Deutung der Beobachtungen weicht von der früheren ab, vor allem in der Frage, wie hoch der höchste Wasserstand an den verschiedenen Stellen stieg.

DIE MERKMALE DES HÖCHSTEN WASSERSTANDES. STRANDBILDUNGEN.

Da der Verfasser, infolge seiner von den früheren Deutungen abweichenden Ansicht über die Uferbildungen, das Problem des höchsten Wasserstandes und der Niveauverschiebungen Nordkareliens während der Spätglazialzeit wieder aufgreift, muss einleitend die Natur der höchsten Grenze besprochen werden.

Der Ort des höchsten Wasserstandes ist erkennbar durch den grossen Unterschied zwischen den überschwemmten, subaquatischen und den oberhalb derselben gelegenen, supraaquatischen Landteilen. Diesen Unterschied hat z. B. A. G. Högbom sehr zutreffend charakterisiert (1906 S. 156). Im subaquatischen Gebiete gibt es überall Spuren der Abrasion und Akkumulation des Wassers: Die Abrasion hat die Erhebungen zum grossen Teile ebenso völlig zernagt, wie es jetzt die Schären und Klippen am Rande des Meeres oder der grossen Seen sind. (Fig. 2, Taf. II.) Die an sanfteren Abhängen zurückgebliebene Moränenbedeckung ist infolge der Abspülung gewöhnlich steiniger als in den vom Wasser unberührt gebliebenen Gebieten. Als Folgen der Akkumulation breiten sich über die Niederungen Sand und Tonlager aus, sowie auch Litoralbildungen bis hinauf zur Grenze des höchsten Wasserstandes.

Im supraaquatischen Gebiete ist anstehender Fels in der Regel viel seltener. Die Moränendecke ist gewöhnlich recht gleichmässig, trotzdem sie z. B. am Gipfel der Erhebungen des öfteren recht dünn ist (Fig. 3, Taf. II). An Wassersedimenten treten überhaupt nur Ablagerungen der Schmelzwässer des Landeises und der postglazialen Flüsse auf. Ton und andere feinkörnige Wassersedimente fehlen gänzlich.

Die Grenzlinie zwischen diesen so verschieden gearteten Gebieten ist an vielen Stellen als klar und deutlich bestimmbare Litoralzone ausgebildet; sie ist das höchste Ufer, die höchste Grenze.

Je nach dem geologischen Bau und der Exposition ist das höchste Ufer an den verschiedenen Orten verschieden ausgebildet. Am häufigsten sticht diese Zone in die Augen als oberste Grenze der Abspülung; wenn man sie von unten her erreicht, so hören

nackte Felsen und Gerölle auf, und die unausgewaschene und feinkörnige Moräne beginnt (Fig. 4. Taf. III). Am deutlichsten ist diese Grenze an den Abhängen isolierter, der Wirkung der Brandung ausgesetzter Anhöhen entwickelt; die Moräne bedeckt den Gipfel derselben kalottenartig.

Die Abspüfungsgrenze ist in der Regel durch Blöcke oder noch häufiger durch eine Blockreihe markiert (Fig. 5. Taf. III; Fig. 6. Taf. IV). Diese wurde durch das Wintereis der Wasserbedeckung zusammengeschoben. (Vergl. A. R. Helaakoski 1912.) Auch Strandwälle und Abrasionseinschnitte sind allgemein. Dagegen gehören grosse Abrasionshänge zu den Seltenheiten (Fig. 1, Taf. I, Fig. 7, Taf. IV, Fig. 10, Taf. VI sowie Fig. 2, Seite 19). Derartige Gebilde sind unterhalb der höchsten Grenze besonders in glazifluvialen Ablagerungen entstanden; das höchste Ufer selbst ist nur in ganz vereinzelt Fällen in dieselben eingeschnitten. Dies darum, weil die glazifluvialen Bildungen zu ebenderselben Zeit, als am höchsten Niveau das Meer brandete, abgelagert wurden. Daher können an derselben Stelle nicht beide zusammen auftreten. In glazifluvialen Ablagerungen markiert sich der Ort der mit ihnen gleichzeitigen Wasserfläche, wie weiter unten (Seite 9) gezeigt werden soll, auf besondere Weise.

Die oben genannten Merkmale des höchsten Ufers sind ihrer Ausbildung nach im Grossen und Ganzen dieselben wie die der unterhalb des höchsten Strandes anzutreffenden, besonders zur Zeit der Transgressionen entstandenen Strandbildungen. In Einzelheiten weist allerdings der höchste Strand besondere Merkmale auf. Die Strandakkumulationen sind ausgedehnter und aus gröberem Material aufgebaut. Dies betrifft besonders die von der winterlichen Eisdecke an das Ufer geschobenen Steine und Steinwälle. Das Material derselben besteht gewöhnlich nur aus (losen) Blöcken, die zwar oft recht gross sind, aber über eine sehr breite Zone hin verstreut liegen (Fig. 5, Taf. III); der Höhenunterschied zwischen der unteren und oberen Grenzlinie kann 1 bis 2 m betragen. Das Ufer ist, mit anderen Worten, grob gearbeitet.

Ganz anders ist z. B. das alte Ufer des Höytiäinen-sees, welcher durch die Fällung im Jahre 1859 trocken gelegt wurde, ausgebildet. Die eisgeschobenen Steine bilden dort einen regelmässigen Saum, in welchem die Blöcke, in eine Reihe angeordnet, mit einer sanften Neigung landeinwärts, liegen. Die Höhenunterschiede zwischen den Blöcken sind erstaunlich gering; sie betragen nur einige dm. Der ganze Aufbau sowohl in dieser als in anderer Hinsicht zeigt, dass das Ufer während einer langen Zeit sehr regelmässig ausgestaltet worden ist.

Der höchste Strand ist offenbar mit grosser Gewalt in kurzer Zeit aufgebaut worden. Er entstand am Rande des sich zurückziehenden Landeises; Wellenschlag und Abrasion waren kräftig, die Eisberge, welche sich lösten, störten die ruhige Entwicklung. Dafür spricht der Umstand, dass der höchste Strand an den Abhängen der isolierten Anhöhen regelmässiger und gerade an den dem Landeise zugewandten nordöstlichen und nördlichen Seiten am besten ausgebildet ist; an der entgegengesetzten Seite kann er unauffindbar sein.

Dass der höchste Strand sich in verhältnissmässig kurzer Zeitspanne bildete, beweist ausser dem Aufbau auch die innerhalb geringer Abstände launenhaft wechselnde Höhe desselben. Die Regression war nämlich während der Bildung dieses Strandes rasch, sodass an denjenigen Stellen, welche früher vom Eise befreit wurden, der ausgekerbte Strand schon Zeit gefunden hatte, sich mit der Landhebung über die Wasseroberfläche zu erheben, als andere Stellen erst von Eisbedeckung entblösst wurden und erst dann der Abrasion anheimfielen.

Während der Bildung der höchsten Grenze hat aber auch die Wasseroberfläche, besonders im Umkreise des Ostseebeckens, sich bewegt, bald steigend, bald plötzlich fallend. Ausserhalb des Wasserspiegels des Ostseebeckens gab es ausserdem eisgestaute Seen in verschiedener Höhe. Die in der Nähe des Landeises entstandenen Ufer gehören daher nicht ein und demselben synchronen Niveau, sondern vielen zeitlich und räumlich auf einander folgenden Strandflächen an. Der für die höchste Grenze so charakteristische und für die Erforschung der spätglazialen Niveauverschiebungen so wichtige *M e t a c h r o n i s m u s* wurde von Ramsay erläutert (1924).

Infolge des oben geschilderten groben Baues des höchsten Ufers kann man die Mittelwasserstandshöhe, welche während ihrer Entstehung herrschte, nicht so genau bestimmen, wie dies für die unterhalb derselben befindlichen Strandbildungen möglich ist. Das beste Resultat geben die Abrasionshänge und Abrasionseinschnitte. Ihr Fuss mag infolge ihrer exponierten Lage 0.5 bis 1 m oberhalb des Mittelwasserstandes gebildet sein. Um denselben Betrag erhebt sich auch der Kamm der Strandwälle über den Mittelwasserstand. Die Beseplungsgrenze überragt in der Regel die oben genannten Litoralbildungen gewöhnlich um 1 bis 2, zuweilen um 4 m. Demgemäss ist in dem weiter unten gegebenen Verzeichnis der Strandbildungen ausser der durch direktes Ausmessen erhaltenen Höhe auch der reduzierte Wert vermerkt; er dürfte die Lage des höchsten Wasserstandes mit einer Genauigkeit von ± 0.75 m darstellen.

DIE GLAZIFLUVIALEN DELTAS.

Neben den litoralen Bildungen zeigen auch die glazifluvialen Deltas, in welcher Höhe sich die Wasserfläche während ihrer Entstehung befand. Die Deltas müssen jedoch voll entwickelt sein, um anwendbare Werte zu liefern.

Die Oberfläche der glazifluvialen Deltas fällt im Grossen und Ganzen flach gegen das stehende Wasser hin, und liegt über der Wasserfläche; nur der äusserste, niederste Teil gegen den Distalabfall lag 1—2 m unter Wasser (Fig. 1. Seite 9); also gibt die Lage der Distalkante ein Mass für die Höhe des Wasserspiegels. Dies wird durch die Untersuchungen der Amerikaner an pleistocänen und recenten Glazialsystemen bestätigt. Nach Ramsays Erläuterungen gilt offenbar das Gleiche für die spätglazialen Deltas (1928), u. a.

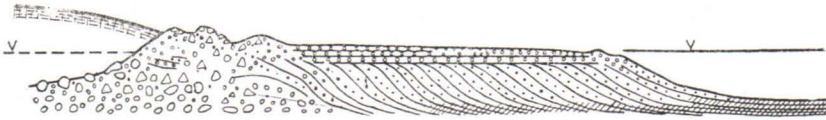


Fig. 1. Ideales Querprofil durch ein glazifluviales Delta. Links der proximale Teil des Deltas mit dem Eisrand, rechts der Distalabhang mit dem Distalwall gegen das offene Wasser.

für die Akkumulation der Salpausselkä-Rücken (1921). Auch die vom Verfasser ausgeführten Untersuchungen ergeben mit Deutlichkeit, dass die betreffende Ansicht dem wahren Sachverhalt entspricht.

Der erwähnten Auffassung nach wurde in der vorliegenden Arbeit die Höhe des Distalrandes für ein ausgebildetes Delta als Höhe des Wasserstandes angenommen. Das so erhaltene Resultat stimmt mit der Höhe des oft am Distalrande des Deltas angetroffenen Distalwalles überein. In der Regel dürfte er zu der gewöhnlichen Höhe von 0.5 bis 1 m über die Wasserfläche aufgeworfen worden sein.

DIE UFERBILDUNGEN UNTERHALB DER HÖCHSTEN GRENZE.

Unterhalb der höchsten Grenze trifft man, wie erwähnt, reichlich Spuren der Abrasion und Akkumulation an; sie zeugen vom Hinabsinken der Litoralzone während der Regression. An zahlreichen Stellen findet man aber auch gut ausgebildete Uferbildungen vor, deren Zugehörigkeit zu bestimmten Niveaus sich beweisen lässt. Sie zeigen, dass die allgemeine Regression für einige Zeit aufhörte oder sogar in Transgression überging. Derartige Ereignisse bilden

natürlich interessante Gegenstände für die Forschung. Diese Uferbildungen bestehen aus Abrasionshängen, Akkumulationsterrassen, Strandwällen und durch Schub der winterlichen Eisdecke entstandenen Wällen. Da diese Bildungen Gegenstand genauer Beschreibungen in vielen Abhandlungen und geologischen Lehrbüchern sind, brauche ich hier nicht näher auf sie einzugehen.

BEOBSACHTUNGEN AN STRANDBILDUNGEN.

Die Beobachtungen des Verfassers an alten Strandbildungen sind im weiter unten folgenden Verzeichnis in Kürze dargestellt (Siehe auch Fig. 2, Seite 19). Für jeden Beobachtungspunkt befindet sich neben dem Namen eine Nummer, mit Hilfe deren man den Punkt auf der Karte und in der Projektion, Tafel VII, finden kann. Ferner ist die Art der Strandbildung und ihre Höhe, sowohl direkt gemessen als auch in der früher erwähnten Weise reduziert angegeben. Die Messungen sind mit Nivellierungsinstrument und Latte ausgeführt. Als Ausgangspunkt wurden hierbei im Kirchspiel Valtimo die Höhenangaben der Eisenbahn, für die Umgegend des Pielisjärvi und Höytiäinen das Niveau der betreffenden Seen, deren Schwankungen vom Hydrographischen Büro registriert wurden, angenommen. Die Beobachtungspunkte 85 und 86 wurden, vom Viinijärvi ausgehend, bestimmt; die Höhe dieses Sees wurde zu 79.2 m angenommen; die Punkte 80 und 81 wurden vom Pyhäselkä aus gemessen; die Punkte 75—79 von den Fixpunkten der Präzisionsnivellierung aus.

Ausserdem wurden einige Beobachtungen der Abhandlung von Wilkman und den Exkursionstagebüchern der Geologischen Kommission für das Blatt Nurmes entnommen; ihre Reihenfolgennummern und Höhenzahlen wurden auf der Karte und in der Projektion in Klammern angegeben. Da diese mit dem Barometer gemessen sind, wurden nur die Beobachtungen von solchen Gegenden berücksichtigt, wo die Fehlergrenze ± 3 m nicht sehr nachteilig wirkt, und auch dann nur um zu zeigen, welchen Platz die betreffenden Ufer im Systeme des Verfassers einnehmen. Am Südende des Pielisjärvi und des Höytiäinen kommen die alten, von einander zeitlich weit verschiedenen Strandlinien einander so nahe, dass die mit dem Barometer erhaltenen Werte nicht verwendet werden dürfen. Im Umkreise des Höytiäinen sind ferner alle sich auf die lokalen Ausbildungsstadien des Sees beziehenden Strandlinien ausgelassen worden; sie wurden in einer besonderen Abhandlung behandelt (Sauramo und Auer 1928).

Ort	Nummer	Art der Strandbildungen	Höhe der Strandbildungen		
			gemessen	reduziert	
<i>Valtimo</i>					
Rumo	1	Randdelta	H. Gr. ¹	154	155
Paajalanvaara	2	Abspülgrenze, Blockstrand . .	»	153—151.5	151
Nuolivaara	3	»	»	168	166
»	»	Blockstrand	»	151—150	150
Konttivaara	4	Abrasionterrasse (J. N. Soikero) . .	H. Gr.		
»	»	» Blockstrand	»	147.8, 145	146
Porttivaara	5	Abspülgrenze, Blockstrand . .	»	150, 148	147
Vattuvaara	6	Blockwall	»	146.5, 145.7	145—146
Pertunvaara	7	Abspülgrenze	»	152—150	149
Heinävaara	8	»	»	148	147—146
Koivuvaara	9	Blockstrand	»	148	148
Kortevaara	10	Abspülgrenze	»	156.7	155
Hoikkavaara	11	»	»	155.5	154
Ristivaara	12	»	»	152	151—150
Kurkivaara	13	»	»	154.4	153
<i>Im Bassin des Pielisjärvi</i>					
Linkovaara	14	Abspülgrenze	H. Gr.	140	139—138
Mähkönkangas	15	Randdelta	»	141.5, 142.5	143—144
Lehtovaara	16	Abspülgrenze (Hackman) . . .	»	150	—
»	17	Abrasionterrasse	»	140	139
Sarkkila	18	Strandwall (U. Makkonen 1901) . .	»	c. 191	—
Louhivaara	19	Blockstrand (U. Makkonen 1901) .	»	c. 179	—
Pyssyvaara	20	»	»	c. 153	—
»	»	»	»	152.5	150
»	21	»	»	146.5	145
Kohtavaara	22	Abspülgrenze	»	146.5	145
»	»	Blockstrand	»	132	131
Riuttavaara	23	Akumulationswall (U. Makkonen 1903)	»	130	—
Lintusenvaara	24	Abrasionterrasse (Wilkman N:o 29)	H. Gr.	c. 139	—
Jurttivaara	25	» (Wilkman N:o 28)	»	c. 124	—
Sammakkovaara	26	Blockstrand	H. Gr.	143	142
»	»	Strandwall	»	127	126
Konnanlampi	27	Akumulationswall (Wilkman N:o 30)	H. Gr.	c. 139	—
Kaakkurinvaara	28	Akumulationswall (U. Makkonen)	»	c. 187	—
Riihivaara	29	Abrasionterrasse, Strandwall (Wilkman N:o 26)	»	c. 124	—
Viekijärvi	30	Abrasionterrasse (Wilkman N:o 25)	»	c. 136	—
Jussinvaara	31	» Blockstrand	»	133, 130	132, 130
Määttälänvaara	32	Abspülgrenze, Blockstrand . .	»	122.5	121
»	»	Blockstrand	»	115.5	115
Naarajärvi	33	Akumulationswall (Wilkman N:o 22)	H. Gr.	c. 162	—
Pappilanvaara	34	Abrasionterrasse (Wilkman N:o 20)	H. Gr.	c. 169	—
Pankajärvi	35	Abrasionterrasse (Wilkman N:o 20)	H. Gr.	c. 131	—
Pärnävaara	36	Blockstrand	»	108.8	108—109
Ikolanniemi	37	Abspülgrenze	H. Gr.	129.5	127—126
»	38	Abrasionterrasse	»	111.5	111
Märäjänlahti	39	Abspülgrenze	H. Gr.	120, 121	120—119

¹ H. Gr. = Höchste Grenze.

Ort	Nummer	Art der Strandbildungen	Höhe der Strandbildungen	
			gemessen	reduziert
Märäjänlahti Vuonisolahti	39	Blockstrand, Akkumulationsterrasse	108, 107.5	107.5
	40	Grosse Abrasionsterrasse, Blockstrand	107.3	107
»	41	Grosse Abrasionsterrasse, auf dem Ose	107.6—107.2	107
Kelvänjoki	42	Strand, (Wilkman 1912, N:o 78)	107	—
Kinnulanvaara	43	» H. Gr.	116, 114.5	114—115
Ahveninen	44	» an dem Ose	99.5	99
Höllerli	45	Abspüfungsgrenze H. Gr.	118.3	117
»	»	Blockstrand	111.4	111
»	46	Abrasionsterrasse, an dem Ose ..	114.6	114
»	»	Mächtiger Blockstrand	110.5	110—111
Hirviniemi	47	Abspüfungsgrenze H. Gr.	117.2	116
Herajoki	48	Abrasionsterrasse »	113.5	113—112
»	»	Grosse Abrasionsterrasse	103.6	103
Pärnälänvaara	49	Blockstrand H. Gr.	120.3	119
»	»	»	112	112
»	»	»	102.6	102
Herajärvi	50	Strand (Wilkman N:o 77)	108	—
»	»	»	105	—
Mäkärävaara	51	Abspüfungsgrenze H. Gr.	124	123
»	»	Blockstrand	108	108
Koli	52	Abrasionsterrasse oberhalb des Hotels Rantala	126.2	125—126
»	52	Strandwälle, beim Parkhüterhaus Ahoniemi	126.3	125—126
»	»	Abspüfungsgrenze	128, 127	125—126
»	»	Blockstrand	108—109	108, 109
Im Dorfe Koli	53	Abspüfungsgrenze H. Gr.	127	126
—	»	Blockstrand	110	110
Rintasenvaara	54	Strandwall H. Gr.	124.8	124
»	»	Strandwälle	112, 110	111, 109
Nuutila	55	Grosses Strandwall H. Gr.	129.2	128
Ruohovaara	56	Grosses Strandwall	130.4	130—129
Nunnanlahti	57	Abspüfungsgrenze (Fig. 4 Taf. IV.) ..	138.5	137
Koposen porttikallio	58	Strandwall	128.3	127
»	59	Alter Wasserfall, Sohle am oberen Ende	123	—
»	60	Alter Wasserfall, Sohle am unteren Ende	115	—
Nunnanlahti	61	Blockstrand H. Gr.	136.3	135
»	»	»	120	119—120
Mustikkavaara	62	Abspüfungsgrenze H. Gr.	137.8, 136.5	135—134
»	»	Blockstrand	122.5	122
Karhuvaara	63	Abspüfungsgrenze H. Gr.	137.5	135
Ahovaara	64	Abspüfungsgrenze	138—136	135—134
»	»	Strandwall	134.1	—
»	»	Abrasionsterrasse	134.7	134
»	»	Strandwall	120	120
—	65	Strandwall H. Gr.	135.3	135—134
Paljakkavaara	66	Akkumulationswall (Wilkman N:o 46)	c. 127	—
Tievaara	67	Akkumulationswall (Wilkman N:o 47) H. Gr.	c. 148	—
»	»	Akkumulationswall (Wilkman N:o 47)	c. 126	—
Vuokkojärvi	68	Akkumulationswall (Wilkman N:o 48) H. Gr.	c. 139	—

Ort	Nummer	Art der Strandbildungen	Höhe der Strandbildungen		
			gemessen	reduziert	
<i>Pielisjoki und südlich davon</i>					
Rahkeisenvaara	69	Abspüfungsgrenze	H. Gr.	123	120
»	»	Grosser Blockstrand	»	113	112—113
Latvajoki	70	Abrasionsterasse (Wilkman N:o 15)	H. Gr.	c. 133	—
Kaltimo	71	Randdelta	»	112,3	113
»	72	Blockstrand	»	112	—
Karhuvaara	73	Abspüfungsgrenze	H. Gr.	150—148	147
Kaltimovaara	74	Abrasionsterasse (Wilkman N:o 51)	»	147	—
Jakokoski	75	Randdelta, Distalkant	»	108,5	108—107
»	»	Randdelta, Distalkant	»	102	103—104
Jaamankangas	76	»	»	111,4	112—113
»	77	Distalwall	»	104,8	104
Lehmo	78	Abrasionsterasse ¹	»	93	93
»	»	»	»	101	100
Selkie	79	»	H. Gr.	131,5	131—130
Rauanvaara	80	»	»	105,6	105
Leskelänvaara	81	Schwache Abspüfungsgrenze	»	121—122	120
Liperi	82	Abrasionsterasse ¹	»	93	93
Ylämylly	83	»	»	93	93
»	84	Randdelta, distalwall	H. Gr.	107	106
Vaivio	85	Blockstrand	»	109,6—108,7	108
Piitsonkangas	86	Abspüfungsgrenze, Blockstrand ..	»	119, 118,5	118
<i>Im Bassin des Höytiäinensees.</i>					
Paskonpohja	87	Abrasionsterasse	»	94,5	94
Vaskela	88	Abspüfungsgrenze	H. Gr.	111—110	109—108
Jouhtenniemi	89	Grosser Blockwall	»	113—112	—
»	»	Strandwall	»	111	110—109
Kunnasniemi	90	Abrasionsterasse	»	108	108
Syvälähti	91	»	»	108	108
Huhmarisen- vaara	92	Blockstrand	»	115	114
Halkovaara	93	Mächtige Abrasionsterasse (Fig. 2, Seite 19)	»	116,5	115
»	»	Abrasionsterasse (Fig. 2, Seite 19)	»	100	100—99
»	94	Abrasionsterasse, Abspüfungsgrenze	H. Gr.	117,5, 119	117
»	»	Abrasionsterasse, (Fig. 2, Seite 19)	»	101,5	101
Polvijärvi	95	Blockstrand	»	103,5	103—102
Kinahmi	96	Mächtige Abrasionsterasse (Fig. 7, Taf. IV)	H. Hr.	118,3	118—117
»	»	Abrasionsterasse	»	105,5	105
Rauanlahti	97	Mächtige Abrasionsterasse	»	109,5	109
Veihtinen	98	Abspüfungsgrenze	H. Gr.	c. 122	122
Martonvaara	99	Abrasionsterasse	»	127	126
»	»	»	»	113,5	113
Kalliojoki	100	Abrasionsterasse	»	101	101—100
—	101	Blockstrand	»	99	99—98
Tukkula	102	Abrasionsterasse	»	113	112
—	103	Blockstrand	»	98	98—97
—	104	Abrasionsterasse	»	111	110—109
Aatula	105	» (Fig. 2, Seite 19)	»	105,5	105
Kontiolähti	106	»	»	116	115
Jouhteninen	107	»	»	109,2	108—109
Kontioniemi	108	Mächtige Abrasionsterasse (Fig. 2, S. 19, Fig. 1, Taf. I und Fig. 10, Taf. VI)	»	106	105—106

¹ Nach Beobachtung von Hellaakoski.

ERLÄUTERUNG DER STRANDBILDUNGEN.

DIE PROJEKTIONSMETHODE.

Um die gegenseitigen Beziehungen der im Vorhergehenden aufgezählten einzelnen Strandbildungen klarzulegen, ist hier ein Verfahren angewendet worden, dessen Grundgedanke folgender ist: Im Untersuchungsgebiete wird zuerst irgendeine alte Strandfläche festgestellt, deren zugehörige Strandbildungen, wie man beweisen kann, die selbe synchrone Strandfläche repräsentieren. Aus der Lage dieser letzteren, aus dem auf der Karte eingetragenen Isobasensystem, erkennt man die Schrägstellung und die übrige Deformation, die sich infolge der räumlich verschiedenen Landhebung in der betreffenden Gegend nach Bildung des Ufers geltend gemacht haben.

Eine solche Strandfläche hilft uns auch die Deformationen zu ergründen, welche die übrigen alten Niveaus erlitten haben. Zu diesem Zwecke werden die Beobachtungspunkte für sämtliche Strandbildungen in der Richtung der Isobasen der zum Ausgangspunkt genommenen Strandfläche auf eine Ebene projiziert, welche senkrecht zum ebendemselben Isobasensystem und dem dasselbe representierenden Niveau steht. Aus der Projektion ersieht man dann direkt, wie die Strandbildungen sich den Strandflächen angliedern und wie diese wiederum sich nach Lage und Deformation zu einander verhalten.

Diese Projektion wurde früher nur zur Darstellung der Resultate benützt. Ramsay (1928) hat sie aber zu einer Untersuchungsmethode ausgebaut, mit Hilfe deren die Beobachtungen sich leicht und ungezwungen systematisieren lassen.

Als Referenzniveau in obenerwähnter Bedeutung eignet sich in Nordkarelien eine gewisse alte Strandfläche, welche ich zuerst im Pielisjärvicecken konstatierte und die ich dann durch das ganze Forschungsgebiet und noch weit darüber hinaus verfolgen konnte. Die Zusammengehörigkeit der dieser Fläche zugeählten Strandbildungen beruht auf folgendem: (1) Der Strand ist deutlich transgressiv, (2) er ist im Pielisjärvicecken die einzige gut entwickelte Bildung dieser Art zwischen der höchsten Grenze und der jetzigen Wasseroberfläche.

Von dieser Strandfläche ausgehend wurde das Profildiagramm in der Tafel VII konstruiert. Jeder Strandbildung entspricht auf demselben ein Zeichen: seine Lage zur wagrechten Achse (Abszisse) gibt die Entfernung der betreffenden Strandbildung von der durch die Mitte des Untersuchungsgebietes gehenden 109 m-Isobase an, diejenige zur senkrechten Achse (Ordinate) ihre Höhe über dem Meeresspiegel, reduziert in der früher angegebenen Weise.

In der Projektion ist die Merzhahl der Strandbildungen bestimmten synchronen Niveaus angegliedert, im Ganzen sechs (I—VI); eine kleinere Anzahl, Merkmale des höchsten Wasserstandes an verschiedenen Stellen, bleiben zwischen ihnen als Vertreter metachroner Niveaus.

Die auf diese Weise erhaltene Gesamtheit der aufeinander folgenden Uferflächen und die ihnen entsprechenden Eisrandlagen erinnern im wesentlichen an die Resultate Tanners in Finnmarken (1907).

Für die Erklärung der spätglazialen Niveaueverschiebungen muss auch das Inlandeis und der Rückzug desselben in Betracht gezogen werden. Während das Wasser in dem eisfreien Gebiete allerlei Uferbildungen schuf, konnten in den eisbedeckten Gebieten in der selben Zeit keine solche zu stande kommen. Die Uferbildungen, welche ein und der selben Zeit angehören, reichen also nicht weiter als der Rand des Landeises (oder Toteises) für denselben Zeitpunkt.

Auf diese Tatsache gründet sich die Chronologie der spätglazialen Wasserniveaus. Einer jeden Uferfläche entspricht nämlich im Nordwesten, in der Richtung des Inlandeises, eine Grenze, die identisch mit einer gewissen Eisrandlage ist. Da die Geschichte des Eisrückzuges in den jahreswarwigen Sedimenten zu lesen ist, so wird auch die Aufeinanderfolge und die Chronologie der Uferflächen in derselben Weise klar. Hier werden nur die Resultate der Untersuchungen des Verfassers über gebänderte Sedimente angewendet; ihre eigentliche Erläuterung bleibt einer späteren Veröffentlichung vorbehalten.

DIE STRANDFLÄCHEN I UND II.

Die älteste und zugleich auch die oberste der synkronen Niveaus ist als Nummer I bezeichnet worden. Sie wird durch die höchste Grenze im Dorfe Selkie (Beob. 79) bei 130 m ü. d. M. repräsentiert. Da das südwestlich von diesem belegene, zum zweiten Salpausselkä gehörige Plateau des Jukajärvi (= supra-aquatiscche Oberfläche des glazifluvialen Deltas) sich zu etwa 134—135 m, und das Plateau des Murtojärvi zu etwa 129 Höhe erhebt, erscheint es wahrscheinlich, dass diese und alle mit ihnen gleichzeitigen Deltas des zweiten Salpausselkä ungefähr dasselbe Niveau darstellen wie die höchste Grenze von Selkie.

Die mit Nummern II a—II d bezeichneten Niveaus bilden eine Gruppe von vier unter einander liegenden Uferflächen, welche ein stufenförmig vor sich gegangenes Absinken des Wasserspiegels bedeuten. Der totale Unterschied zwischen den Uferflächen I und III ist etwa 35 m. Er entstand in der Zwischenzeit zwischen der Fertigbildung der Randmoränen vom zweiten Salpausselkä und vom Jaamankangas.

Da die letztgenannte Randmoräne chronologisch dem dritten Salpausselkä in SW-Finland entspricht, können wir sagen, dass der dritte Salpausselkä in einem Niveau 35 m unterhalb des zweiten Salpausselkä gebildet wurde.

Diese grosse Verschiebung des Niveaus hat ihren Grund zum Teil in der Landhebung, in der Hauptsache jedoch im plötzlichen Absinken der Wasserfläche. Offenbar kommt hierbei nur *das Absinken des Baltischen Stausees* in Betracht, auf welches der Beginn der Yoldiaepoche folgte. Dieses gewaltige spätglaziale Ereignis wurde zum ersten Mal von H. Munthe (1910 a) erwähnt. Das Problem ist später, was Schweden betrifft, von E. Antevs (1922), G. Lundquist (1921), S. Johansson (1926) und für ganz Fennoskandia besonders von W. Ramsay (1919 a, 1923, 1927) behandelt worden. Aus Ramsays Arbeit geht hervor, dass das Ereignis sehr vielgestaltig gewesen ist. Es umfasst eine ganze Reihe von Absenkungsphasen, da der sich eben öffnende Abflusskanal wieder verengert und das Wasser dadurch von neuem wieder aufgedämmt wird. Absenkungen geschehen u. a. zur Zeit der ersten und gleich nach Abschluss der zweiten sowie schliesslich zu Anfang der dritten Salpausselkä-epoche.

Die letzte Absenkung betrug nach Ramsay 27 bis 28 m; sie war eine einmalige, völlige. In Nordkarelien dagegen vollzog sich das Absinken in drei verschiedenen Teilphasen, wie aus der Konstruktion hervorgeht.

Das dem *ersten Absinken* entsprechende Niveau ist durch die höchsten Strandlinien auf dem Rahkeisenvaara (69) (und dem Leskelävaara ?) in einer Höhe von rund 120 m und dem Rauanvaara (80) in 105 m Höhe repräsentiert. Die Richtung des Landeisrandes folgt der auf der Karte sichtbaren Linie die chronologisch dem Jahre 100 nach der Bildung des zweiten Salpausselkä entspricht, welche für alle hier verwendeten chronologischen Bestimmungen als \pm 0-punkt angenommen wurde. Wahrscheinlich hat die Absenkung um das Jahr 100 herum stattgefunden, also am Anfang der dritten Salpausselkä-epoche. Die Absenkung hat sicher den Stillstand mit verursacht oder doch jedenfalls denselben verlängert, da durch die starke Reduktion der Wassermasse die mechanische Abspaltung des Eises in Eisberge verringert wurde (vergl. Sauramo 1923 S. 151).

Während *des zweiten, dritten und vierten Absinkens* ist der Eisrand im Tale des Pielisjoki und in der Gegend des Höytiäinen stabil gewesen; als Zeichen der Absenkung trifft man dort Litoralbildungen und vor allem verschiedenen Niveaus angehörige Deltas an.

Von den letztgenannten verdient das Delta des Jakokoski besondere Erwähnung. Dieses befindet sich in einem von Norden her mit dem Laufe des Pielisjoki sich vereinenden, von hochgelegenen Landstrecken umrandeten Tale. Das Delta besitzt zwei verschiedene Niveaus. Der mittlere Teil erhebt sich zu 103 m Höhe, und von da steigt ein Randteil terrassenförmig noch um 4 m höher an. Offenbar hat die Ablagerung zuerst im oberen Niveau stattgefunden, aber da die Wasserfläche, also die Erosionsbasis, plötzlich fiel, wurde der mittlere Teil des fertigen Deltas durch Erosion des Schmelzwasserflusses ausgewaschen, und die darauf folgende Materialablagerung reichte nur bis zum Niveau der gesenkten Wasserfläche. Dasselbe Niveau tritt auch weiter ostwärts auf, z. B. in der Umgebung von Paukkaja in ausgedehnten Sandfeldern in etwa 102 m Höhe.

In der selben Weise treten die während der Zeit des Stillstandes geschehenen Niveauverschiebungen auch im gewaltigen Jaaman kangas zu Tage. Der südliche, zuletzt gebildete Teil desselben wurde bis zum unteren, jüngsten Niveau abgelagert, der hier bis einer Höhe von 106 bis 107 m reicht. In der Richtung gegen die nördlichen, also am frühesten gebildeten Teile, steigt die Oberfläche der Randbildung an, stellenweise treppenförmig: die obersten, ebenen Teile erreichen eine Höhe von etwa 120 m, also das Niveau der ersten Absenkung.

Die plötzlichen Absenkungen der Wasserfläche machen sich auch im inneren Aufbau der Deltas bemerklich, wie aus den in vielen Aufrissen beobachteten Diskordanzen ersichtlich ist. (Fig. 8 und 9, Taf. V). Von der in einem höheren Niveau gebildeten Ablagerung trug die Erosion beim Absinken der Wasserfläche den oberen Teil ab, und auf dem übriggebliebenen Ablagerungsreste setzte sich neues, gewöhnlich viel gröberes Material ab, welches den proximaleren und in seichterem Wasser abgelagerten Teil des neuen Deltas darstellt. Eine solche, schnurgerade Diskordanz kam im Sommer 1926 bei Ylämylly in einem frischen Eisenbahndurchstich auf einer Strecke von mehreren hundert Metern zum Vorschein. Ähnliches erwähnt auch Wilkman von den Deltas des weiter östlich belegenen Tales des Pielisjoki (1917).

Das gradweise Absinken des Wassers hatte vermutlich seinen Grund darin, dass die Abflussrinne der nordkarelischen Wässer sich in der recht hoch belegenen Zone zwischen den Salpausselkä-rücken und dem Landeise befand, an einer Stelle, wo die Abflussfurchen immer seichter wurden, je mehr das Eis sich nordwärts zurückzog.

Der Verfasser hat sich früher ablehnend gegen die von Ramsay ausgesprochene Ansicht verhalten, dass zwischen der zweiten und dritten Salpausselkäeepoche eine grosse Absenkung der Wasserfläche eingetreten sei. Mein Standpunkt gründete sich hauptsächlich auf die Tatsache, dass in den gebänderten Sedimenten dieser Zeit keine derartige Veränderung, welche auf eine stattgefundene plötzliche Erniedrigung des Wasserstandes schliessen lassen könnte, zu bemerken ist. Dagegen kann man derartige Anzeichen für andere Zeiten, von denen damals Niveauverschiebungen nicht bekannt waren, u. a. für die Salpausselkäepochen, beobachten. Ramsay hat sie später nachgewiesen. Eine solche entspricht auch, wie weiter unten erwähnt werden soll, der Absenkung der Wasserfläche im Jahre 520.

Ferner wurde meine Standpunktnahme dadurch beeinflusst, dass die von Ramsay aus den höchsten Strandlinien bestimmte synchrone Lage des Eisrandes in Häme (Tawastland) in Widerspruch zu meinem, aus den gebänderten Sedimenten erhaltenen Equicessenstand (Ramsay 1919 b). Das hat seinen Grund in dem Umstande, dass der Eisrand nach der vollendeten Absenkung des Baltischen Stausees nahezu 10 km, bis nach Hämeenlinna (Tawastehus), also bis zu der von Ramsay angenommenen Linie, vorgestossen war. (Fig. 6, S. 28). Dies dürfte aus den Tonprofilen hervorgehen (Sauramo 1923, S. 39). Diese grosse Oscillation des Eisrandes ist also durch zwei Methoden festgestellt worden, und das spezielle Ereignis, welches die Meinungsverschiedenheit verursacht hatte, erhält eine beide Teile befriedigende Erklärung.

DIE STRANDFLÄCHE III — DAS YOLDIAMEER.

Die abgesenkte Wasserfläche III tritt im Gebiete Höytiäinen—Viinijärvi als höchster Strand zum Vorschein, weiter südwärts aber als deutliches Niveau unterhalb der dortigen höchsten Strandlinien. Dieses Niveau ist in mancher Hinsicht von Interesse.

Zunächst verdient die kräftige Entwicklung der Strandbildungen Beachtung. Sind doch die Abrasionsterrasse, welche das höchste Niveau repräsentieren, aussergewöhnlich gross, bis zu 10—25 m hoch an den Beobachtungspunkten 93, 96 und 108. (Fig. 1, Taf. I, Fig. 7, Taf. IV und Fig. 10, Taf. VI.) Der zweite abweichende Umstand ist, dass diese Strandbildungen ein und dem selben Niveau angehören. Sie sind offenbar mit einander synchron, ganz im Gegensatz zu den höchsten Ufern überhaupt.

Obige Tatsachen weisen darauf hin, dass das Niveau einer Transgression entspricht und offenbar gerade derjenigen, welche nach Ramsay während der Finiglazialzeit über ganz Fennoskandia hin

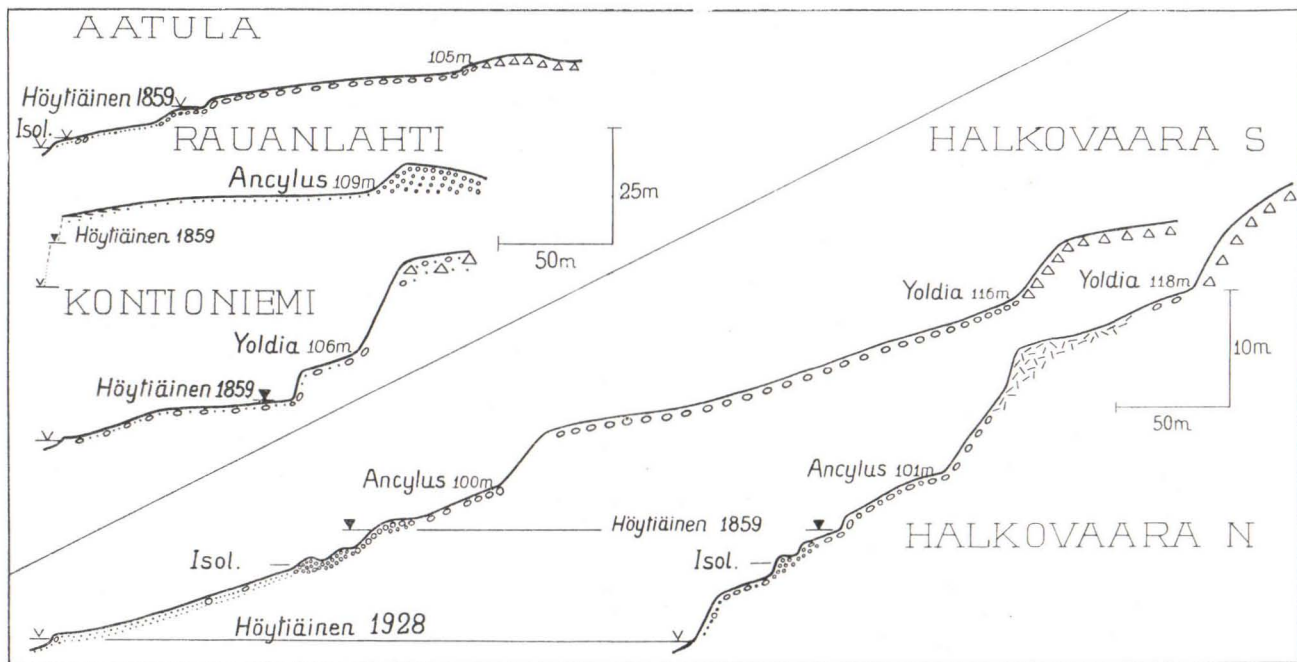


Fig. 2. Einige Querprofile der Hänge des Höytiäinen-Beckens mit Strandbildungen der Yoldia- und Ancyluszeit, sowie solchen, welche nach Abschneürung des Höytiäinen als See gebildet wurden. Die Strandbildung von 105 m bei Aatula repräsentiert den Eo-Ancylus.

zu beobachten ist. In Finnmarken erscheint sie als Tanners Strandlinie I ϵ (1907) und im Gebiete der Ostsee als Yoldiameer. Das Niveau III ist somit identisch mit dem Niveau des Yoldiameeres (Fig. 3, Seite 21). Ramsay erklärt diese Transgression dadurch, dass infolge des reichlichen Abschmelzens des Eises zur Finiglazialzeit die Wasserfläche des Ozeans gestiegen wäre.

Ein dritter charakteristischer Zug dieses Strandes ist sein unzusammenhängendes Auftreten. Er setzt sich nämlich nicht von einem Ort zum anderem ununterbrochen fort, wie die unterhalb desselben befindlichen, den verschiedenen Phasen der Sees entsprechenden Ufer, obgleich z. B. im Umkreis des Höytiäinen die Bedingungen überall dieselben sind. So kann man ihn z. B. am SW-teile des Höytiäinen, wo doch der Boden, aus feinkörniger Moräne und Sand bestehend, von günstigster Beschaffenheit ist, vergebens suchen. Ebenso fehlt er beim SE-winkel dieses Sees an allen Stellen, mit Ausnahme von Kontioniemi, wo er mit prächtiger Kontur weithin sichtbar ist (Fig. 10, Taf. VI).

Dieses umzusammenhängende Auftreten kann nichts anderes bedeuten als, dass an den in Betracht kommenden Orten während der Bildungszeit des Strandes sich etwas, was die Ausbildung des Strandes verhinderte, vorgefunden hat, aber später verschwand. Sicher ist es nichts anderes als »totes« EIS, welches sich vom Landeise abgetrennt hatte, gewesen. Es schmolz erst dann, als der Rand des »lebenden« Landeises sich schon weit im Nordwesten befand. Dieses tote Eis hat sich vor allem in tiefen, steilwändigen Buchten sowie zwischen Felseninseln und dem Festlande erhalten. Gerade an solchen Stellen fehlen auch die älteren Strandniveaus. An anderen Stellen ist wiederum die Zone dünn zusammengeschmolzener Randteile des Landeises besonders zur Zeit des Stillstandes unter Bedeckung mächtiger Ablagerungen geblieben. Eine solche s. g. Ablationsmoräne (Mikkola 1927) befindet sich u. a. nördlich des eigentlichen Deltas des Jaamankangas zwischen dem Höytiäinen und dem Viinijärvi als ein 5 bis 10 m breiter Gürtel (Fig. 3, Seite 21).

Es ist klar, dass an solchen Stellen eine beständigere Litoralbildung erst nach dem vollständigen Abschmelzen des Eises entstehen konnte. In diesem Falle hat sich auch die erste, an solcher Stelle als höchster Strand hervortretende Litoralbildung ungewöhnlich stattlich entwickeln können; sie grub sich in eben erst vom Schmelzeis befreiten losen Boden ein. Weiss man, zu welchem Niveau ein solcher höchster Strand gehört, so kann man daraus die Schmelzeit der Eisfragmente bestimmen, sofern man über die Chronologie der Ufer im Klaren ist

DIE STRANDFLÄCHE VI — DER ANCYLUSSEE.

Die als Ausgangspunkt benutzte Strandfläche VI befindet sich in der Projektion unterhalb des Yoldianiveaus. Sie gehört dem jüngeren Zeitabschnitt der Spätglazialzeit an; war doch das Landeis bei ihrer Bildung schon völlig aus Nordkarelien verschwunden. Folgende Umstände sprechen dafür, dass dieses Niveau dem Transgressionsmaximum des Ancylussees entspricht.

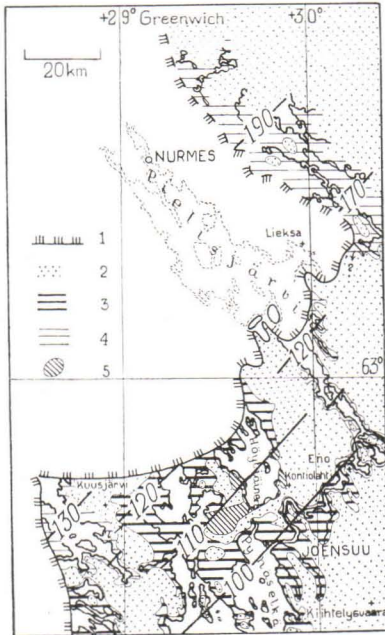


Fig. 3. Nordkarelien während der Yoldiazeit. 1 Eisrand. 2 Land. 3 Das Yoldiamer mit seinen Isobasen in m. 4 Eisgestaute Seen. 5 Toteis und Ablationsmoräne.

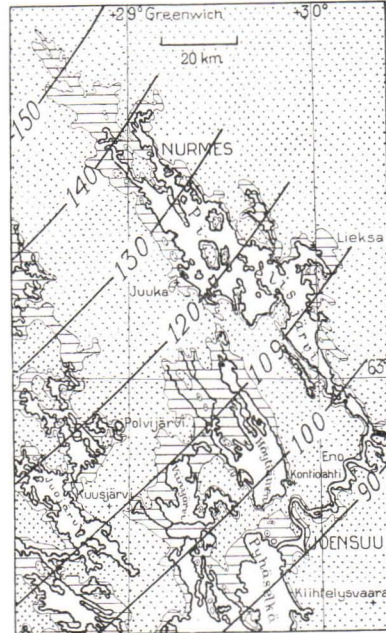


Fig. 4. Nordkarelien während der Ancyluszeit. Die Isobase von 114 m repräsentiert die Zone der Abflussschwelle in Närke, Central Schweden.

1. Der Strand ist deutlich transgressiv von SE nach NW bis zur Isobase von 110 (114) m (Fig. 4). Nach Munthe (1927) und v. Post (1925) befand sich der Wasserspiegel des Ancylussees oberhalb der Abflussrinne bei Degerfors in Närke, Mittelschweden, in der selben Höhe. Wahrscheinlich haben wir also im Niveau VI eine Strandfläche gefunden, die dem Abfluss des Ancylussees entspricht.

2. Der Gradient des Niveaus VI beträgt 45 cm per km zwischen den Isobasen von 110 m und 90 m. Der dem Trans-

gressionsmaximum des Ancylussees entsprechende Strand in Östergötland hat zwischen den Isobasen von 80 m und 70 m eine Schrägstellung von 43 cm per km (Ramsay 1926).

3. Die in Frage stehende Strandfläche kann über den ganzen Umkreis der Ostsee hin verfolgt werden, in der Weise wie es die Abbildung 5 zeigt. Diese Behauptung

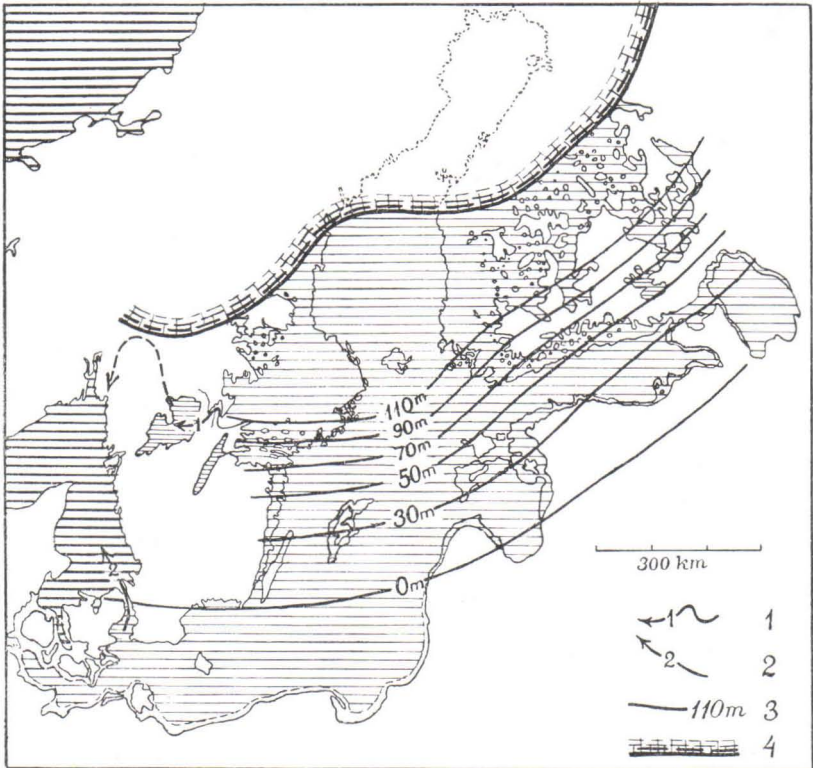


Fig. 5. Verteilung des Inlandeises, des Wassers und des Landes während des Maximums der Ancylustransgression, etwa im Jahre 900—1000 nach der zweiten Salpausselkäepeche (= etwa 7500 v. Chr.).

tung stützt sich, was Schweden betrifft, auf die Darstellung von Munthe (1910 b), Sundelin (1919) und Nilsson (1926), für die baltischen Länder auf Ramsays mündliche Mitteilungen. In Südfinnland entspricht der von Rudeberg (1925) gefundene Transgressionsstrand diesem Niveau. In dem bisher noch ununtersuchten Gebiete zwischen letztgenanntem Landteil und Nordkarelien stimmen mit dieser Strandfläche gewisse von Leiviskä (1920) auf den Salpausselkäerücken gemessene Strandbildungen überein, ebenso ein von Tolvanen (1923) am Südennde des Päijänne aufgefunderer Strand.

In Nordkarelien befinden sich die der Zeit der Ancylosttransgression angehörigen Strandbildungen nicht genau in e i n e m Niveau, sondern in einer Zone, in welcher der Höhenunterschied zwischen den oberen und unteren 3 bis 4 m beträgt. Am Südennde des Höytiäinen trifft man nur dem unteren Teile der Zone entsprechende Strandbildungen an, während am Pielisjärvi die meisten dem oberen Teile angehören. Es gibt dort Stellen, u. a. 41, 52 und 54, in denen das Ufer in seiner Gesamtheit in der Vertikalrichtung 2 bis 3 m mächtig ist.

Dieser Umstand dürfte wohl kaum einem anderen Grunde zuzuschreiben sein als dass der Ancylostsee um den erwähnten Betrag zur Zeit als die Abflussrinne sich in Mittelschweden befand, abgesenkt wurde.

Gerade während der Fertigstellung dieser Publikation erschien Munthes (1928) Arbeit über den Närke-Abfluss des Ancylostsees. Aus der Schilderung erhält man ein lebendiges Bild von der Gewalt jenes 7-läufigen Urstromes und erfährt zugleich, dass die Wasserfläche im Ancylostsee am oberen Ende des Stromes anfangs 114—113 m, später 110 m hoch gestanden hat, da die Schwelle unter der Einwirkung der Erosion erniedrigt wurde. Dieser Umstand stimmt völlig mit dem Auftreten der doppelten Ancylostufer überein und gibt zugleich eine Erklärung dafür.

DIE STRANDFLÄCHEN IV UND V — EO-ANCYLUS.

Es bleiben noch die zwischen den im vorhergehenden beschriebenen Ufern des Yoldiameeres und des Ancylostsees belegenen zwei Uferflächen IV und V zu behandeln. In diesen offenbart sich eine während der Niveauverschiebungen eingetroffene Reihe von Ereignissen, die sich chronologisch zwischen die eben erwähnten Epochen einschieben und sich räumlich über den ganzen Umkreis der Ostsee erstrecken, eine bisher unbekannte Epoche in der Entwicklung der Ostsee darstellend.

Nach Abschluss der Epoche des Yoldiameeres etwa im Jahre 450, isolierte sich das Becken der Ostsee zu einem selbständigen See, der im Mittelschweden seinen Abfluss hatte. Im NW der über der Ausflussstelle verlaufenden Isobase geschah eine Regression, auf ihrer Südostseite eine Transgression. In Nordkarelien scheint diese Neigungsachse in der selben Stelle zu liegen wie während der Ancylostzeit. Ihre Lage geht daraus hervor, dass nordwestlich der erwähnten Linie die höchsten Ufer deutlich metachron sind und infolge des Rückzuges des Eises sich sukzessiv um so viel weiter unterhalb des (verlängert gedachten) Yoldianiveaus befinden, je weiter man nach NW gelangt. Immerhin kann man diese Erscheinung bis zur Grenze

Nurmes—Valtimo verfolgen. Dort senkt sich plötzlich die Wasserfläche bis zum Niveau V, um einen Betrag von etwa 8 m.

Südöstlich der genannten Neigungsachse ist das Wasser vor dieser Absenkung gestiegen. Von der Transgression zeugen gewisse gut ausgebildete Ufer an den Beobachtungspunkten 85, 90, 91, 105, zwischen dem Yoldia- und dem Ancylusniveau.

Der Abschluss dieser Entwicklung durch die Absenkung der Wasserfläche in der Gegend von Nurmes lässt sich chronologisch sehr genau bestimmen. Gemäss den gebänderten Sedimenten sind von den letzten, zum Niveau IV gehörenden Ufern z. B. Kohtavaara (22) etwa im Jahre 505, die dem Absenkungsniveau entsprechenden Ufer in Valtimo (1—9) dagegen vor dem Jahre 550 entstanden.

In den Sedimenten selbst, gerade zwischen den genannten Jahren, ist eine grosse und plötzliche Änderung zu bemerken. Bis zu den Jahren 515—520 besitzen die Warven die gewöhnliche Dicke und Gröbe, ja sie sind sogar dünner als die normalen; von der genannten Jahresreihe an wächst die Schichtdicke um ein vielfaches. (Fig. 7, Seite 28). Gleichzeitig wird auch das Material bedeutend gröber. In Anbetracht dessen ist es wahrscheinlich, dass die erwähnten Diskontinuitäten in den höchsten Ufern und den Sedimenten auf die gleiche Ursache zurückführen und, was für uns noch wichtiger ist, auch als gleichzeitig anzusehen sind.

Die ganze in Frage stehende Entwicklungsepoche umfasst somit knapp 70 Jahre. Während dieses Zeitraumes sind u. a. die Reste des toten Eises und der Ablationsmoräne, die noch während der Bildung des Yoldiastrandes vorhanden waren, weggeschmolzen. Diesen interessanten Schluss kann man daraus ziehen: das Niveau erscheint als höchster Strand gerade an den Stellen, an welchen der Yoldiastrand fehlt. Jener Strand ist dann sehr deutlich ausgebildet, sodass er z. B. am Beobachtungspunkte 105 an Schönheit sogar dem alten Strand des Höytiäinen gleichkommt.

Um zu zeigen, dass die genannte Diskontinuität der höchsten Ufer und der gebänderten Sedimente sich nicht nur auf das Becken des Pielisjärvi beschränkt, will ich im folgenden einige *a u s s e r h a l b N o r d k a r e l i e n s* gemachte Beobachtungen anführen, und zwar aus derjenigen Zone, in welcher der *R a n d d e s L a n d e i s e s* sich um das Jahr 520 befand. Die Messungen sind in der oben angegebenen Weise ausgeführt.

Die (reduzierte) Höhen der oben angeführten höchsten Ufer ersieht man aus der Karte, Fig. 6. Aus derselben ersieht man auch ihr Alter, d. h. ihr Verhältnis zu einigen der Standorte des Landeis-

Ort	Nummer	Art der Strandbildungen	Höhe der Strandbildungen	
			gemessen	reduziert
Usinmäki	109	Abspülgrenze H. Gr.	138	136—135
Murtomäki	110	Mächtiger Wall »	145—146	144
»	111	Abrasionsterrasse »	143	142
Ukonmäki	112	Abspülgrenze »	134	132
Piimäki	113	» »	129—128	127
Jänismäki	114	» »	129	128
Kuukkari	115	» »	128	128
Litmamäki	116	Blockstrand »	132	132
Niinimäki	117	Abspülgrenze »	133	130
»	»	Mächtiger Strandwall »	131	130
Puutosmäki	118	Abspülgrenze »	136.5	135
Toivala	119	Abrasionsterrasse (Wilkman) »	(141)	—
Puijo, Pappila	120	Abspülgrenze »	142	140
Kohomäki	121	» »	142.5	140
Katajamäki	122	Strandwall »	145.5	144
Hankamäki	123	Abrasionsterrasse »	143	142
Hankasalmi	124	Blockstrand »	142	141
Löytinmäki	125	Abspülgrenze, Blockwall »	146.5	145
Pommionmäki	126	Blockstrand »	142.5	141
Sulunmäki	127	Abspülgrenze H. Gr.	146.5	143
»	»	Blockstrand »	132	132
Koskenvuori	128	» H. Gr.	156	154
Kanavuori	129	» »	156	154
Rauhaniemen kangas	130	» »	153.1	152
Roninmäki	131	» »	150—147	148
»	» ¹	» »	127	125
Kypärämäki	132	» »	148	147
Könkkölänmäki	133	Schwacher Terrasseneinschnitt H. Gr.	141	141
Mysiänmäki	134	» ¹ »	145	145
Mannisenmäki	135	Blockstrand ¹ »	145	144
»	» ¹	» »	132	132
Station Laukaa	136	» »	148	147
Multamäki	137	Abspülgrenze »	151	149
»	»	Blockstrand »	143	142
»	»	» H. Gr.	142	141
Myllymäki	138	Abspülgrenze »	143	142
Valkeisenkangas	139	Randdelta, distalwall »	137	136
Äänemäki	140	Abspülgrenze »	156—155	154
Kiimasjärvi	141	» »	(156)	(153)
Petäjavesi	142	Blockstrand »	143.5	142
»	143	Abspülgrenze »	155	152
Rautavuori	144	» »	136	135
Hallinmäki	145	» »	156.5	155
Ristimäki	146	» »	148.5	146
»	»	Schöner Blockstrand »	141.5	141
Mänttävuori	147	Abspülgrenze H. Gr.	137.5	136
Särkimäki	148	» »	148	144
Pirunvuori	149	» »	151	148
Salmenvuori	150	» »	153	151
Ruhala	151	» »	160	157
Löytänavuori	152	» »	162	160—159

¹ Nach Beobachtung von M. Saxén.

randes. Von den letztgenannten verdient die Linie des Jahres 520 (in welchem die in Frage stehende Absenkung geschah) besondere Beachtung. Ihr Ort ist in der Gegend von Kuopio durch die Ufer 119 (vom Jahre 525) und 120 (vom Jahre 530) bestimmt, in Laukaa durch die Ufer 135—139 (um das Jahr 520 herum), in Petäjavesi durch die Ufer 142—143, sowie Kuorevesi durch das Ufer 148 (vom Jahre 530).

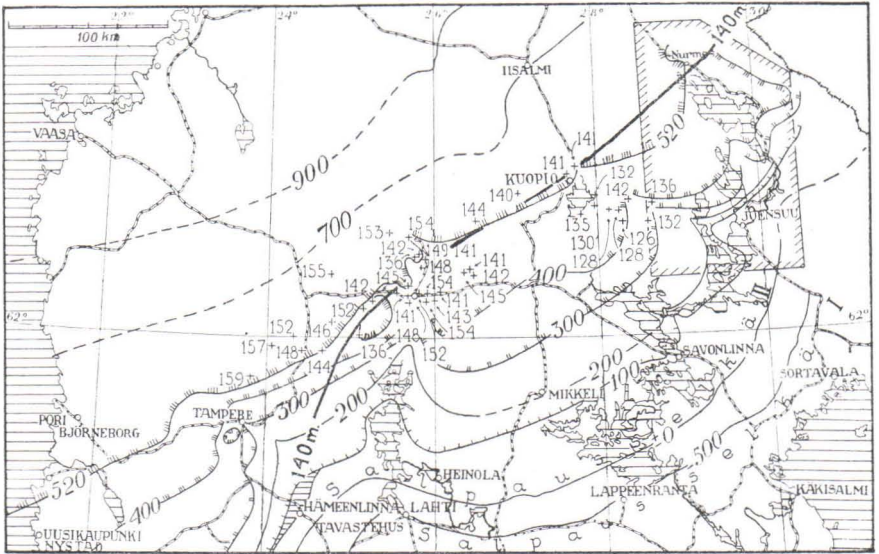


Fig. 6. Central-Finland; das Spezialgebiet Nordkareliens mit Schraffierung umrandet. 100 Eisrandlage im Jahre 100 nach dem Ende der zweiten Salpausselkäepeche (+0), sowie einige andere Rückzugstadien des Inlandeises. +141 höchste Grenze um die Eisrandlage des Jahres 520, mit Höhenangaben im Metern. Schraffierung bei Hämeenlinna (Tavastehus) bezeichnet die grosse Oszillation des Eisrandes um das Jahr 100.

Von diesen ist die Stelle 136, wo am Abhang ein und der selben Anhöhe sowohl der nicht abgesenkte als auch der abgesenkte Strand existieren, am interessantesten. Hier kann man den Betrag der Absenkung direkt und am genauesten bestimmen: etwa 8 m, wie bei Nurmes in Nordkarelien.

Dies beruht natürlich auf einem glücklichen Zufall; im allgemeinen liegen die beobachteten Ufer mehr oder weniger weit von der Absenkungslinie selbst entfernt, sind also nicht ganz gleichzeitig mit ihr. Dann ist auch der Höhenunterschied zwischen den ihnen entsprechenden metachronen Niveaus grösser als die eigentliche Absenkung. Dies trifft ganz besonders zu, wenn ein in dem abgesenkten Niveau entstandenes Delta in Frage kommt (z. B. 139),

dessen Bildung eine gewisse Zeit, velleicht sogar mehrere Jahrzente, erforderte.

Die Gegend von Petäjävesi ist besonders bemerkenswert: der höhere Strand liegt im NW, also an der Seite des Landeises, der abgesenkte im SW. Dies lässt sich auf folgende Weise erklären: der Wasserspiegel breitete sich als Kalbungsbucht längs dem Tal des Petäjävesi nach Norden aus und schnitt an der Stelle 143 das nicht abgesenkte Niveau des Strandes. Auf der Ostseite der Kalbungsbucht befand sich ein ausgedehntes Gebiet von totem Eis; diesem Gebiete hatte die eben erst gefallene Wasserfläche ihr Gepräge aufgedrückt.

Gleich nach der Absenkung stand die Wasserfläche von Nurmes bis nach Kuorevesi, am Eisrande, nahezu gleich hoch, nämlich in der Höhe von 140 m; ziemlich genau diese Höhe erhält man für die Isobase mit Hilfe der Ufer Nr. 119, 120, 135, 136, 137, 138, 142, 143, 144 und 148.

Wenn man diese Isobase als Richtlinie benützt, lassen sich alle obengenannten Strandbildungen auf das Profildiagramm Nordkareliens auftragen. Sie gliedern sich in diesem oberhalb des Niveaus V und unterhalb des VI an. Die Zone zwischen den genannten Niveaus bleibt frei von Projektionspunkten. Dies zeigt in überzeugender Weise, dass es sich wirklich um eine allgemeine, durch die Absenkung der Wasserfläche verursachte Niveaushiftung handelt.

Die in den gebänderten Sedimenten hervortretende gleichzeitige Diskontinuität, welche von Karelien bis nach Satakunta, Fig. 7, ja wahrscheinlich bis nach Schweden (Upsala) (Sauramo 1926) zu beobachten ist, muss auch auf diese plötzliche Absenkung zurückgeführt werden.

Die besprochene Reihe von Vorgängen entspricht meines Wissens einer bisher unbekanntten Episode der spätglazialen Entwicklung der Ostsee. Sie folgt direkt auf die Yoldiazeit und repräsentiert den ersten Bildungsabschnitt des Ancylussees. Man könnte sie Eo-Ancylus benennen. Der Abfluss dieses Sees dürfte auf derselben Isobase und offenbar an derselben Stelle in Mittelschweden liegen wie der des eigentlichen Ancylussees. Erwähnt doch Munthe (1927), mehrfach, dass die Erosion in der Närke-Abflussrinne ungewöhnlich kräftig gewesen ist, und die Rinne sich infolge dessen gradweise, nicht nur durch die Moräne hin durch, sondern auch in den Felsboden hinein vertieft hat. Auf Grund der nordkarelischen Beobachtungen kann man schliessen, dass die Schwelle während der ersten Jahrzehnte 5—8 m höher als in den Zeiten der späteren niedrigeren Niveaus

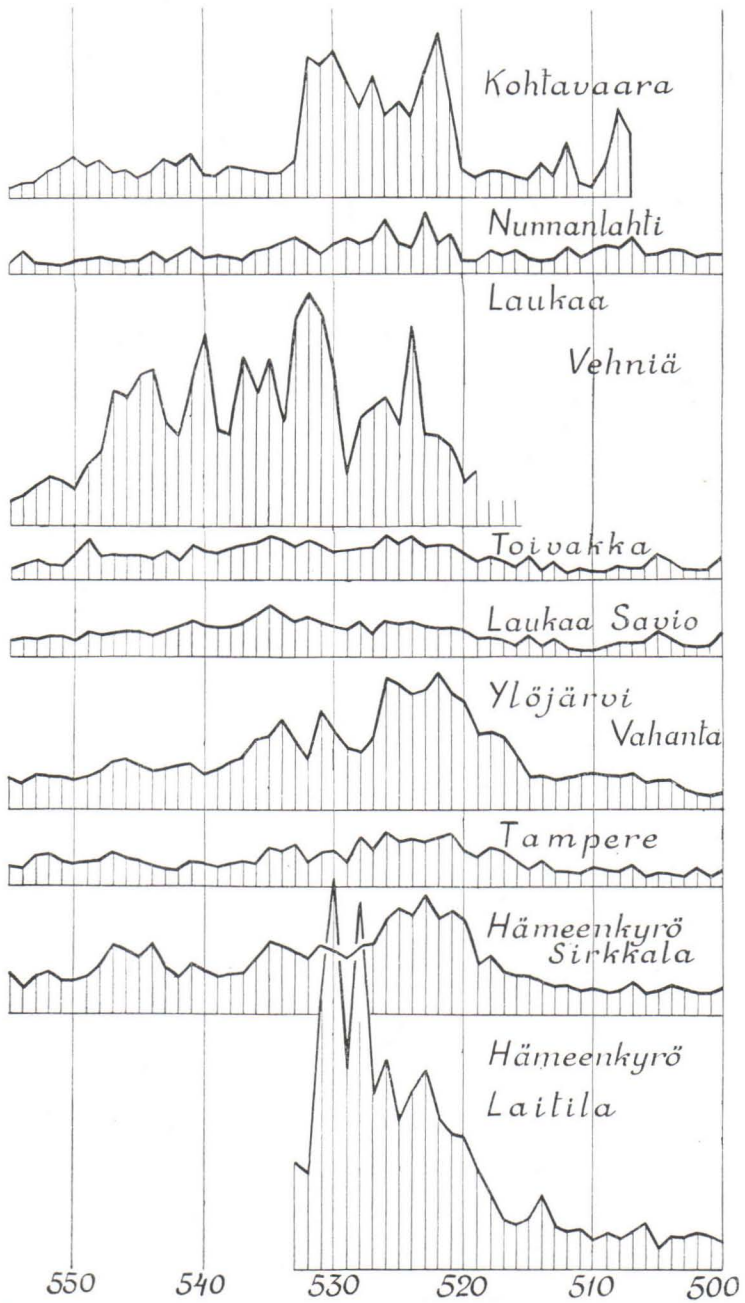


Fig. 7. Eine Serie von jahreswarwigen Sedimenten der Jahre 500—550 nach der zweiten Salpausselkäepoche von verschiedenen Orten Finnlands. Beachte den grossen Unterschied der Dicke der Bänder um das Jahr 520.

gewesen ist. Die künftige Forschung wird klarlegen, ob die Uferflächen IV und V sich auch in Mittelschweden feststellen lassen.

Nebenbei sei bemerkt, dass eine grössere lokale Diskontinuität der höchsten Grenze auch ausserhalb der allgemeinen Absenkungslinie beobachtet wird, z. B. bei Jyväskylä. Von den dortigen höchsten Ufern representieren die Nr. 128—133 ein viel höheres Niveau als die in der Umgebung, besonders im W und SW von der Stadt. Dies beruht darauf, dass der Altersunterschied zwischen den betreffenden höchsten Ufern grösser als gewöhnlich ist. Die genannten Strandbildungen sind an der grossen Kalbungsbucht entstanden, die sich längs dem Bassin des Päijännesees nach Norden bis zur Stadt Jyväskylä vor dem Jahre 400 nach dem zweiten Salpausselkä vorge-schoben hatte (Fig. 6). Auf der Westseite der Kalbungsbucht hat der Eisrand Halt gemacht, und während dieser Zeit hat eine bedeutende negative Strandverschiebung stattgefunden. Die höchste Grenze wurde nach dieser Zeit in einem niedrigeren Niveau eingeschnitten. Die im Becken des Juojärvi gemessenen höchsten Ufers wiederum sind am Spiegel des vom Eise abgedämmten Wassers vor dem Jahre 450 entstanden (Fig. 3, Seite 21).

DIE ENTWICKLUNG DES ANCYLUSSEES.

In der oben besprochenen Zone wurden auch einige gut entwickelte Strandbildungen direkt unterhalb der höchsten Grenze beobachtet. Auf das Diagramm Taf. VII projiziert, bilden sie die gerade Fortsetzung der Strandfläche des Ancylussees und in dieser das obere Niveau.

Die Ancylusfläche, welche im SE der Schwelle in Närke, Central-Schweden, und der ganzen Isobase von 110 m infolge der Transgression gut ausgebildet ist, hat also ihre leicht erkennbare Fortsetzung auch im NW der genannten Isobase.

Die Bildung dieser distinkten Strandlinie im Gebiete der Regression ist wohl zum Teil auf das Ereignis des Jahres 520 zurückzuführen. Nach der plötzlichen Absenkung des Wasserspiegels um 8 m wurden nämlich bedeutende, nicht von der Abrasion berührte Landareale blossgelegt, und die neue Strandlinie konnte sich daher besser als gewöhnlich ausbilden. Sie repräsentiert sozusagen eine niedrigere »höchste Grenze«.

Dies ist besonders an denjenigen Stellen der Fall, wo die wirkliche höchste Grenze vor der Absenkung des Jahres 520 entstanden und daher die Zone zwischen dieser und der Ancylusgrenze grösser ist. So befindet sich z. B. bei Jyväskylä die Strandfläche des Ancylus-

sees 15—20 m unterhalb denjenigen höchsten Ufern, welche in diesem Gebiete früh ausgebildet wurden, also ungewöhnlich hoch liegen.

Ausserdem muss erinnert werden, dass die betreffenden Bildungen die Strandfläche eines Sees repräsentieren, welcher abgesenkt wurde. Sie wurden daher nicht, wie gewöhnlich in dem Regressionsgebieten, wieder zerstört. So versteht man, dass die Ancylusgrenze auch in demjenigen Gürtel entwickelt ist, welcher nach der Absenkung des Jahres 520 eisfrei wurde; sie liegt z. B. am Beobachtungsorte 146 im westlichen Finnland nur 5 m unterhalb der höchsten Grenze.

In Nordkarelien, im Kirchspiele Valtimo, wurden die höchsten Ufer nach dem Jahre 520 im Niveau der höheren Strandfläche des Ancylussees ausgebildet. Da das Alter dieser Strandbildungen nach den jahreswarwigen Sedimenten bestimmt werden kann, lässt sich auch die Chronologie des Ancylussees klarlegen.

Die genannten höchsten Grenzen in Valtimo sind vor dem Jahre 600 nach dem Ende der zweiten Salpausselkäeпоche entstanden. Die nach NW verlängerte untere Ancylusfläche muss die Reihe der metachronen höchsten Grenzen in der Gegend zwischen Iisalmi und Kiuruvesi schneiden. Im Becken des Oulujärvi bleiben sie schon unterhalb der verlängerten Ancylusfläche, ein Zeichen dafür, dass die letztgenannte Gegend erst nach dem Maximum der Ancylustransgression vom Landeis befreit wurde. Dies ist um das Jahr 900 geschehen (Sauramo 1927).

Zum gleichen Resultat gelangt man auch auf anderem Wege. In Übereinstimmung mit Ramsays Koordinatensystem (Ramsay 1926), entsprechend dem Gradienten 45 cm auf einem Kilometer, wurde die jüngste Ancylusfläche um das Jahr 7500 v. Chr. gebildet. Diese Zahl entspricht dem Jahre 900, bezogen auf das Ende der zweiten Salpausselkäeпоche.

Diese Resultate werden sich noch genauer bestimmen lassen, wenn man die Deformation der betreffenden Gegend und das Verhältnis zwischen den höchsten Grenzen und der Ancylusfläche genauer studiert haben wird.

Der Ancylussee hat sich also während seiner ersten Phase nach den oben dargestellten Beobachtungen folgendermassen entwickelt:

Isolierung des Ancylussees	etwa im Jahre	450
Erste Absenkung (Eo-Ancylus)	»	520
Zweite Absenkung (das obere Niveau) ...	»	600—700
Maximum der Ancylustransgression (das untere Niveau), Abfluss in Närke trocken gelegt	»	900—1000

DIE ENTWICKLUNG DES PIELISJÄRVI-BECKENS.

Das Becken des Pielisjärvi folgt zum Teil den oben geschilderten Niveaushiftungen, zum Teil hält es sich von ihnen unabhängig. Seine Entwicklung erfordert daher eine besondere Beschreibung.

Während der Absenkung des Baltischen Stausees blieb der Wasserspiegel des Pielisjärvi-Beckens um einige Meter über dem Niveau des Yoldiameeres stehen. Das Bett des Pielisjoki schlängelt sich durch hohe Landteile; es konnte die von Karelien diesseits und jenseits der jetzigen Reichsgrenze kommenden, reichlichen Schmelzwässer nicht schnell genug ableiten. Eine für das Abfließen hinderliche Schwelle dürfte der Quer-Of von Uimaharju gewesen sein. Auch die teilweise durch Moräne ihren Weg bahrende Abflussrinne des Paukkaja-Wasserfalls ist anfangs natürlich noch enger gewesen als jetzt.

Zwischen den Jahren 400—460 wurde am Rande des sich zurückziehenden Landeises zwischen Nunnanlahti und dem Becken des Höytiäinen die Bucht des Koposen Porttikallio eisfrei; durch diese war das Wasser des eisgedämmten Pielisjärvi in dasselbe Niveau mit dem Yoldiameer gekommen. Die genannte Enge selbst war demnach bis zum Jahre 520 ein 4—5 m tiefer Sund, wie man aus der Lage der Uferfläche IV schliessen kann.¹

Die im Jahre 520 eingetretene allgemeine Absenkung der Wasserfläche betraf auch den Pielisjärvi. Der Sund des Koposen Porttikallio gestaltete sich damals zu einer Stromschnelle, deren Fall auf der Strecke von knapp einem Kilometers etwa 8 m betrug. Die glatt ausgewaschenen Felswände und Steine mit ihren zahlreichen, aber kleinen Gletschertöpfen, geben uns einen lebhaften Begriff davon,

¹ Dr. Tolvanen erwähnt (1926 b), dass auch er diesen Pass beobachtet habe. Er wäre nach ihm vorerst ein Sund gewesen, später aber Abflussrinne des Pielisjärvi geworden. Im Becken des Pielisjärvi habe der Wasserspiegel damals im Süden unterhalb der Schwelle der heutigen Abflussrinne, in Koli 109 m ü. M. und in Nurmes etwa 124 m ü. M. gelegen. Die Uferfläche würde nach den Isobasen von Tolvanen eine nach SE schräggestellte Ebene darstellen. Die Wasserfläche hätte also im Becken des Pielisjärvi in der Zone der Abflussrinne bei Koposen Porttikallio in einer Höhe von 115 m gelegen. Die Schwelle selbst befindet sich jedoch, wie oben erwähnt, 123 m ü. M. Nach dieser Konstruktion musste also zu dieser Zeit das Wasser aufwärts fliessen. Die Discrepanz zeigt, dass Dr. Tolvanen den Pass weder näher besucht noch gemessen hat. Auch die von Dr. Tolvanen konstruierte Uferfläche im Becken des Pielisjärvi ist für den Verfasser ganz unbegreiflich. Jedenfalls muss gesagt werden, dass die Beobachtung der Abflussstelle, obwohl nicht ganz richtig, doch den richtigsten Gedanken darstellt, welchen man in den betreffenden Arbeiten von Tolvanen finden kann.

wie das Wasser in dieser Rinne einst gewaltig getost und gewirbelt hat (Fig. 11. Taf. VI). Da das Niveau der abgesenkten Strandfläche V an dieser Stelle 119 m erreichte, ist die Tiefe des Wassers am unteren Ende der Stromschnelle 2—5 m gewesen.

Die Stromschnelle des Koposen Porttikallio wurde spätestens um das Jahr 540 herum trocken gelegt. Die metachronen höchsten Grenzen im Kirchspiel Valtimo (4—9) genannten Alters wurden nämlich unter dem Niveau der Strandfläche V gebildet. Die Stromschnelle existierte also nur eine kurze Zeit, möglicherweise nur während des um das Jahr 520 geschehenen Durchbruches. Für die kurzandauernde Wirkungszeit der Stromschnelle sprechen auch die geringe Rundung der Geröllsteine und die geringe Grösse der in den Felsen und Blöcken befindlichen Riesentöpfe.

Wie aus der Projektion hervorgeht, wurde der Pielisjärvi um das Jahr 520 ein selbständiger See. Die erste, nach der Absenkung gebildete Uferlinie ist das für die Koordination als Ausgangspunkt benutzte Transgressionsufer VI. Da der Wasseraustausch nach der Isolierung ausschliesslich am Südostende des Sees, also an der Seite der geringsten Landhebung, stattfand, konnte die Transgression nur dadurch verursacht werden, dass das Wasser ausserhalb des Beckens, im Umkreise der ganzen Ostsee gestiegen ist; eine andere als die Ancylostansgression kann nicht in Betracht kommen.

Die offene Verbindung des Pielisjärvi mit dem Ancylussee ist aber von kurzer Dauer gewesen. Schon vor der Bildung des tiefsten Niveaus der Abflussschwelle in Närke und der letzten Absenkung des Ancylussees wurde der Pielisjärvi ein selbständiger See, wie aus der Projektion hervorgeht.

DIE ALTE UND DIE NEUE ANSICHT ÜBER DIE LAGE DER HÖCHSTEN GRENZE.

Nach der älteren Ansicht befindet sich das dem spätglazialen Meere entsprechende Niveau in Nordkarelien in der Höhe von 160—200 m, also viel höher als vom Verfasser angenommen wird. Bei diesem Unterschiede der Auffassungen muss man sich unwillkürlich fragen, welche der beiden Deutungen, die frühere oder die hier gegebene, besser dem wahren Sachverhalt entspricht.

Diejenigen Stellen, wo die alten Strandlinien höher liegen als die hier geschilderten (vom Yoldiameer und von dem Baltischen Stausee hinterlassenen Spuren), befinden sich ausserhalb der Becken des Pielisjärvi und des Höytiäinen. Als Beispiel sei das von Hackman (1895) in der Gegend des Kaltimojärvi-Beckens in der Höhe

von 147 m gefundene Ufer (70) erwähnt. Auch der Verfasser hat ein Paar km südlich dieses Punktes deutliche Litoralbildungen angetroffen; die Umgebung aber ist vollständig supraaquatisch. Jene Auswaschung ist daher nur lokale, und sie ist durch die Abrasion irgendeines eisgedämmten Sees entstanden. Durch einen ähnlichen Vorgang ist auch das höchste Ufer Nr. 57 südlich von Nunnanlahti zu erklären.

Auf grössere Eisseen beziehen sich die Beobachtungspunkte 18—20, 28, 34 und 35 an der Ostseite des Pielisjärvi. Aus ihnen lässt sich schliessen, dass zur Zeit, als das Landeis noch beinahe das ganze Pielisjärvi-Becken bedeckte, grosse Stauseen zwischen der hochgelegenen Grenzgegend und dem Eisrande aufgedämmt wurden (Fig. 3. Seite 21). Von einer späteren plötzlichen Absenkung des Wassers dieser Seen zeugt eine mächtige »Abzapfungswarwe« aus der Gegend von Lieksa, etwa aus dem Jahre 440.

Wenn die hier erwähnten und andere ähnliche Wasserflächen nicht lokale, sondern allgemeine, ausgedehntere gewesen wären, würden sie natürlich die höchste Grenze überschritten haben u. anderem z.B. auch an den Flanken der unvergleichlich besser exponierten Anhöhen am Pielisjärvi und Höytiäinen. Gerade diese wurden sowohl früher als auch später ganz besonders aufmerksam studiert.

In dieser Hinsicht bietet der zwischen dem Höytiäinen und dem Pielisjoki sich zu einer Höhe von 222 m erhebende isolierte Pyytinvaara die besten Voraussetzungen. Wilkman (1912 S. 6) erwähnt vom Südabhange dieser Anhöhe eine wallartige Akkumulation in der Höhe von 184 m und deutet sie als die höchste Grenze. Der Verfasser konnte diese Beobachtung bestätigen, hat aber zugleich festgestellt, dass die Zone sich nicht bis zum West- und Nordabhang der Anhöhe, wo sonst das Ufer immer am besten entwickelt ist, fortsetzt. Der Abhang besteht dort aus typisch supraaquatischem Gelände bis gegen die oben geschilderte Yoldiagrenze am Strande des heutigen Höytiäinen hin. Diese lokale Auswaschung verdankt ihre Entstehung entweder einem Schmelzwasserstrom oder einem kleinen, an der sonnigen Südseite der Anhöhe entstandenen Nuna-taksee aus der Zeit, als die Eisdecke noch mächtig war.

Zu einem negativen Resultat bin ich auch in Betreff anderer in diesem Zusammenhange erwähnter Stellen gekommen. Ich habe die aus der Mitte der weiten Wasserfläche des Pielisjärvi aufsteigende, zu einer Höhe von 215 m sich erhebende Inselgruppe Paalasmaa eingehend untersucht und ebenso die Gegend des Koli, ohne Litoralbildungen zu finden, welche höher als die von mir oben erwähnten höchsten Ufer lägen.

Die Aufmerksamkeit sei auch auf die Verbreitung der feineren Wassersedimente gelenkt. Niemand hat jemals behauptet, oberhalb der meiner Meinung nach höchsten Grenze Ton- und Schluffablagerungen gefunden zu haben. Wenn die mächtigen Wassermassen existiert hätten, so müsste man in dem ebenen Gelände von Kontiolahti solche Sedimente finden. Bänder-ton habe ich im Südteile des Höytiäinen-Beckens vergebens gesucht. Der Niveauunterschied zwischen der jetzigen Wasserfläche und derjenigen der Yoldiazeit beträgt hier 18—25 m, d. h. die gewöhnliche, für die Bildung dieses Sedimentes erforderliche Minimitiefe.

Weiter nordwärts, im Kirschspiel Polvijärvi und im Pielisjärvi-Becken, von der Gegend des Koli ausgehend, trifft man die Bänder-tone nur spärlich an, reichlicher erst in Nurmes und Valtimo, wo die Wasserbedeckung über 40 m tief war. Das Auftreten der betreffenden Sedimente kann also nur aus dem Gesichtspunkte der hier dargestellten, neuen Auffassung verstanden werden.

Der Fehler der älteren Anschauungen liegt darin, dass man die höchste Grenze der lokalen, an absolut höchster Stelle angetroffenen Ufer verallgemeinert und auf Gegenden, wo die höchste Litoralzone in der Tat viel niedriger war, ausgedehnt hat; man nahm diesen geologischen Begriff in allzu wörtlichem Sinne. Die fehlerhafte Auffassung über die Lage der höchsten Grenze hat natürlich mit dazu beigetragen, dass das Problem der Niveauverschiebungen nicht mit Erfolg klargelegt wurde.

DIE ISOSTATISCHE UND EUSTATISCHE BEWEGUNG.

Die quartären Niveauverschiebungen früher vergletscherter Gebiete werden von der Mehrzahl der neueren Geologen hauptsächlich auf isostatische Krustenbewegungen zurückgeführt. Die Regression wäre Folge der Landhebung, die Transgression die der Landsenkung.

Die eustatischen Bewegungen haben aber bekanntlich auch zu den betreffenden Niveauverschiebungen beigetragen. Ramsay hat kürzlich (1924, 1926) die Ansicht vertreten, dass das Land während der ganzen spätquartären Zeit sich ununterbrochen gehoben habe; die Transgressionen seien auf das Steigen des Meeresspiegels zurückzuführen. Wenn dieser Gesichtspunkt in Betracht gezogen wird, müssen wir zu erfassen versuchen, welchen Anteil einerseits die Bewegung der Wasserfläche und andererseits die Hebung des Landes an den hier besprochenen Niveauverschiebungen gehabt haben.

Zunächst werden wir auf gewisse Mittel hinweisen, mit Hilfe deren wir den Betrag der Landhebung zur Spätglazialzeit mit ziem-

lich grosser Genauigkeit schätzen können. Ein solches Mittel er-bietet die Entwicklung des Ancylussees. Das Niveau des Ancylussees war zur Zeit des Maximums der Transgression etwa 32 m höher als das des Veneresees und des damaligen Ozeans (Munthe 1927). Um diesen Betrag war das Niveau des Ancylussees über das Yoldiameer zwischen den Jahren 450—900 nach dem Salpausselkä, also in einer Zeit von ungefähr 450 Jahren gestiegen.

Zu diesem Hebungsbetrag müssen aber noch die 4 m und die 8 m ($4+8 = 12$ m), um die die Wasserfläche im Umkreise der Ostsee infolge der Erosion der Abflussschwelle während der ersten Epoche der Ancyluszeit und am Schlusse des Eo-Ancylus im Jahre 520 sich senkte, hinzugefügt werden. Die Hebung der Abflussschwelle in Mittel-Schweden, im ganzen 44 m in 450 Jahren, macht demnach beinahe 10 m in 100 Jahren aus. Auch das ist nur ein Minimalwert, denn auch der Ozean stieg etwa 18—20 m während dieser Zeit, wie wir später sehen werden. Das Mass der Landhebung dürfte also während der betreffenden Zeit in allem 64 m betragen.

Vor der Abschnürung des Ancylussees ist die Landhebung in Central-Schweden viel grösser gewesen als in Nordkarelien. Die höchste Yoldiagrenze liegt nämlich in Närke etwa 170 m ü. M., also etwa 60 m oberhalb des Abflusses des Ancylussees (Munthe 1927). Die entsprechenden Zahlen für dieselbe Zone Nordkareliens (im Bezug auf die Ancylusfläche) sind nur 127 m und 18 m. Während der Yoldiazeit würde sich also Central-Schweden in der Nähe des Eisrandes etwa 20 m in einem Jahrhundert gehoben haben.

Eine ähnliche Möglichkeit zur Berechnung bietet auch die im Jahre 520 geschehene Absenkung: Um sich 8 m senken zu können, muss die Wasserfläche vorher *m i n d e s t e n s* um den selben Betrag gestiegen sein. Dies geschah etwa in 70 Jahren; es würde einer Steigung von 11—12 m in 100 Jahren entsprechen.

Eine andere Methode fusst auf der Deformation der Landoberfläche, welche in der Schrägstellung der alten Niveau zum Ausdruck kommt. Aus der Projektion ersieht man, dass der Gradient um so grösser ist, je älter der betreffende Strand ist. Das Ancylusniveau neigt sich 45 cm auf einen km, Eo-Ancylus 55 cm, Yoldia 63 cm und II a 70 cm. Während der Bildung des jüngeren Ufers hat das ältere Ufer schon Zeit gefunden, sich merklich zu deformieren, obgleich der Altersunterschied nur einige Jahrhunderte beträgt. Das Ausmass der Hebung und der Neigung erhält man aus dem Winkel zwischen den Uferflächen.

Von der Grösse der Landhebung erhält man einen Begriff, wenn man den Litorinastrand zum Vergleichspunkt nimmt. Sein Gradient,

15.4 cm auf einen km (Ramsay 1926), entspricht einer Hebung um 50 m in der Zone von SW-Finnland, wo die Ancyclusisobase von 110 m verläuft. In gleicher Weise erhält man aus dem Winkel zwischen den Ancyclus- und Yoldiaufnern in Nordkarelien (= 18 cm/km) als Hebungsbetrag 60 m. Das Resultat nähert sich in erstaunlicher Maasse dem auf andere Weise erhaltenen Werte. Der Mittelbetrag der Landhebung ist in dieser Zeit für ein Jahrhundert beinahe 10 m; am Rande des Landeises dürfte die Hebung reichlich 12—15 m betragen — ein Wert, welchen früher schon Lidén (1912) und Ramsay (1926) erhalten haben.

Vermittelst des angewandten Verfahrens kann man die Landhebung für die ganze Zeit nach der Yoldiaperiode einschätzen. Die Schrägstellung von 63 cm auf einen km setzt eine Hebung von 210 m voraus.

Da der Yoldiastrand an der betreffenden Stelle sich in Wirklichkeit nur in einer Höhe von 130 m befindet, bedeutet die Differenz entweder, dass das Land sich später gesenkt oder, dass der Meeresspiegel sich um 80 m gehoben hat.

Eine Landsenkung hätte eine allgemeine Transgression zur Folge gehabt, unabhängig davon, ob der Ozean sich hob oder nicht. Für eine solche sind in den mittleren Teilen des Vereisungsgebietes keinerlei Anzeichen vorhanden. Die Transgressionen während der Eo-Ancyclus- und Ancycluszeit sind auf die ungleichförmige Landhebung zurückzuführen. Also bleibt nur die Annahme übrig, dass die Differenz durch das eustatische Steigen des Meeresspiegels verursacht ist.

Die betreffende Berechnungsmethode ist wesentlich dieselbe wie diejenige Ramsays (1926, S. 37—38). Beide haben nämlich in der gegenseitigen Beziehung der Strandflächen ein und denselben Grund und geben gleiche Resultate.

Eine dritte und zugleich die anschaulichste graphische Darstellungsart ist in der Abbildung 8 wiedergegeben. Der Litorina- und Yoldiastrand sowie die Ancyclusfläche wurden in ihren tatsächlichen Lagen aufgetragen; das Ancyclusniveau ist ausserdem auf die Meeresfläche seiner eigenen Zeit reduziert. Für die Lage des Ancyclus- und des Yoldiaufers am Süden der Ostsee wurden die neuesten Forschungen benützt (Munthe 1927, Grönwall 1927). In Bezug auf die Lage des Meeresspiegels während der genannten Zeitpunkte erhält man ungefähr dieselben Resultate wie mit der letzt erwähnten Winkelmethode. Die Meeresfläche der Litorinazeit dürfte dagegen einige Meter oberhalb des jetzigen Meeresniveaus liegen

(Daly 1920, 1925; Ch. K. Wentworth and H. S. Palmer 1925; H. S. Lodd and J. E. Hoffmeister 1927).

Die gewonnenen Resultate setzen voraus, dass der Meeresspiegel in Anfang des Schwindens der letzten Vergletscherung vielmal tiefer als während der Yoldiazeit lag. Wir erhalten beinahe gleich grosse Werte wie Ramsay. Andererseits müssten noch während der Ancyluszeit grosse, nicht geschmolzene Eismassen existiert haben. In Nord-Amerika wurden solche nachgewiesen (Antevs 1925, De Geer 1926, Auer 1927). Wir wissen jedoch nicht, ob die Eismassen dieser

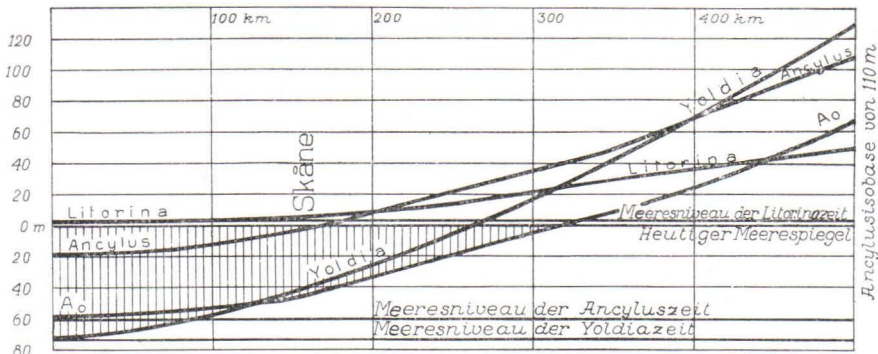


Fig. 8. Darstellung des Verhältnisses der verschiedenen deformierten Uferflächen zum wirklichen Niveau der entsprechenden Wasserflächen. Die Uferflächen zeigen die isostatische Deformation, die Wasserflächen die eustatische Bewegungen. Schraffiert: ertrunkenes Hebungsbereich. A: Die Ancylusfläche auf die Meeressfläche ihrer eigenen Zeit reduziert.

und anderer Vergletscherungen dem Ozean so viel Wasser zurückgaben, dass er dadurch zu seiner heutigen Lage ansteigen konnte.

Die erwähnten Berechnungsmethoden sind mit mehreren Fehlerquellen behaftet. So wirkt z. B. der Umstand, dass für die ältesten Ufer der Gradient am nächsten dem Eisrande grösser ist als weiter ausserhalb desselben (Ramsay 1924), auf das Resultat: man bekommt zu grosse Werte. Andererseits ergibt die Berechnungsmethode zu kleine Werte, da das Gebiet der Landhebung während der Spätglazialzeit grösser war als die Null-Isobase des Litorinastrandes, welche als 0-Punkt für die erstere angenommen war, angibt.

In Bezug auf die graphische Methode muss erinnert werden, dass die ertrunkenen Teile der Uferflächen im Süden nicht so genau wie die gehobenen im Norden festgestellt sind, und die künftigen Untersuchungen können daher kleine Veränderungen in den Resultaten mit sich bringen. Eine Landsenkung während der früheren Postglazialzeit ist im Süden auch nicht ausgeschlossen, da das Gebiet der Hebung

an den Ufern der Nord- und Ostsee von einem Gürtel jetziger Senkung begrenzt ist (Witting 1918). In diesem Falle hätten die in entgegengesetzten Richtungen geschehenen Krustenbewegungen (eine grosse, auf die spätglaziale Landhebung folgende Landsenkung während der Litorinazeit und wieder eine Landhebung) verschiedene Biegungen in den älteren Uferflächen verursacht. Solche kommen jedoch nicht zum Vorschein. Im Gegenteil scheint die Form der deformierten Uferflächen daraufhin zu deuten, dass die Deformation längs des ganzen Profiles hauptsächlich auf die Landhebung zurückzuführen sei.

In den zentralen Teilen des Hebungsgebietes ist eine Landsenkung nicht denkbar, wie schon oben hervorgehoben wurde. Hier kann nur die Kombination der eustatischen Bewegungen des Meeresspiegels und der ununterbrochenen Landhebung zur Erklärung der Niveauverschiebungen herangezogen werden.

Es muss betont werden, dass die oben erhaltenen Resultate nur eine Vorstellung über die Grössenordnung der beiden Bewegungen angeben. Aus der Erläuterung geht es hervor, dass die Hebung des früheren Vergletscherungsgebietes offenbar bedeutend grösser ist, als sich aus den alten Uferlinien ergibt. Und wenn die Hebungserrscheinung schon unter der schmelzenden Eisdecke, vor der Bildung der höchsten marinen Grenze, eingesetzt hat, wird der Betrag der Krustenbewegung noch grösser. Die gewonnenen Resultate auch für das eustatische Steigen des Meeres dürfen im grossen und ganzen der Wirklichkeit entsprechen, obgleich die Werte ohne Zweifel zu gross erscheinen.

Zum Schluss sei noch die Deformationsrichtung der Landoberfläche erwähnt. In Nordkarelien fällt die Linie stärkster Neigung während der ganzen Spätglazialzeit nach SE, wie aus der Parallelität der Isobasen verschiedener Strandflächen hervorgeht. In Südwest-Finnland ist das Verhältnis ein anderes. Die Isobasen des Ancylussees und noch mehr diejenige von 140 m vom Jahre 520 schwenken ganz merkbar nach S hin, nach der Ostsee zu, ab. Dieses Becken hat sich also während des Eisrückzuges mehr und rapider gehoben als die Umgebung; deshalb wurden die alten Niveaus geneigt und nach E hin abgebogen. Später vermindert sich diese abnorme Hebung; die jüngeren Isobasen am Vanajawesi (Auer 1924) und an der Litorinastrandfläche (Ramsay 1926) verlaufen gerade. Auch in Mittel-Finnland ist die Landhebung am Rande des Landeises in der niederen Gegend von Kuopio einwenig grösser als in der höher gelegenen Umgebung von Jyväskylä.

Man muss sich daher vorstellen, dass die Niederungen, vor allem das Ostseebecken, tiefer eingedrückt waren, als die auch heute höher gelegenen Gegenden, weil die Eisdecke über den ersteren mächtiger war als auf den letzteren. Die höheren Teile des Vergleichungsgebietes haben Zeit gehabt, sich schon unter der dünneren Eisdecke zu heben; die Niederungen mit ihren grösseren Eismassen hinkten ihnen nach. In beiden Stücken zeigt die Erdoberfläche eine gewisse Empfindlichkeit gegenüber Belastung und Entlastung; in beiden Fällen reagiert sie isostatisch, wenn auch in verschiedenem Grade.

LITERATUR.

- Antevs, E. (1922), On the Late-Glacial and Postglacial History of the Baltic. *Geographic Review*, Vol. 12, n:o 4.
- Antevs, E. Retreat of the Last Ice-sheet in Eastern Canada. *Geol. Surv. Can. Mem.* 146.
- Auer, Väinö (1924), Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees. *Communicationes ex instituto quaestionum forestalium Finlandiae editae* 8; *Bull. Com. Geol. Finl.* n:o 69, s. 84.
- (1927), Stratigraphical and Morphological Investigations of Peat Bogs of Southeastern Canada. *Communicationes ex instituto quaestionum forestalium Finlandiae editae* 12.
- und Sauramo, Matti (1928). Siehe Sauramo.
- Daly, Reginald A. (1920), A recent World-wide Sinking of the Ocean-Level. *Geol. Mag.* 57, s. 246.
- (1925), Pleistocene Changes of Level. *Amer. Journ. Sc.* 10, s. 281.
- De Geer, G. (1926). On the Solar Curve as Dating the Ice Age etc. *Geografiska Annaler* s. 253.
- Hackman, V. (1895), Marina gränser i östra Finland. *Fennia* 12, n:o 5, Bihang I.
- (1896). Nya iakttagelser angående Yoldia-hafvets utbredning i Finland. *Fennia* 14, n:o 1.
- Helaakoski, A. R. (1912), Havaintoja jäätymsilmiön geomorfologisista vaikutuksista. *Suomen maantiet. Yhdist. julk.* 9.
- Hellaakoski, A. (1922), Suur-Saimaa. *Fennia* 43, n:o 4.
- Högbom, A. G. (1906), Norrland, naturbeskrifning.
- Johansson, Simon (1926), Baltiska issjöns tappning. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 48, s. 186.
- Leiviskä, I. (1920), Der Salpausselkä. *Fennia* 41, n:o 3.
- Lidén, R. (1913), Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ängermanland. *Sverg. Geol. Undersök. Ser. Ca* n:o 9.
- Lodd, H. S. and Hoffmeister, J. E. (1927), Recent Negative Shift in the Strand Line in Fiji and Tonga. *Journ. Geol.* 35, s. 542.
- Lundquist, G. (1922), Den Baltiska issjöns tappning och strandlinjerna vid Billingsens nordspets. *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.* Bd. 43.
- Mikkola, Erkki (1927), Geologis-morfologisia tutkimuksia Inarin Lapissa. (Manuskript.)
- Munthe, H. (1910 a), Studies in the Late-Quaternary History of Southern Sweden. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 32.
- (1910 b), Studier öfver Gottlands senkvartära historia. *Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca.* n:o 4.
- (1925), On the Late-Quaternary History of the Baltic. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 47, s. 245.
- (1927), Studier öfver Ancylussjöns avlopp. *Sverg. Geol. Undersök. Ser. C.* n:o 346.
- Nilsson, Erik (1926), Om Ancylusgränsen och Postglacialhavets gräns inom Östergötland, Närke och Sörmland. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 48, s. 594.
- v. Post, Lennart (1925), Venerfrågans nuvarande läge. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 47, s. 439.

- Ramsay, Wilhelm (1919 a), De s. k. marina gränserna i södra Finland. Förberedande meddelande. *Fennia* 40, n:o 7.
- (1919 b), Meddel. från Geol. Fören. i Helsingfors, 1919—1920. S. 7.
- (1922), Randdeltan och strandlinjer i Salpausselkäbältet. *Terra* 34, s. 161.
- (1923), Den baltiska issjöns tappning. *Helsingin Geol. Yhd. Tiedonant. Meddel. från Geol. Fören. i Helsingfors, 1921—1923*, s. 33.
- (1924), On Relations between Crustal Movements and Variations of Sea-Level during the Late-Quaternary Time. *Bull. Comm. Géol. Finl.* n:o 66.
- (1926), Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det baltiska området. *Fennia* 47, n:o 4.
- (1927), Silmäys Suomen syntyyn. Kutsu maisterin- ja tohtorin-promotionsieihin toukok. 31 p. 1927.
- (1928), Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. *Fennia* 50, n:o 5.
- Rudeberg, Gillis (1925), Om nivåförändringarna i sydvästra Finland. *Geografiska annaler*.
- Sauramo, Matti (1923), Studies on the Quarternary Varve Sediments in Southern Finland. *Bull. Com. Géol. Finl.* n:o 60. *Fennia* 44, n:o 1.
- (1926), Den senglaciala kronologien i Sverige och Finland. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 48, s. 61.
- (1927), Suomen Geologinen Yleiskartta, Lehti C 4, Kajaani, Maalajikartan selitys.
- and Auer, Väinö (1928), On the development of the Lake Höytiäinen in Carelia and its flora. *Bull. Com. Géol. de Finlande* N:o 81, und auch *Communicationes ex instituto questionum forestalium Finlandiae editae* 13.
- Sundelin, U. (1919), Über die spätquartäre Geschichte der Künstengegenden Östergötlands und Smälands. *Bull. geol. Inst. Upsala.* 14, S. 195.
- Tanner, V. (1927), Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar. *Bull. Comm. Géol. Finl.* n:o 21.
- (1915), Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter. *Bull. Comm. Géol. Finlande* n:o 38.
- Tolvanen, V. (1923), Der Alt-Päijänne. *Fennia* 43, n:o 5.
- (1926 a), Esitelmän selostus: rantatutkimuksista Itä-Suomessa. Föredragsreferat: strandundersökningar i östra Finland. *Terra* 1926, s. 68.
- (1926 b), Itä-Suomen vesistön kehityshistoriasta. *Suomen Matkailijayhdistys, Vuosikirja* 1926. s. 64.
- Wentworth, Ch. K. and Palmer, H. S. (1925), Eustatic Bench of Islands of the North Pacific. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 36, s. 521.
- Wilkman, W. W. (1912), Kvartära nivåförändringar i östra Finland. *Bull. Comm. Géol. Finl.* n:o 33.
- och Frosterus, B. (1915), Geologisk översiktskarta öfver Finland sekt. D 3, Joensuu, Beskrifning till jordartskartan. *Suomenkiel. painos* 1917.
- Witting, R. (1918), Havsytan, geoidytan och landhöjningen utmed Baltiska havet och vid Nordsjön. *Fennia* 39, n:o 5.



Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande.

N:o 1.	Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi, von WILHELM RAMSAY und E. T. NYHOLM. Mit 4 Figuren im Text. Mai 1896.....	15: —
N:o 2.	Ueber einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo, von J. J. SEDERHOLM. Mit 12 Figuren im Text. Dec. 1895	15: —
N:o 3.	Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i Södra Finland, af WILHELM RAMSAY, jemte Bihang 1 och 2 af VICTOR HACKMAN och 3 af J. J. SEDERHOLM. Med en karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. Febr. 1896.....	25: —
N:o 4.	Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland, von BENJ. FROSTERUS. Mit 2 Tafeln und 11 Figuren im Text. April 1896	20: —
N:o 5.	Bidrag till kändedomem om Södra Finlands kvartära nivåförändringar, af HUGO BERGHELL. Med 1 karta, 1 plansch och 16 figurer i texten. Deutsches Referat: Beiträge zur Kenntnis der quartären Niveauschwankungen Süd-Finnlands. Mai 1896	30: —
N:o 6.	Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges, von J. J. SEDERHOLM. Mit 2 Karten, 5 Tafeln und 96 Figuren im Text. Febr. 1899	75: —
N:o 7.	Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari, von JULIUS AILJO. Mit 1 Karte und 8 Figuren im Text. April 1898	25: —
N:o 8.	Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora, af GUNNAR ANDERSSON. Med 21 figurer i texten och 216 figurer å 4 taflor. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. Dec. 1899	60: —
N:o 9.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 1 carte. Nov. 1899	25: —
N:o 10.	Les dépôts quaternaires en Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 2 figures dans le texte et 1 carte. Nov. 1899	25: —
N:o 11.	Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Karten, 12 Figuren im Text und 4 Figuren auf einer Tafel. März 1900	25: —
N:o 12.	Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå, von WILHELM RAMSAY und L. H. BORGSTRÖM. Mit 20 Figuren im Text. März 1902.....	20: —
* N:o 13.	Bergbyggnaden i sydöstra Finland, af BENJ. FROSTERUS. Med 1 färglagd karta, 9 taflor och 18 figurer i texten. Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland. Juli 1902.....	70: —
N:o 14.	Die Meteoriten von Hvittis und Marjalahti, von LEON. H. BORGSTRÖM. Mit 8 Tafeln. April 1903	25: —
N:o 15.	Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. April 1905	30: —
N:o 16.	On the Cancrinite-Syenite from Kuolajärvi and a Related Dike rock, by I. G. SUNDELL. With one plate of figures. August 1905	15: —
N:o 17.	On the Occurrence of Gold in Finnish Lapland, by CURT FIRCKS. With one map, 15 figures and frontispiece. Nov. 1906	20: —
N:o 18.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 23 bilder i texten och 6 taflor. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. Mars 1907..	50: —
N:o 19.	Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See, von OTTO TRÜSTEDT. Mit 1 Karte, 19 Tafeln und 76 Figuren im Text. November 1907	120: —
N:o 20.	Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland, von V. TANNER. Mit einer Karte und zwei Tafeln. April 1907	15: —

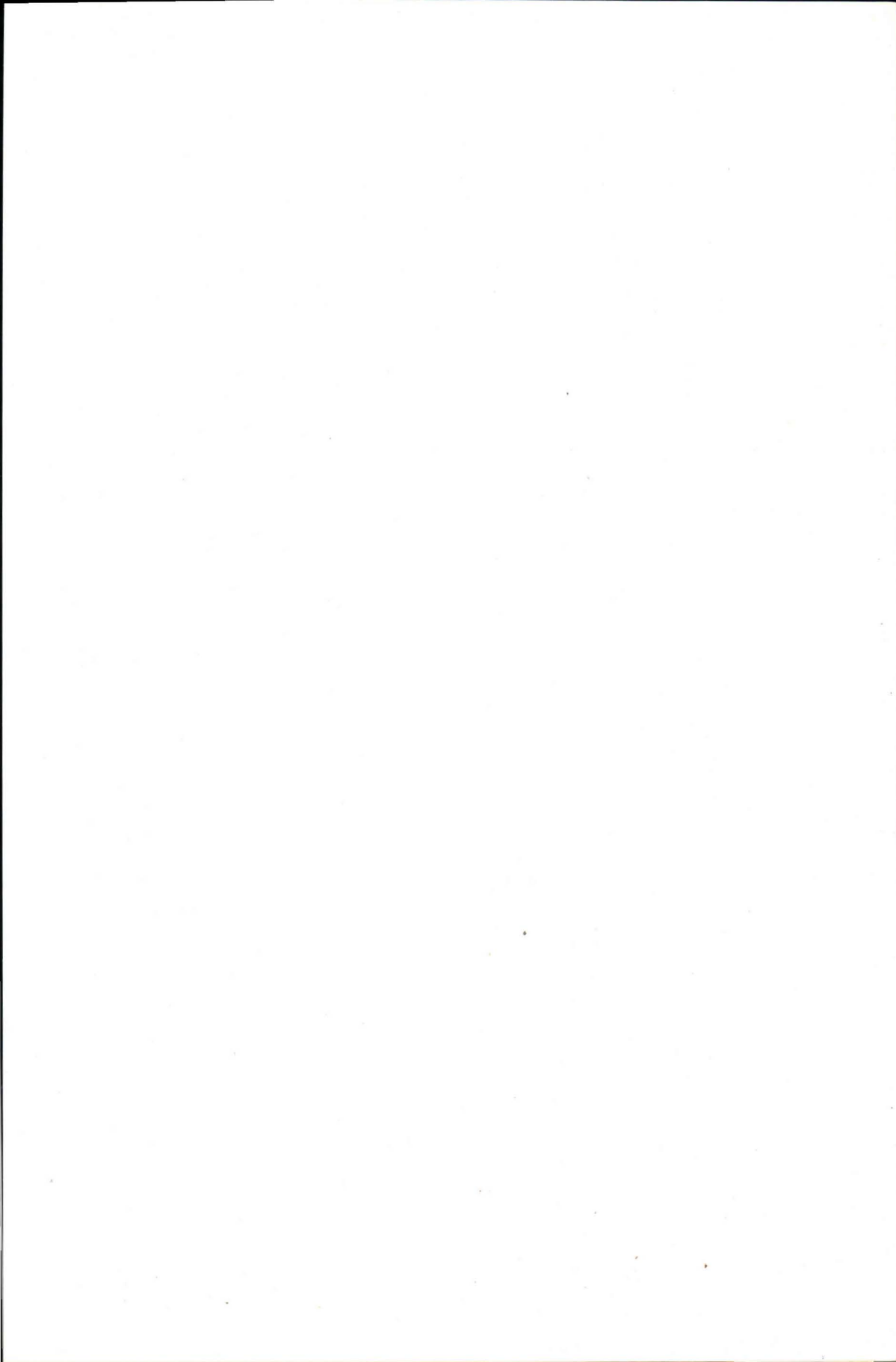
* Epuisée.

N:o 21.	Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 6 taflor. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. Juni 1907...	50:—
N:o 22.	Granitporphyr von Östersundom, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Figuren im Text und einer Tafel. Juni 1907	15:—
N:o 23.	Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia, af J. J. SEDERHOLM. Med 8 taflor, en planteckning, en geologisk översiktskarta öfver Fennoskandia och 11 figurer i texten. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia. With 8 plates, a coloured plan, a geological sketch-map of Fenno-Scandia and 11 figures. Juli 1907	50:—
N:o 24.	Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 20 figures dans le texte et une carte. Juillet 1910	25:—
N:o 25.	Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln, von V. TANNER. Mit 2 Tafeln und 5 Fig. im Text. Mai 1911	15:—
N:o 26.	Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium, von EERO MÄKINEN. Mai 1911.....	10:—
* N:o 27.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	20:—
* N:o 28.	Les roches préquaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte. Juillet 1911	20:—
N:o 29.	Les dépôts quaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	20:—
N:o 30.	Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 13 figures dans le texte et 6 cartes. Juillet 1911....	30:—
N:o 31.	Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringar, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912	20:—
N:o 32.	Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande med tvänne kartor, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912.....	20:—
N:o 33.	Kvartära nivåförändringar i östra Finland, af W. W. WILKMAN. Med 9 figurer i texten. Deutsches Referat. April 1912.....	25:—
N:o 34.	Der Meteorit von St. Michel, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Tafeln und 1 Fig. im Text. August 1912	25:—
N:o 35.	Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland, von EERO MÄKINEN. Mit 23 Figuren und 13 Tabellen im Text. Januar 1913	30:—
N:o 36.	On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities, by PENTTI ESKOLA. With 15 figures in the text. February 1913 ..	25:—
N:o 37.	Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia, von J. J. SEDERHOLM. Mit einer Tafel und 27 Figuren im Text. Juni 1913	35:—
N:o 38.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter, af V. TANNER. Med 139 figurer i texten och 16 taflor. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandia. III. Sur la progression et le cours de la récession du glacier continental dans la Laponie finlandaise et les régions environnantes. Oktober 1915	150:—
N:o 39.	Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finland, von VICTOR HACKMAN. Mit 4 Tabellen und 9 Figuren im Text. Mai 1914	20:—
N:o 40.	On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland, by PENTTI ESKOLA. With 55 figures in the text, 27 figures on 7 plates and 2 coloured maps. October 1914	75:—
N:o 41.	Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 7 Figuren im Text. August 1914	15:—
N:o 42.	Über Camptonitgänge im mittleren Finnland, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Figuren im Text. Aug. 1914	15:—

* Epuisée.

N:o 43.	Kaleviska bottenbildningar vid Mölönjärvi, af W. W. WILKMAN. Med 11 figurer i texten. Résumé en français. Januari 1915	20:—
N:o 44.	Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvi-traktens metamorfa bergarter, af PENTTI ESKOLA. Med 4 figurer i texten. With an English Summary of the Contents. Maj 1915	30:—
N:o 45.	Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung, von JULIUS AILIO. Mit 2 Karten und 51 Abbildungen. Dezember 1915.....	50:—
N:o 46.	Le gisement de calcaire cristallin de Kirmonniemi à Korpo en Finlande, par AARNE LAITAKARI. Avec 14 figures dans le texte. Janvier 1916.....	20:—
N:o 47.	Översikt av de prekambrika bildningarna i mellersta Österbotten, av EERO MÄKINEN. Med en översiktskarta och 25 fig. i texten. English Summary of the Contents. Juli 1916	50:—
N:o 48.	On Syntactic Minerals and Related Phenomena (Reaction Rims, Corona Minerals, Kelyphite, Myrmekite, &c.), by J. J. SEDERHOLM. With 14 figures in the text and 48 figures on 8 plates. July 1916.....	60:—
N:o 49.	Om en prekalevisk kvartsitformation i norra delen af Kuopio socken, af W. W. WILKMAN. Med 7 figurer i texten. Résumé en français. Oktober 1916	15:—
N:o 50.	Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland, von MATTI SAURAMO. Mit 4 Tafeln und 5 Abbildungen im Text. Januar 1918	30:—
N:o 51.	Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland, von AARNE LAITAKARI. Mit 5 Abbildungen im Text. Januar 1918	15:—
N:o 52.	Über Theralit und Ijolit von Umptek auf der Halbinsel Kola, von TH. BRENNER. Mit 4 Figuren im Text. März 1920	15:—
N:o 53.	Einige kritische Bemerkungen zu Iddings' Classification der Eruptivgesteine, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. September 1920	15:—
N:o 54.	Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas) in Finland, von AARNE LAITAKARI. Mit 3 Tafeln und 40 Abbildungen im Text. Januar 1921	30:—
N:o 55.	On Volcanic Necks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland, by PENTTI ESKOLA. With 1 figure. Januar 1921.....	15:—
N:o 56.	Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Ålandsgebiet, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 2 Abbildungen im Text. Oktober 1922	15:—
N:o 57.	Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens, von HEIKKI VÄRYNEN. Mit 20 Figuren im Text und 1 Karte. Februar 1923	25:—
N:o 58.	On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland, I The Pellinge Region, by J. J. SEDERHOLM. With one map, 64 figures in the text and 31 figures on VIII plates. November 1923	60:—
N:o 59.	Über den Quarzit von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse. Nach hinterlassenen Aufzeichnungen von HUGO BERGHELL zusammengestellt und ergänzt von VICTOR HACKMAN. Mit 19 Figuren im Text. April 1923. ..	15:—
N:o 60.	Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland, by MATTI SAURAMO. With 22 figures in the text, 12 figures, 1 map and 2 diagrams on 10 plates. September 1923	50:—
N:o 61.	Der Pyroxengranodiorit von Kakskerta bei Abo und seine Modifikationen, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren und 1 Karte im Text. April 1923	15:—
N:o 62.	Tohmajärvi-konglomeratet och dess förhållande till kaleviska skifferformationen, av W. W. WILKMAN. Med 15 figurer och en karta. Deutsches Referat. September 1923	20:—
N:o 63.	Über einen Quarzsyenitporphyr von Saariselkä im finnischen Lappland, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren im Text. Mai 1923	15:—
N:o 64.	Die jätulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 38 Abbildungen im Text, 1 Taf. u. 1 Karte. Januar 1924	30:—
N:o 65.	Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland, von MARTTI SAXÉN. Mit zwei Karten, 13 Abbildungen im Text und 5 Figg. auf 1 Tafel. Dezember 1923.....	30:—
N:o 66.	On Relations between Crustal Movements and Variations of Sea-Level during the Late Quaternary Time especially in Fennoscandia, by WILHELM RAMSAY. With 10 figures in the text. February 1924	20:—
N:o 67.	Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospecting, by MATTI SAURAMO. With 12 figures in the text. March 1924	20:—

N:o 68.	Jordskredet i Jaarila, av V. TANNER. Med 2 figurer och 10 Bilder. Résumé en français. Juni 1914	15:—
N:o 69.	Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees, von VÄINÖ AUER. Mit 10 Textfiguren, 10 Tafeln und 11 Beilagen. Juli 1924	50:—
N:o 70.	The Average Composition of the Earth's Crust in Finland, by J. J. SEDERHOLM.	20:—
N:o 71.	Om diabasgångar i mellersta Finland, av W. W. WILKMAN. Med 8 figurer och en karta. Deutsches Referat. November 1924	20:—
N:o 72.	Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinnland, von VICTOR HACKMAN. Mit 6 Figuren im Text, 12 Tabellen und einer Tafel. Februar 1925	30:—
N:o 73.	Über das jotnische Gebiet von Satakunta, von AARNE LAITAKARI. Mit einer Karte und 14 Abbildungen im Text. Juli 1925	30:—
N:o 74.	Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinland, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 9 Abbildungen und 2 Karten im Text. Aug. 1925	20:—
N:o 75.	Ueber die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge, von BENJ. FRÖSTERUS. Mit 1 Figur und 9 Tabellen im Text. Sept. 1925	30:—
N:o 76.	Über die prequartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere, von H. HAUSEN. Mit einer geologischen Übersichtskarte und 13 Figuren im Text sowie 2 Tafeln mit 12 Mikrophotographien. Juni 1926	30:—
N:o 77.	On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland, Part II. The Region around the Barösundsfiärd W. of Helsingfors and Neighbouring Areas, by J. J. SEDERHOLM. With one map, 57 figures in the text and 44 figures on IX plates. Dec. 1926	60:—
N:o 78.	Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiet, von HEIKKI VÄYRYNEN. Mit 37 Figuren im Text, 12 Figuren auf 2 Tafeln und 2 Karten. Februar 1928	40:—
N:o 79.	Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä-Lappmark, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Tafeln, 2 Karten und 23 Figuren im Text. Dec. 1927	40:—
N:o 80.	Über die spätglazialen Niveauverschiebungen in Nordkarelien, Finnland, von MATTI SAURAMO. Mit 8 Figuren im Text; 11 Figuren, 1 Karte und Profildiagramm auf 7 Tafeln. Juni 1928	15:—
N:o 82.	Über Wiikit, von LAURI LOKKA. Mit 12 Abbildungen und 21 Tabellen im Text. März 1928	39:—
N:o 83.	Paraitra prochainement.	
N:o 84.	Über das Verhältnis der Ose zum höchsten Strand, von MATTI SAURAMO. Mai 1928	10:—



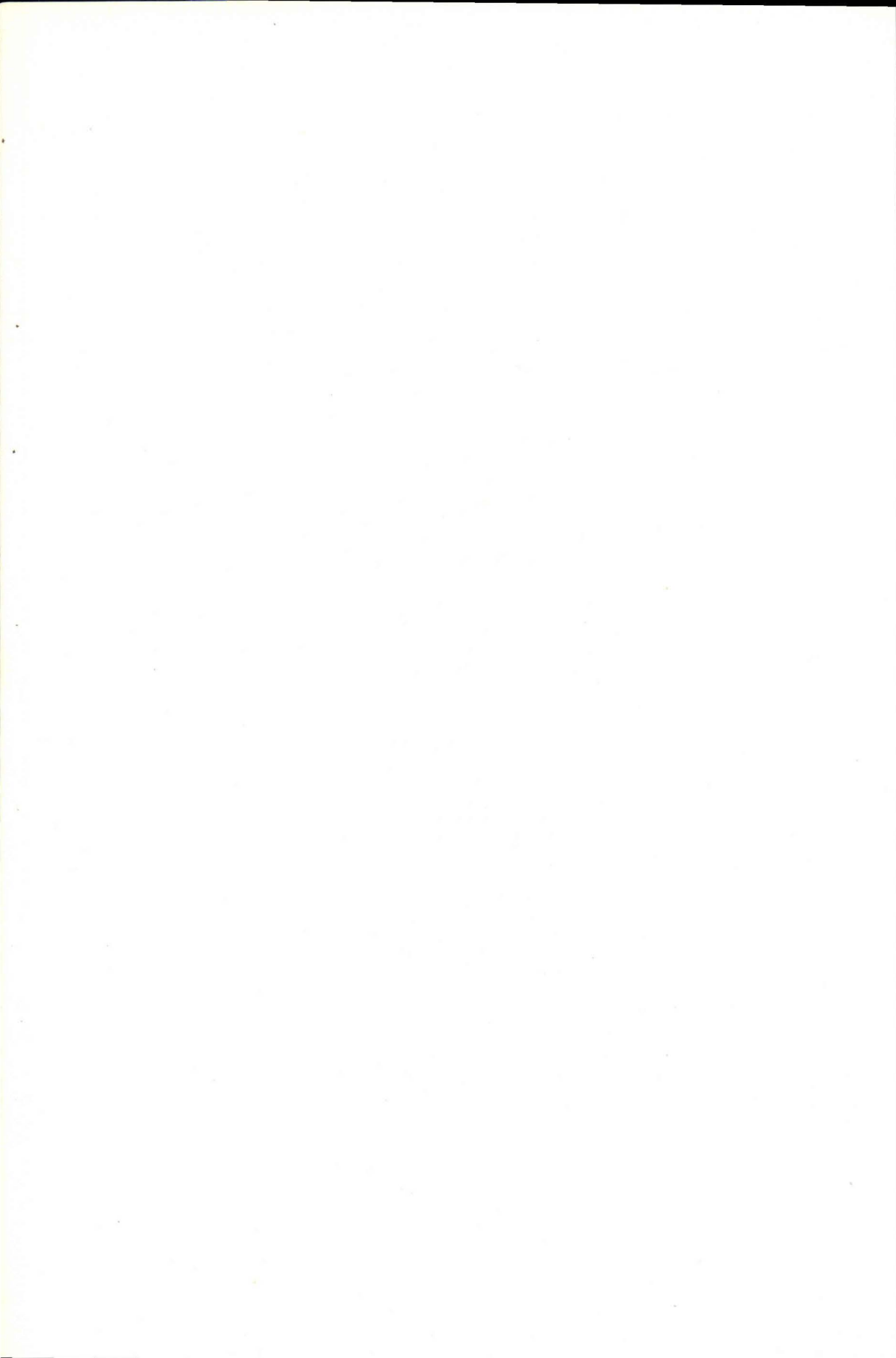




Fig. 1. Höchste Grenze, mächtige Abrasionsterrasse des Yoldiameeres in Kontioniemi,
im Kirchspiele Kontiolahti, 106 m ü. M.

TAFEL II.



Fig. 2. Panorama von Jutmenvaara, im Kirchspiele Kontiolahti, gegen Osten. Typisch supraaquatisches Land mit Siedelungen auf den moränenbedeckten Hügeln (Vaaradörfer). Photo W. W. Wilkman.



Fig. 3. Luftbild von Pekonlahti, Hiitola, NW von Ladoga. Typisch subaquatisches Land mit nackten Felshügeln. Das tiefere flache Gelände auf den Tonsedimenten ist angebaut. Photo Generalstab der Fliegerabteilung.



Fig. 4. Abspüfungsgrenze 5 km S von Nunnanlahti, Juuka, 130 m ü. M. Die Felsen im Vordergrund ausgewaschen, im Hintergrunde oberhalb der höchsten Grenze moränenbedeckt.



Fig. 5. Höchste Grenze in Hatlaminmäki bei der Eisenbahnstation Riihimäki 148 m ü. M. in Südfinnland. Eine Zone von eisgeschobenen Blöcken zwischen den moränenbedeckten, supraaquatischen und den ausgewaschenen subaquatischen Partie.

TAFEL IV.



Fig. 6. Höchste Grenze in Pitäjänmäki, Pyhäjärvi in Ostbottnien, 193 m ü. M.
Vom Eise zusammengeschobener Blockwall zwischen den supraquatischen und
subaquatischen Arealen.



Fig. 7. Höchste Grenze in Kinahmi, NW von der See Höytiäinen 116 m ü. M.
Steilabhang, am Strande des Yoldjameeres gebildet.



Fig. 8. Aufschluss eines glazifluvialen Deltas in der Richtung des Distalrandes. Jaamankangas bei Ylämylly. Beachte die scharfe Diskordanz zwischen dem oberen, grobkörnigen und unteren, sandigen Teile.

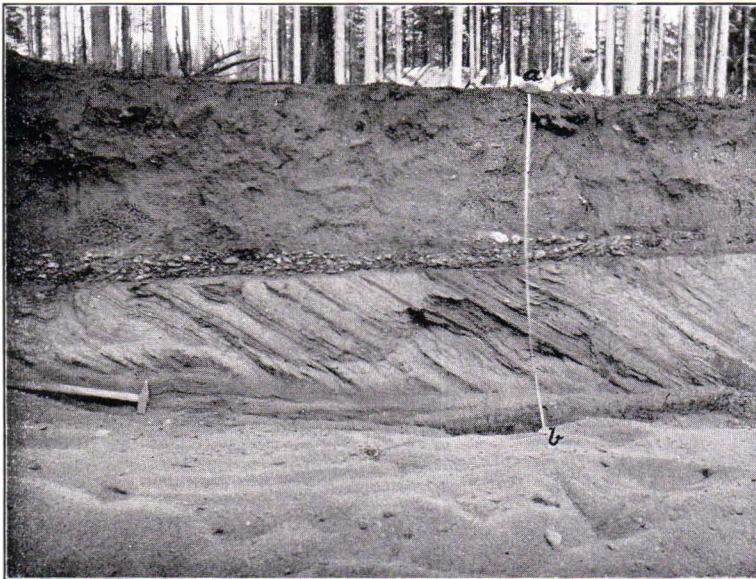


Fig. 9. Aufschluss von glazifluvialen Ablagerungen des Jaamankangas. Kymälä-oja zwischen Joensuu und Kontiolahti. Scharfe Diskordanz zwischen den oberen, grobkörnigen und unteren, sandigen Teile des Deltas.

Photo J. N. Soikero.

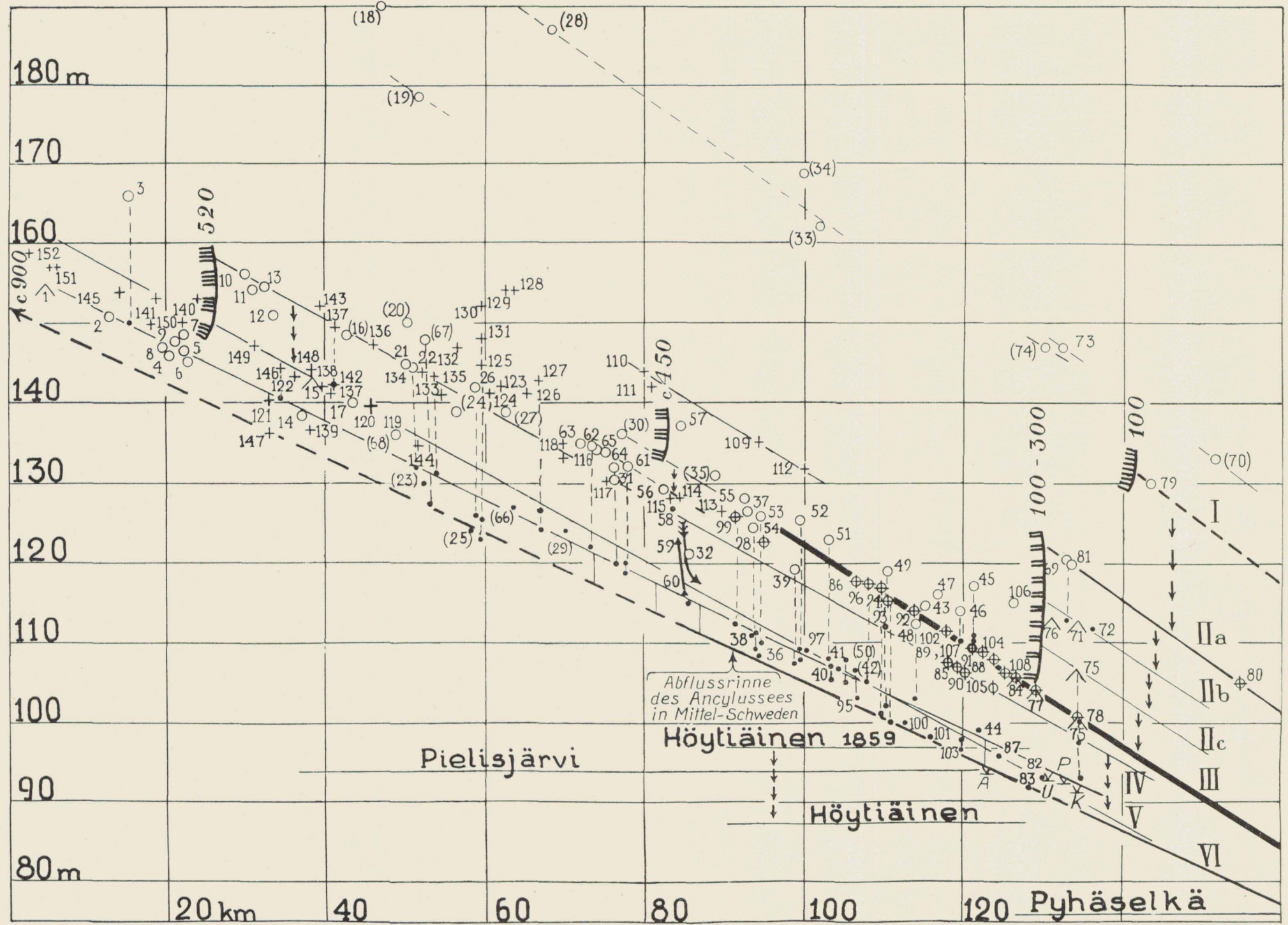


Fig. 10. Höchste Grenze, Yoldiastrand, in Kontioniemi, 106 m
ü. M. (Derselbe wie in Fig. Tafel 1). Unterhalb desselben das
frühere Ufer des Sees Höytiäinen.



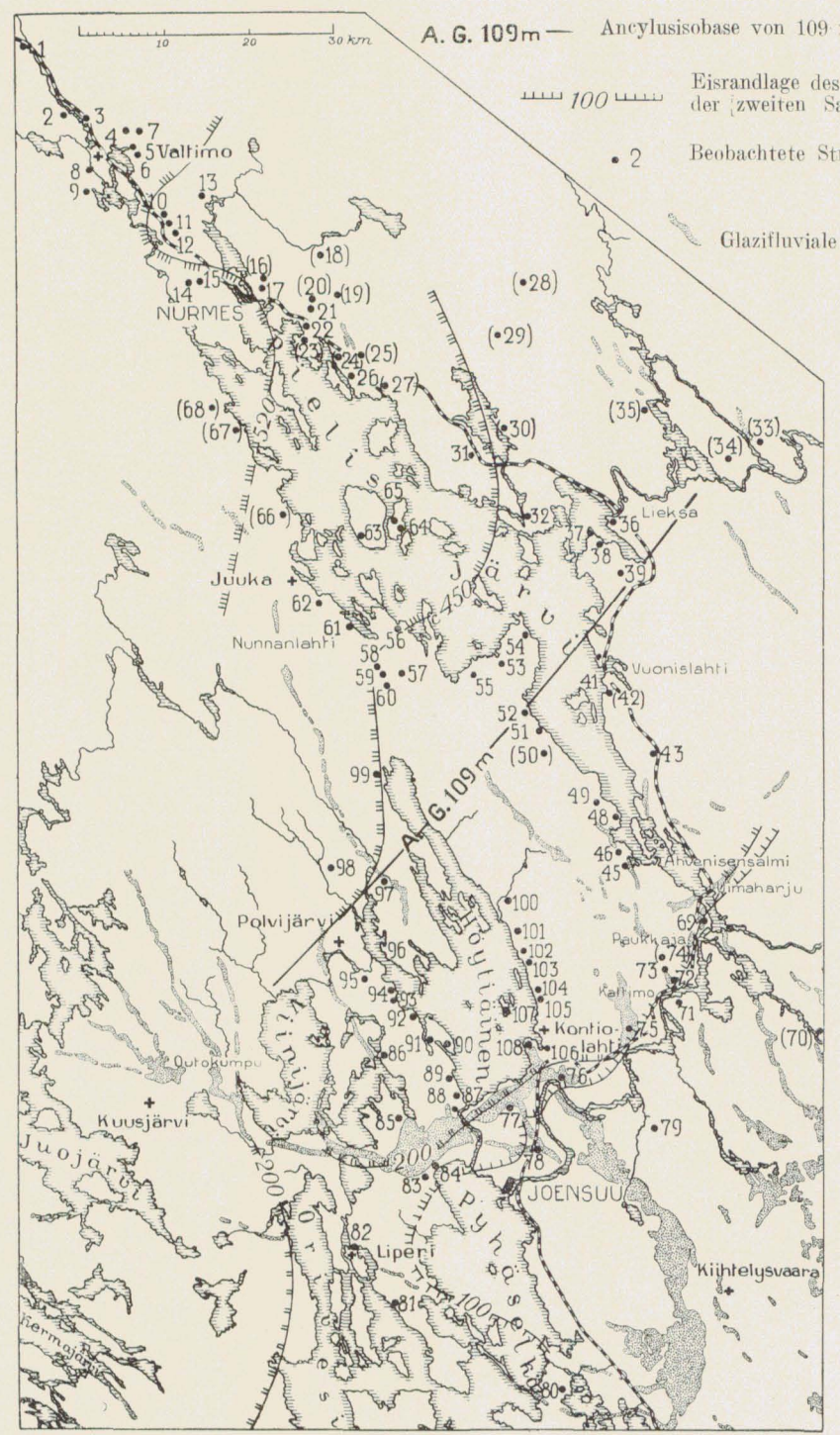
Fig. 11. Die alte Abflussrinne des Pielisjärvi bei Kopsen Porttikallio
SW von Nunnanlahti, Juuka.

PROFILDIAGRAMM DER STRANDBILDUNGEN



- Höchste Grenze im Pielisjärvi Becken und im Tale des Pielisjoki.
- ⊕ Höchste Grenze im Becken des Höytiäinen, Pyhäselkä und Viinjärvi.
- + Höchste Grenze ausserhalb des Spezialuntersuchungsgebietes.
- ∧ Glazifluviale Deltas.
- ⊗ Glazifluviale Deltas mit Distalwall.
- Strandbildungen unterhalb der höchsten Grenze.
- I Die synchronen Strandflächen I—VI, mit entsprechenden Eisrandlagen.
- ↓ ↓ ↓ Absenkungen des Wasserspiegels.
- × A Heutiger Wasserspiegel in der Stromschnelle von Ahvenisensalmi.
- × U „ „ „ „ Uimaharju.
- × P „ „ „ „ Paukkaja.
- × K „ „ „ „ Kaltimo.

DAS SPEZIALUNTERSUCHUNGSGBIET IN NORDKARELIEN



- 100 — Eisrandlage des Jahres 100 nach der zweiten Salpausselkäe-Ära.
- 2 Beobachtete Strandbildungen.
- Glazifluviale Ablagerungen.

Die verschiedenen Bildungen sind auf der Karte und auf dem Profildiagramm sowie auf den Tabellen (Seite 11—13 und 25) in gleicher Weise nummeriert (1—152).

