

DAS KLIMA
UND DIE WÄLDER DER SPÄTGLAZIALEN
ZEIT IM BEREICH DER KARELISCHEN
LANDENGE

ESA HYYPPÄ

*KARJALANKANNAKSEN TIENONN MYÖHÄIS-
GLASIAALISEN AJAN ILMASTO JA
METSÄT*

SUOMENKIELINEN SELOSTUS

HELSINKI 1933

Inhalt.

	Seite.
Einleitung	5
Die Dryas-Flora im Bereich der karelischen Landenge	10
Die Umgebung von Leningrad	10
Kivennapa	15
Die spätglazialen Wälder im Bereich der karelischen Landenge	19
Das glaziale und spätglaziale Klima	23
Das spätglaziale Klima im Bereich der karelischen Landenge	27
Einige Vergleiche mit anliegenden Gebieten	33
Rückblick	36
Literatur	39
<i>Suomenkielinen selostus.</i>	42

HELSINKI 1933

DRUCKEREI- A.G. DER FINNISCHEN LITERATURGESELLSCHAFT

Einleitung.

Schon seit mehr als 20 Jahren hat bei uns die Auffassung gegolten, dass wenigstens bis zur Yoldiazeit das spätglaziale Klima ein rein arktisches war, das nur die Ausbreitung einer baumlosen Tundravegetation in denjenigen Gegenden zulies, die bei uns zuerst unter dem Eise und dem Wasser hervortraten. Diese Ansicht gründet sich, soweit es sich um Finnland handelt, auf H. LINDBERGS (1910) Fund von Kivennapa, dessen Leitfossilien, Zeugnisse für ein arktisches Klima, folgende waren: *Salix polaris*, *Dryas octopetala*, *Betula nana*, ausserdem ein Deckflügel des nordasiatischen Tundreinsekts *Pterostichus vermiculosus*.

Bereits viel früher hatte NATHORST (1870) in Schweden arktische Pflanzenreste in Schonen aufgefunden, und von Jahr zu Jahr häuften sich die Funde, bis nach Mitteleuropa und der Schweiz, so dass ihre Anzahl, einschliesslich der Funde anderer Forscher, ca 20 Jahre später allein in Schonen auf dreissig gestiegen war (NATHORST 1892). Schon damals führte NATHORST den Gedanken aus, dass am Gletscherrand, sowohl beim Rücktritt des Inlandeises, als auch zur Zeit der Maximalausdehnung des Gletschers, eine arktische Flora herrschend gewesen ist, und dass ferner die höchsten Stellen des ca 300 km breiten, eisfreien Gebietes, das sich zwischen der Alpenvergletscherung und dem Rand des nordischen Inlandeises erstreckte, ebenfalls mit einer baumlosen Tundravegetation bedeckt gewesen sind. Zwei Jahre später wagt er auf Grund der in Sachsen gemachten arktischen Florenfunde bereits als seine eigene Auffassung zu verkünden, dass das zwischen den Alpen und dem nordischen Landeis gelegene eisfreie Gebiet wenigstens zum grössten Teil in baumloser Tundra bestand (NATHORST 1894).

In Schonen nahm durch die verdienstvolle Mitarbeit verschiedener Forscher die Anzahl der arktischen Florenfunde ständig zu, während gleichzeitig die unerschütterliche Ansicht NATHORSTS über das strenge Klima der spätglazialen Zeit weitere Unterstützung erfuhr. Doch erhoben sich ziemlich bald auch Stimmen gegen diese Lehre. G. ANDERSSON (1906) kommt auf Grund dessen, dass sich unter den arktischen Pflanzen-

resten oder der Dryas-Flora fast immer Wasser- und Moorpflanzen finden, die eine höhere Temperatur erfordern (*Potamogeton*, *Myriophyllum*, *Batrachium*, *Menyanthes*), zu dem Ergebnis, dass wenigstens vier Monate der Vegetationsperiode eine höhere Durchschnittstemperatur als 0° C aufgewiesen haben, und dass die Mitteltemperatur des Juni wenigstens 5—6° C betragen hat. Nach seinem Dafürhalten wären die damaligen klimatischen Verhältnisse mit den heutigen Wärmeständen der unteren Zonen des alpinen Gebietes Skandinaviens zu vergleichen. Um dieselbe Zeit (1906, 1908) wagt auch HOLST die Auffassungen NATHORSTS zu bezweifeln, mit dem Begründen, dass sich bei zwei Vorkommnissen der Dryas-Flora gleichzeitig auch Kiefernpollen fand, wodurch nach HOLST bezeugt wird, dass die Kiefer schon damals auf dem vom Eise befreiten Gebiet gewachsen ist.

Am allerheftigsten setzte sich der schweizer Gelehrte H. BROCKMANN-JEROSCH (1909, 1910, 1919, 1924) NATHORST entgegen. »NATHORSTS Hypothese«¹ begegnete strenger Kritik, zunächst auf Grund derjenigen Beobachtungen, die der genannte Forscher über die Verbreitung der gegenwärtigen alpinen Flora der Schweiz angestellt hatte. Er hob besonders hervor, dass nur vereinzelte alpine Arten ihr Hauptareal oberhalb der dortigen Baumgrenze haben. Von den Vertretern der eiszeitlichen Dryas-Flora gehören zu diesen nur *Salix herbacea* (*Salix polaris*, die gegenwärtig freilich nur in der arktischen Zone auftritt), *Oxyria digyna* und *Saxifraga oppositifolia*. Doch sind auch diese Arten in niedrigeren Höhenlagen anzutreffen. So wächst z. B. diejenige Art, die der ganzen Dryasflora den Namen verleiht, *Dryas octopetala*, gegenwärtig in West-Irland in der Höhe des Meeresniveaus (C. SCHROETER 1923).

Mit noch grösserem Nachdruck weist BROCKMANN-JEROSCH auf diejenigen Vertreter der fossilen Dryas-Flora hin, die auf Grund ihrer Wärmeforderung kein rein arktisches Klima vertragen. Zu diesen gehören vor allem die bereits früher erwähnten Wasserpflanzen, wie auch verschiedene Holzarten, die ungefähr dieselben Wärmeverhältnisse voraussetzen, wie sie gegenwärtig herrschen. Für die Umgegend von Zürich erwähnt BROCKMANN-JEROSCH hinsichtlich glazifluvialer Ablagerungen Vorkommnisse der Dryas-Flora, die ausser den erwähnten Wasserpflanzen auch Reste der Fichte, Eiche und Linde umfassen. Ebenso ist er überzeugt davon, dass diese Bildungen der Eiszeit angehören. PENCK und WEBER haben

¹ Schon früher war die »klassische« Tundrenhypothese von FORBES (1846), DARWIN (1860), HOOKER (1860), HEER (1864), ARESCHOU (1869) begründet worden.

wenigstens einen Teil derselben Ablagerungen als interglazial bezeichnet.

Schon früher hatten C. A. WEBER (1906) und C. WESENBERG-LUND (1909) versucht, das Auftreten der auf ein wärmeres Klima hinweisenden Wasserpflanzen zusammen mit der Dryas-Flora zu erklären. Der Grundgedanke der Argumentation ist, dass bei südlicherer Breite, wie z. B. in Schonen, die Sonnenstrahlung infolge des grösseren Einfallswinkels stärker als in nördlicheren Gegenden ist, so dass die Litoralregionen der Seen weiter südlich auch unter arktischen Verhältnissen wärmer waren als gegenwärtig bei entsprechendem Klima in den Polargegenden. Somit ist das an die spätglazialen Dryas-Schichten gebundene subfossile Auftreten von Wasserpflanzen, die auf ein günstigeres Klima hinweisen, einleuchtend. Vor dieser Beweisführung trat auch ANDERSSON (1910) von seiner früheren Anschauung zurück, nach dem er das Zeugnis der Dryas-Flora für ein arktisches Klima bestritten hatte.

BROCKMANN-JEROSCH spricht allerdings dieser Begründung keine Beweiskraft zu und stützt sich dabei wiederum auf die gegenwärtigen Verhältnisse in den Alpen. Die Schweiz ist mit Rücksicht auf die Sonnenstrahlung in einer noch vorteilhafteren Lage, als Schonen es während der Eiszeit war. Trotzdem aber treten die genannten Wasserpflanzen und die Dryas-Flora dort gegenwärtig nicht zusammen auf. Auf Grund der subfossilen Dryas-Flora versucht BROCKMANN-JEROSCH auch die primäre Ursache der Eiszeit selber klarzulegen, indem er dabei die Gletscher von Alaska und Neuseeland als Vergleichsobjekt mit der Vergangenheit benutzt. Seiner Auffassung nach ist die Ausbreitung des Landeises nicht durch das Sinken der Temperatur, sondern durch die Zunahme der als Schnee herabkommenden Niederschlagsmenge verursacht. Diese seine Erklärungsweise ist im allgemeinen streng angefochten worden, und zweifellos ist auch im Lichte der gegenwärtigen Forschung eine Temperaturverminderung um 3—5° C als primäre Ursache der Vergletscherung besser einleuchtend, wenngleich nicht zu leugnen ist, dass die Niederschlagsmenge wenigstens als sekundäre Ursache als Faktor von durchaus entscheidender Bedeutung anzusehen ist.

Während zweier Jahrzehnte sind diese Kernfragen der Quartärgeologie und Paläobotanik Gegenstand lebhaften Interesses gewesen. Gleichzeitig hat sich auch die Methodik der Forschung rasch entwickelt. Das wichtigste Problem, das bisher noch nicht in durchaus befriedigender Weise gelöst worden ist, stellt die Entwicklung des eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Klimas dar. Diese weittragende Frage, die den Ausgangspunkt für viele Begleiterscheinungen der Eiszeit bildet, und die

offenbar lokal, wie auch regional einen Komplex vieler Faktoren darstellt, kann gar nicht im Rahmen eines und desselben Wissenschaftszweiges entschieden werden. Bisher ist diese Frage bereits auf astronomischen, paläofloristischen, pflanzengeographischen und paläophysiologischen Grundlagen behandelt worden. Insbesondere hat sich die pollenfloristische Methode auf Grund der quantitativen Pollenuntersuchung als wichtig erwiesen. Unter den vielen auf diesem Gebiete verdienten Forschern sei nur hingewiesen auf L. VON POST, G. ERDTMAN, E. GRANLUND, B. HALDEN, G. LUNDQVIST, H. THOMASSON, V. AUER, K. BERTSCH, K. VON BÜLOW, F. FIRBAS, H. GAMS, K. JESSEN, K. RUDOLPH, J. STOLLER, C. A. WEBER, P. KELLER, P. W. THOMSON und G. ANUFRIEW.

Das erste konkrete Ergebnis, auf das man auf paläofloristischem Wege gelangt, ist die Kenntnis der Florengeschichte irgendeiner Gegend. Diese erweitert sich zu der Darlegung der Florengeschichte grösserer geographischer Gebiete, einer Darlegung, die ihrerseits das Verständnis für deren ehemalige Verhältnisse fördert, unter denen die jeweils in Frage stehende Flora gelebt hat. Obgleich wir uns hier in diesem Zusammenhang zur Hauptsache auf das spätglaziale Klima und die Entwicklung der Wälder des karelischen Isthmus beschränken, ist allerdings zu prüfen, wie sich die neueste Forschung ausserhalb der Grenzen unseres Landes diesen Fragen gegenüber verhält.

Wir wissen nicht, in welchem Masse die in verschiedenen Gegenden festgestellte Dryas-Flora gleichzeitig oder nur in Sukzessionen über die zu verschiedenen Zeiten vom Eise befreiten Gebiete hingegangen ist. Ebenso wenig wissen wir nicht einmal des genaueren, zu welcher Zeit die ersten Wälder in Europa auf die unter der Decke der letzten Vergletscherung hervortretenden Landstriche überzusiedeln begannen.

Nach BERTSCH (1928) haben sich die Kiefern-Birkenwälder beinahe unmittelbar an den Rücktritt des Landeises nach seinem letzten Maximum angeschlossen, so dass der Beginn der Geschichte der mitteleuropäischen Wälder zeitlich weit zurückverlegt wird. Dieser Auffassung haben sich vor allem PENCK, FIRBAS, RUDOLPH, KELLER und GAMS entgegengestellt, die den Beginn der Verwaldung Mitteleuropas nach der Eiszeit in eine Zeit verlegen, die (wenn auch auf höchst unsicheren chronologischen Grundlagen) am besten dem Anfang unserer finiglazialen Zeit entsprechen würde. So kommt RUDOLPH (1930) auf Grund der bisherigen Pollenuntersuchungen zu dem Endergebnis, dass der Zeitraum, der sich vom Maximum der letzten Vereisung bis an den Beginn der durch die Pollendiagramme nachgewiesenen Bewaldung erstreckt, länger als

die ganze postglaziale Waldzeit ist. Unter dieser versteht er allerdings die eigentliche Massenausbreitung der Wälder, die durch die empirische Pollengrenze angegeben wird, und er leugnet eine bereits in spätglazialer Zeit eingetretene, versprengte, nordwärts gerichtete Wanderung der Waldbäume nicht, die in erster Linie mit den beim Rückzuge des Gletschers eingetretenen Klimaschwankungen (den Stadial- und Interstadialzeiten) in ursächlichem Zusammenhang stände. Es sei nur erwähnt, dass die Fichte in Mitteleuropa, ja sogar im Süden Fennoskandias schon in spätglazialer Zeit disjunkt auftritt, nicht zu reden von der »subarktischen« Fichtenperiode Mittelrusslands, und nach H. SCHMITZ (1929) gibt es in Mitteldeutschland im Vogelsberg in spätglazialer Zeit bereits Eiche und Haselstrauch.

Diesen frühen, auf die günstigeren Klimaverhältnisse in spätglazialer Zeit hinweisenden Pollenvorkommnissen ist allerdings bisher keine grössere Bedeutung beigemessen worden. Immer noch wird unter den führenden Forschern zur Hauptsache an der hergebrachten Auffassung NATHORSTS festgehalten, deren dogmatische Verfechtung allerdings im Lichte der neuesten Forschungen ständig schwerer durchzuführen ist. Was insbesondere die Randgebiete der letzten Vergletscherung angeht, so ist die Parallelisierung der dort gewonnenen Ergebnisse mit Fennoskandia chronologisch unzuverlässig, da die Zeit auf ganz verschiedenen Grundlagen und vor allem mit verschiedenem Massstab gemessen wird: in Fennoskandia mit Hilfe der jahreswarwigen Ablagerungen nach Jahren, in Mitteleuropa und im Alpengebiet hingegen nach Gletscherbewegungen, wobei hinsichtlich der absoluten Länge der Phasen nicht bekannt ist, ob sie Jahrhunderte oder Jahrtausende angedauert haben.

Ausserdem ist hervorzuheben, dass in derselben Weise, wie die Wälder in bestimmten Sukzessionen dem zurückweichenden Eisrand folgten, auch die Klimazonen nordwärts gewandert sind. So kann z. B. der Übergang von einem rein glazialen Klima zu einem subglazialen (subarktischen) in den Randgebieten der letzten Vergletscherung und in Fennoskandia nicht um dieselbe Zeit eingetreten sein, wenn eben davon ausgegangen wird, dass das allgemeine Steigen der Temperatur schon etwas früher als das Zurückweichen des Gletschers eingesetzt hat und dessen primäre Veranlassung war. Die Randteile des Vergletscherungsgebietes hatten sich nicht allein bedeutend früher als Fennoskandia vom Eise befreit, sondern auch die Gletscher der gotiglazialen Abschmelzungsperiode konnten auf diese Gegenden nicht mehr denselben klimatisch ungünstigen Einfluss haben, den sie um dieselbe Zeit auf die vom Eise

befreiten südlichen Teile Fennoskandias ausübten. Schon auf diesem rein deduktiven Wege ergibt sich der Gedanke, dass wenigstens in Mitteleuropa die Bewaldung bereits lange vor der finiglazialen Zeit hätte einsetzen können.

Auf die Behandlung dieser Frage bin ich gekommen, als ich im Zusammenhang mit der Paläoflora der karelischen Landenge H. LINDBERGS Proben von Kivennapa, in denen er seine bekannte Dryas-Flora fand, einer Neuuntersuchung unterzog. Gleichzeitig erhielt ich eine von Prof. SAURAMO auf der russischen Seite, in Toksova, entnommene Probe, deren Alter SAURAMO auf Grund der jahreswarwigen Sedimente bestimmt hat. Ausserdem habe ich in den Untersuchungen der russischen Geologen (JAKOWLEW, ANUFRIEW, MARKOW) wichtige Angaben über die Dryas-Flora und den Rücktritt des Gletschers in der Umgegend von Leningrad vorgefunden.

Die Dryas-Flora im Bereich der karelischen Landenge.

Die Umgebung von Leningrad.

Für die Umgebung Leningrads sind, besonders durch die Untersuchungen von JAKOWLEW, ANUFRIEW, MARKOW, Vorkommnisse der Dryas-Flora bekannt, und zwar von einem so niedrigen Niveau wie die Stadt Leningrad selber. Die Zusammensetzung dieser Dryas-Flora ist zur Hauptsache ganz dieselbe wie an anderen Stellen. Als ihre kennzeichnenden Vertreter seien erwähnt: *Dryas octopetala*, *Betula nana*, *Salix polaris*, *S. herbacea*, *S. reticulata*, *Potamogeton* sp. und Moosreste (*Drepanocladus* sp., *Polytrichum* sp.).

Diese »arktische« Flora tritt in jahreswarwigen Sedimenten auf, die oft recht humusreich sind. Über diese Sedimente sind auch Pollenanalysen ausgeführt worden (MARKOW 1931), deren Ergebnisse aus der Karte, Abb. 1, S. 11, zu ersehen sind, die ich nach der Darstellungsweise des erwähnten Forschers zusammengestellt habe. Als Beispiel für die detaillierte Verteilung der »arktischen« Pollenflora in prozentualen Verhältnissen ist ein über das spätglaziale Sediment von Ohta ausgeführtes Pollendiagramm beigefügt worden, Abb. 2, S. 12.

Wie die Ergebnisse der Pollenanalysen zeigen, ist für alle diese Fundorte der »arktischen« Flora sowohl qualitativ, wie auch quantitativ eine in hohem Grade gleichartige subfossile Pollenzusammensetzung festzustellen, die etwa dem Artenbestand der gegenwärtigen Wälder ent-

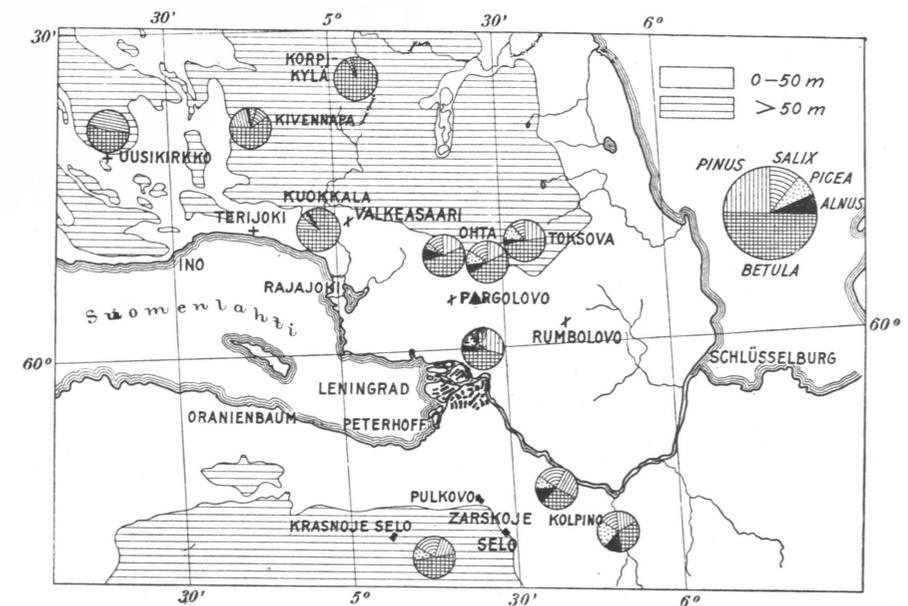


Abb. 1. Die spätglaziale Pollenflora im Bereich der karelischen Landenge (auf der russischen Seite nach MARKOW 1931).

spricht. Dieselbe Pollenflora tritt hier auch am Boden der ältesten Moore auf, ANUFRIEW (1931).

Die russischen Forscher sind nicht dazu übergegangen, auf Grund dieser Pollenanalyse Schlüsse zu ziehen, sondern haben sich damit begnügt, die durch diese Analyse dargestellte Periode neben L. von Posts arktische Flora auf Gotland (Zone XI) zu stellen, deren Pollenvorkommnisse v. Post dem Fernflug zuschreibt. In Verfolg dieses Gedankenganges und unter Berücksichtigung der ohne weiteres vorausgesetzten Tundrenverhältnisse müssten wohl die »arktischen« Pollenvorkommnisse in der Umgegend Leningrads auch als durch Fernflug veranlasst angesehen werden. Diese viel missbrauchte Erklärungsweise kann meiner Meinung nach allerdings nicht auf den in Frage stehenden Fall angewandt werden.

Was zunächst nun den ganzen Fernflug anbetrifft, so ist gegenwärtig schon von so vielen Seiten seine geringfügige pollenfloristische Bedeutung bezeugt worden, so dass er als Erklärungsversuch vielleicht nur unter ganz aussergewöhnlichen Verhältnissen anzuwenden ist. Dieses ist zuletzt von V. AUER auf Feuerland festgestellt worden (mündliche Mitteilung). Vor allem wird es auch durch den Vergleich der gegenwärtigen Pollen-

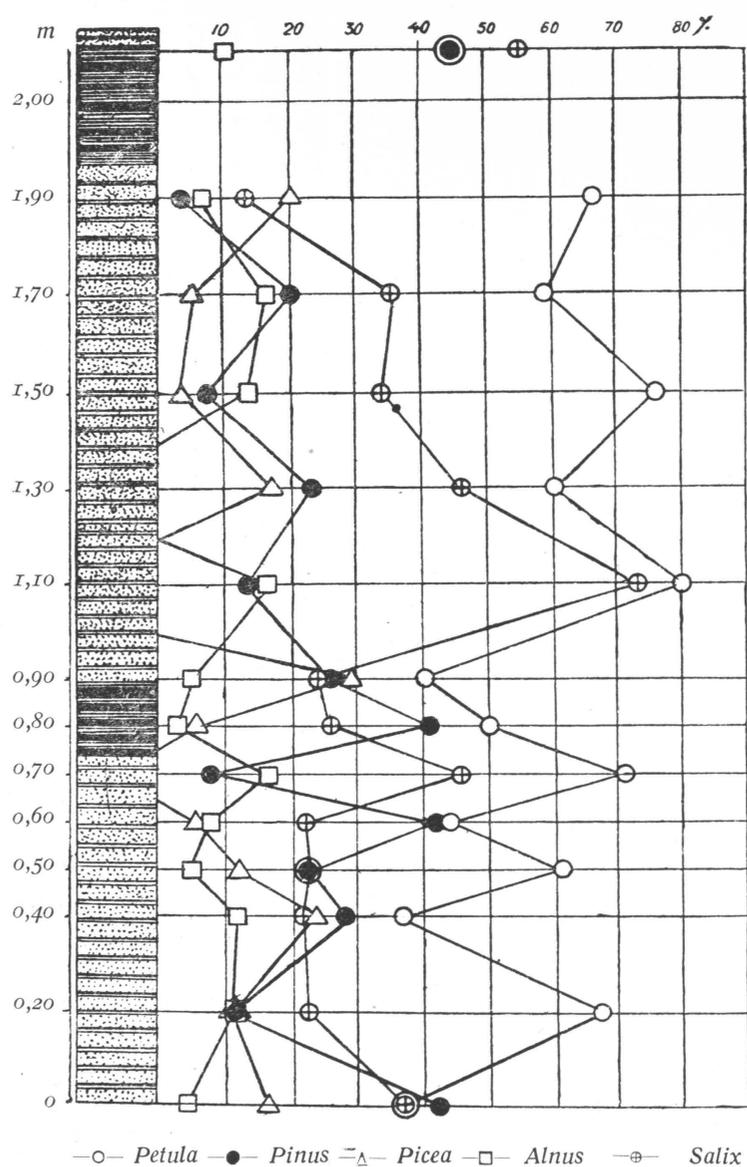


Abb. 2. Pollendiagramm über das spätglaziale Sediment von Ohta (enthaltend Dryas-Flora) nach MARKOW 1931.

flora mit der gegenwärtigen Verbreitung der Wälder bewiesen. Derartige Untersuchungen zeigen deutlich, wie die horizontale Pollengrenze der verschiedenen Holzarten mit der Verbreitung der entsprechenden Holzarten zusammenfällt. Nach meinem Dafürhalten kann der Fernflug nicht als Erklärung benutzt werden, wenn er nicht in einem jeden Einzelfall durchaus bindend bewiesen werden kann.

Die Pollenvorkommnisse der »arktischen« Flora im Bereich der karelischen Landenge können nicht als durch Fernflug verursacht angesehen werden. Dieses wird zunächst dadurch bezeugt, dass die über verschiedene Stellen ausgeführten Analysen gleichmässig auf eine zur Hauptsache durchaus ähnliche Artenzusammensetzung führen. *Alnus* z. B., die nicht in der Lage ist, ihren Pollenstaub weit über ihren eigentlichen Standort hinaus zu verbreiten, tritt in den nördlichen Gegenden unseres Untersuchungsgebietes durchaus ebenso reichlich wie im Süden auf, und ebenso zeigt sich die Birke, die in dieser Beziehung mit jener zu vergleichen ist. Ein so reichliches Vorkommen von *Alnus*, das durch Fernflug verursacht wäre, ist überhaupt unmöglich zu verstehen, umso mehr, wenn in Betracht gezogen wird, dass die Ton- und Sandsedimente, um die es sich hier handelt, Pollen immer besonders spärlich enthalten.

Gegen die Erklärung durch Fernflug spricht auch höchst nachdrücklich JAKOWLEWS (1926) Fund von Peterhoff. Er bestimmte von Torf, der von einem Uferwall überlagert worden war, makroskopische Baumreste (Holzmaterial, Borke, Nadeln, Zapfen, Kätzchen), nach denen *Pinus silvestris*, *Picea excelsa* und *Alnus glutinosa* vor der Entstehung des Uferwalls in der Gegend gewachsen sind. JAKOWLEW hält den Wall für ein Anzylusufer, gerade auf Grund dieser auf günstige Klimaverhältnisse hinweisenden Arten. Meine Untersuchung über die Uferverschiebungen an der karelischen Landenge (HYYPPÄ 1932 a) weist allerdings unwiderleglich nach, dass das Anzylusufer in diesen Gegenden viel tiefer gelegen hat. Nach RAMSAY (1928) entspricht der erwähnte Wall der letzten Phase des Baltischen Eissees, so dass also die genannten Baumarten wenigstens schon zur Zeit dieser frühen Entwicklungsphase der Ostsee in der Umgegend von Leningrad gewachsen sind oder also zu einer Zeit, in die auch die jüngeren Dryas-Schichten verlegt werden.

Auf Grund alles oben Dargestellten muss als sicher angesehen werden, dass die Pollenvorkommnisse der Dryas-Flora auf der karelischen Landenge auf Baumarten zurückgehen, die in der Gegend selber gewachsen sind und nicht auf Fernflug beruhen. Abb. 3, S. 14, stellt eine Pollenanalyse der Dryas-Flora von Toksova nach MARKOW (1931) dar. Die

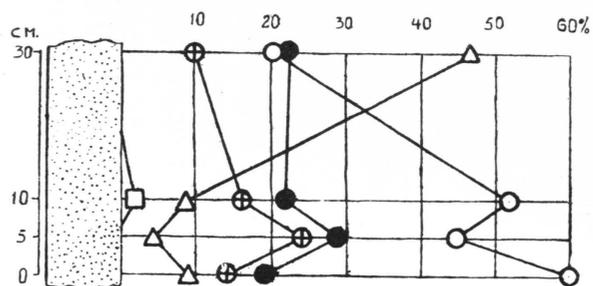


Abb. 3. Pollendiagramm der Dryas-Ablagerung von Toksova (nach MARKOW 1931).

Analyse ist über den Uferhang eines Baches, der aus dem Hepojärvi-See kommt, über eine jahreswarwige Ablagerung angestellt worden, hinsichtlich deren JAKOWLEW folgende Vertreter der Dryas-Flora bestimmt hat: *Salix polaris*, *S. herbacea*, *Betula nana*, *Polytrichum strictum*. Die von SAURAMO i. J. 1925 aufgenommene Probe stammt aus ganz derselben Schicht, und die Pollenanalyse, die ich darüber ausgeführt habe, zeigte als Ergebnis: *Pinus* 35 %, *Picea* 24 %, *Betula* 30 %, *Alnus* 10 %, *Salix* 1 %. Die Prozentanteile sind die Durchschnittswerte zweier Analysen, die ich, wie alle anderen auch, unter Anwendung des HF-Anreicherungsverfahrens angestellt habe. Das durch die Analyse vermittelte Ergebnis kann nicht direkt mit MARKOWS Diagramm verglichen werden, da es sich nur um eine 10 cm-Probe handelt, deren vertikale Lage nicht klar ist. Diese Tatsache ist allerdings auch in diesem Fall von geringfügiger Bedeutung neben der Feststellung, dass beide Analysen über die damalige Holzartenzusammensetzung auf dasselbe Ergebnis führen. Die voneinander abweichenden Prozentmengen von *Alnus* und *Salix* sind durchaus mikrolokaler Natur und darüber hinaus nicht von Bedeutung.

Nach SAURAMO begann sich die Gletscherzunge des Inlandeises ca 1900 Jahre vor der zweiten Salpausselkäphase oder vor unserem Jahre 0 aus dem Newatal zurückzuziehen, und nachdem der Rückzug einmal begonnen hatte, vollzog er sich rasch, in einem knappen Jahrhundert, wenn auch danach noch ca 600 Jahresbänder (MARKOW 1931) entstanden. Schon mehrere Jahrhunderte früher, bevor das Zurückweichen des Eises im Newatal einsetzte (nach den Ergebnissen SAURAMOS und MARKOWS), ragten die höheren zentralen Gebiete der karelischen Landenge als Nunatakter auf. Zu diesem bereits so früh vom Eise befreiten Gebiet gehören unter anderem auch die erwähnten Gegenden von Kivennapa und Tok-

sova. Nach SAURAMO gehören die gebänderten Sedimente, die z. B. in Toksova die Dryas-Flora und die bereits oben dargestellte Pollenzusammensetzung aufweisen, zu den Ablagerungen derjenigen lokalen Eisseen, die vor dem Baltischen Eissee entstanden sind. Dasselbe ist auch der Fall mit dem in der Nähe von Toksova gelegenen Ohta, dessen »arktische« Pollenflora durch Abb. 2, S. 12, dargestellt ist. Die jüngsten Dryas-Funde für die Stadt Leningrad selber liegen zeitlich ca 1100 Jahre vor unserem Jahre 0 zurück. Die oben erwähnten Subfossilienvorkommnisse von Peterhoff sind ungefähr gleichen Alters.

Kivennapa.

In der Einleitung wurde bereits die Dryas-Flora von Kivennapa als solche geschildert, wie sie aus der Untersuchung H. LINDBERGS (1910) hervorgeht. Eine von den Proben, die ich in den Sammlungen des Geologischen Institutes, noch mit den ursprünglichen Etiketten und Erläuterungen LINDBERGS versehen, fand, ist gerade diejenige, aus der sich die zu Anfang erwähnte Dryas-Flora ergab. LINDBERG bezeichnet dieses Sediment nach der Gepflogenheit der Zeit als »Schwemmsand«. In Wirklichkeit handelt es sich um ganz dasselbe jahreswarwige Sediment wie in der Probe von Toksova. Diese makroskopische Gleichartigkeit wird nicht allein schon durch die in beiden enthaltene Dryas-Flora, sondern auch durch das Ergebnis meiner Pollenanalysen bestätigt, die ich über diese Proben angestellt habe. Unten sind die Ergebnisse meiner beiden Analysen nebeneinandergestellt. Die Prozentsätze für Kivennapa stellen ebenfalls Mittelwerte zweier Analysen dar.

Toksova		Kivennapa	
Spätglaziales jahreswarwiges Sediment, enthaltend Dryas-Flora		Spätglaziales jahreswarwiges Sediment, enthaltend Dryas-Flora	
<i>Pinus</i>	34 %	<i>Pinus</i>	43 %
<i>Picea</i>	24 »	<i>Picea</i>	11 »
<i>Betula</i>	30 »	<i>Betula</i>	40 »
<i>Alnus</i>	10 »	<i>Alnus</i>	0 »
<i>Salix</i>	1 »	<i>Salix</i>	6 »

Ein Vergleich der Analysen miteinander bestätigt ausser den bereits oben erwähnten Tatsachen ebenfalls, dass die Dryas-Flora von Toksova und Kivennapa gleichaltrig sind.

Beide weisen denselben Holzartenbestand auf, allerdings mit dem Unterschied, dass in der Probe von Kivennapa *Alnus* fehlt und *Salix* reichlicher als in Toksova auftritt. Dieser Sachverhalt weist darauf hin, dass die Probe von Kivennapa etwas älter oder das Klima dort in grösserer Nähe des Gletscherrandes ungünstiger als in Toksova gewesen wäre. Auf diese Annahme kann man sich allerdings nicht in grösserer Masse stützen, da die andere Probe, die LINDBERG unter der Dryas-Schicht entnommen hat, und die also noch älter ist, auf Grund der von mir ausgeführten Analyse bereits *Alnus* enthält, wenn auch in spärlichen Mengen. Das Ergebnis letzterer Analyse ist im ganzen folgendes: *Pinus* 15 %, *Picea* 4 %, *Betula* 60 %, *Alnus* 3 %, *Salix* 18 %. In ihrer Gesamtheit weist die Analyse darauf hin, dass wir uns in rückwärtiger Richtung einer Periode der Birkendominanz und also ungünstigeren Klimaverhältnissen nähern.

In dieser Schicht kommt allerdings der Pollen von *Alnus* regelmässig vor, wodurch bewiesen wird, dass sie damals in der Gegend gewachsen ist. Das Fehlen dieser Baumart in der vorhergehenden jüngeren Probe braucht also mit Rücksicht auf Toksova keinen grösseren Altersunterschied zu bedeuten, sondern ist offenbar auf irgendeinen sekundären Faktor zurückzuführen. Es sei ausserdem erwähnt, dass sich in der vorliegenden älteren Probe auch ein deutliches Pollenkorn von *Tilia* fand. Auf Grund eines derartigen vereinzelt Falles besteht allerdings noch keine Veranlassung, über das Vorkommen von *Tilia* am Orte bereits in spätglazialer Zeit Schlüsse zu ziehen. Unmöglich wäre es keineswegs, wenn in Betracht gezogen wird, dass Fichte und Erle sich bereits ebenfalls in der Gegend niedergelassen hatten. Ähnliche isolierte Vorkommnisse edler Laubbäume haben auch die russischen Forscher hinsichtlich der ältesten Moore in der Umgegend Leningrads für diejenigen Torfschichten festgestellt, die in die spätglaziale Zeit fallen (ANUFRIEW 1931).

Die dritte von LINDBERGS Proben aus Kivennapa, die nach der Aufschrift *Dryas octopetala* enthält, besteht in Bänderton und hat sich offenbar in tieferem Wasser als die vorhergehenden sedimentiert, die zur Hauptsache Sand und Lehm enthalten. Diese Tatsache weist schon auf ein höheres Alter der genannten Probe hin. Dasselbe wird auch durch ihre Pollenanalyse bestätigt: *Betula* 92 %, *Pinus* 3 %, *Alnus* 1 %, *Salix* 4 %. Hier kommen wir auf eine typische, von der Birke beherrschte Periode, die wir auf der karelischen Landenge am Grunde der allerältesten Moore begegnen (HYYPÄ 1932 a, b).

Wenn wir diese drei besprochenen Proben von Kivennapa in ein Pollendiagramm einreihen, indem wir den Bänderton mit berechtigten Grün-

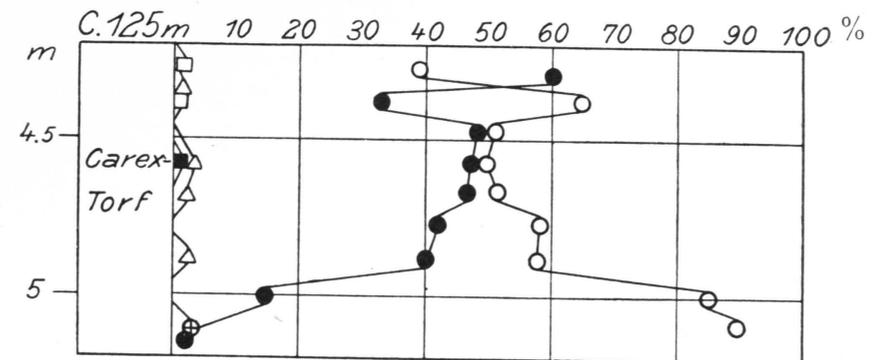


Abb. 4. Pollendiagramm über das Moor Kuuritsansuo, Kivennapa.

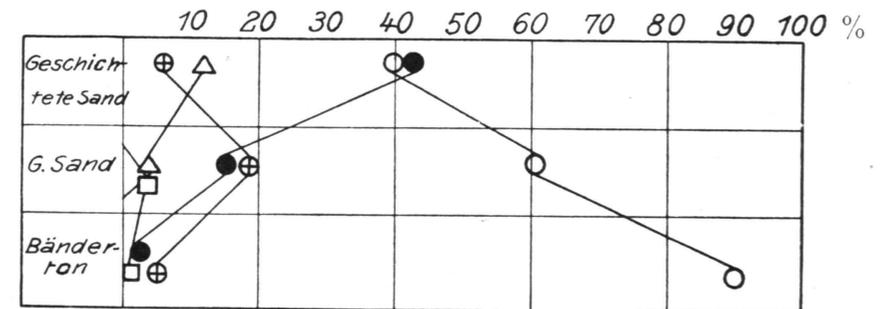


Abb. 5. Pollendiagramm über LINDBERGS Proben von Kivennapa.

den als ältestes Sediment unterbringen, können wir den Pollenbestand der »arktischen« Flora von Kivennapa anschaulich neben irgendwelche Pollendiagramme stellen, die über die allerhöchsten Gegenden des Kirchspiels Kivennapa ausgeführt sind. Im Revier Korpikylä beim Dorf Vehmaistenkylä habe ich Moore untersucht (HYYPÄ 1932 a), die zu den allerältesten des karelischen Isthmus gehören.

Abb. 4, oben, stellt von einem über das grosse Moor Kuuritsansuo ausgeführten Pollendiagramm den unteren Teil dar, der uns in diesem Fall allein interessiert. Abb. 5, auf derselben Seite, zeigt das Pollendiagramm der »arktischen« Flora von Kivennapa. Die Gleichartigkeit der beiden Diagramme ist auffallend. Es erscheint als sicher, dass die

am Boden beider ersichtlichen von der Birke beherrschten Zeiträume gleichen Alters sind. Der eigentliche Fundhorizont der Dryas-Flora von Kivennapa erweist sich auf Grund der Diagramme als ziemlich viel jünger als diese Birkenzeit. In meiner letzten Veröffentlichung (HYYPÄ 1932 b) erwähnte ich, dass die birkenbeherrschte Zeit, die nach meiner damaligen Auffassung ein subarktisches Klima vertritt, gar nicht viel jünger als die Dryas-Flora von Kivennapa sein kann, über die ich schon damals mutmasste, dass sie Pollen aufweisen würde, soweit das Fundmaterial nur durch das HF-Anreicherungsverfahren behandelt würde. Meine Annahme bestätigt sich jetzt über alle Erwartung. Die Dryas-Flora von Kivennapa und die in den ältesten Mooren der karelischen Landenge sichtbare von der Birke beherrschte Zeit sind nahezu gleichen Alters, und zwar in der Weise, dass die Periode mit Birkendominanz den ältesten Teil der Dryas-Flora vertritt.

Wie obige Diagramme zeigen, ist die von der Birke beherrschte Zeit so rein, wie sie in den ältesten Proben von Kivennapa auftritt, gar nicht von langer Dauer gewesen. Schon recht bald tritt ein sichtbarer Anteil der Kiefer, Fichte und Erle neben der Birke hervor. Offenbar ist die Birke als erste Waldzone dem Rand des zurückweichenden Gletschers gefolgt, indem sie ähnliche lichte Wälder bildete, wie sie gegenwärtig auf unseren Fjelden in den Höhenlagen der Waldgrenze vorkommen. Um dieselbe Zeit hat die Dryas-Flora den wichtigsten Teil der tundrenartigen Reiservegetation gebildet. Wenn ausserdem in Betracht gezogen wird, dass die Gegenden von Kivennapa, besonders gerade die Mooregebiete des Dorfes Vehmaistenkylä zu den allerhöchsten Landstrichen des karelischen Isthmus gehören, ist es wohlverständlich, dass die erwähnte subalpine Birkenperiode hier am allerdeutlichsten hervortritt.

So gestaltet sich in der Tat auch das Verhältnis, wenn man die auf der Karte, Abb. 1, S. 11, vermerkten Prozentverhältnisse der spätglazialen Wälder verfolgt. Für die Umgegend von Leningrad entfallen auf die Birke durchschnittlich nur 50 % der gesamten damaligen Pollenflora. Ebenso erscheint es als sicher, dass die hochgelegenen Gelände von Kivennapa sich schon damals als Nunatakker erhoben, als die Umgebung von Leningrad wenigstens zum grössten Teil noch vom Gletscher bedeckt war. Bewaldung und Vermoorung haben demgemäss auf der ganzen karelischen Landenge gerade in der Gegend von Kivennapa zu allererst eingesetzt, und zwar infolge der durch die umliegenden Gletscher verursachten lokalen Kühle anfangs noch mit den allerbescheidensten Typen.

Die spätglazialen Wälder im Bereich der karelischen Landenge.

Wenn wir auf Grund der oben dargestellten paläofloristischen Ergebnisse dazu übergehen, aus der Entwicklung der Wälder auf dem karelischen Isthmus in spätglazialer Zeit Schlüsse zu ziehen, und danach weiterhin damit endigen, das damalige Klima zu rekonstruieren, ist zunächst zu beurteilen, in welchem Masse der Dryas-Flora, der soviel Aufmerksamkeit zugewandt worden ist, mit Rücksicht auf letztere Frage Beweiskraft zugeschrieben werden kann.

Zunächst ist ohne weiteres klar, dass die erwähnten »arktisch-alpinen« Arten, da sie im Bereich der karelischen Landenge ziemlich allgemein als Subfossilien auftreten, auch dort zu ihrer Zeit gewachsen sein müssen. Dieses an und für sich würde die entsprechenden ungünstigen Klimaverhältnisse voraussetzen. Dagegen ist es eine durchaus andere Frage, welche gleichzeitige horizontale Verbreitung die erwähnte Dryas-Flora ausserhalb des auf dem karelischen Isthmus zurücktretenden Gletscherrandes gehabt hat.

Wenn ausserhalb des Gletscherrandes auf ausgedehnten Strecken, in diesem Fall auf dem ganzen in Rede stehenden Gebiet, eine baumlose Tundra herrschend gewesen wäre, blieben sowohl die makro-, wie auch die mikroskopischen in den Dryas-Schichten auftretenden, auf günstigere klimatische Verhältnisse hinweisenden Reste von Waldbäumen unerklärt, da wir zu der Fernflugargumentation nicht unsere Zuflucht nehmen können. Schwierigkeiten verursacht bereits die Erklärung, wie die auf wärmere Klimaverhältnisse hinweisenden Arten der Dryas-Flora selber (*Potamogeton*, *Myriophyllum*, *Menyanthes* u. a.) unter Tundraverhältnissen überhaupt gediehen wären. Ausserdem liegt nach BROCKMANN-JEROSCH nur für wenige Vertreter der in Frage stehenden Dryas-Flora gegenwärtig in den Alpen das Hauptverbreitungsgebiet oberhalb der Baumgrenze oder also in der alpinen Zone, nicht zu reden davon, dass die erwähnte Flora auch in den unteren Zonen auftritt. Es sei nur daran erinnert, dass z. B. *Dryas octopetala* auf Irland gegenwärtig in der Höhe des Meeresniveaus grosse Strecken überzieht.

Nach meinem Dafürhalten kann die genannte Dryas-Flora auch an und für sich nicht als zuverlässiger Indikator für arktisch-alpine Verhältnisse benutzt werden, wenn ihr Zeugnis als solches schon fraglich und das Gefüge der ganzen Flora schwer darzulegen ist. Da ausserdem neben ihr eine Pollenflora von Waldbäumen auftritt, verliert die Dryas-Flora

schliesslich die Berechtigung, als Zeugnis für arktische Verhältnisse zu gelten.

Hinsichtlich der karelischen Landenge beschränkt sich ihre Beweiskraft darauf, dass in unmittelbarer Nähe des Gletschers die Verhältnisse ihrem Gedeihen günstig waren, zur Hauptsache vielleicht des Einflusses des abkühlenden Gletschers wegen, vielleicht aber auch aus rein edaphischen Gründen. Es ist ohne weiteres einleuchtend, dass für diesen jungfräulichen, glazigen Boden, der in vielen Fällen anfangs in einer nur dünnen Decke noch ganz ungeschmolzenes Eis überziehen konnte, lediglich die hinsichtlich ihres Standortes anspruchslosesten Arten am verbreitungsfähigsten gewesen sind.

Nach TH. FRIES (1913) ist gegenwärtig in Torne Lappmark die flechtenreiche Dryas-Assoziation für winderodierte Morenenkämme bezeichnend. Sie hat eine ausgesprochene Vorliebe für jungfräulichen Boden (Schutthalden, Kiesalluvionen und Felshänge). In diesem Zusammenhang ist in Betracht zu ziehen, dass es während des Rückzuges des Inlandeises eine weit grössere Mannigfaltigkeit an Standorten als heute gab (durch Ablagerungen von Moränen, durch die grosse Erosionstätigkeit, durch Überschüttung weiter Strecken mit Kies, Sand und Schlamm, durch Bildung von Tümpeln und Seen). Dieses förderte das Gedeihen von Arten verschiedener Ansprüche nebeneinander (in diesem Zusammenhang der Dryas-Flora und lichter Wälder). Es erscheint als gewiss, dass die ehemalige Dryas-Flora nicht eine allgemeinere Vegetation gebildet hat, sondern nur an beschränkte Standortsverhältnisse gebunden war, unter denen sie verhältnismässig lange erhalten konnte.

Indem wir feststellen, dass die Dryas-Flora auf dem unter dem Eise hervorgetretenen Boden die erste Pflanzendecke gebildet hat, müssen wir zu dem Ergebnis kommen, dass die Wälder (*Betula*, *Pinus*, *Picea*, *Alnus*) unter Anführung der Birkenzone dem auf der karelischen Landenge zurücktretenden Gletscherrand so nahe gefolgt sind, dass von einer baumlosen Tundra nurganz in unmittelbarer Nähe des Eisrandes die Rede sein kann. Der Anfang der Geschichte der Wälder auf dem karelischen Isthmus wird somit viel weiter in der Zeit zurückverlegt, als er bisher angesetzt war. Die ersten lichten subalpinen Birkenwälder sind hier schon in den frühen Eissezeiten gewachsen, vor mindestens 12000 Jahren. Die von der Birke beherrschten Wälder sind schon in spätglazialer Zeit auf eine Stufe

getreten, die nahezu der gegenwärtigen Zusammensetzung der Wälder entspricht. Dagegen ist anzunehmen, dass die damaligen Wälder der karelischen Landenge nicht so zusammenhängend und dicht wie die gegenwärtigen gewesen sind. Die spätglaziale Zeit bildete auch in dieser Hinsicht eine Übergangsperiode von glazialen zu postglazialen Verhältnissen.

Schon zu wiederholten Malen haben wir auf das spätglaziale Klima des karelischen Isthmus hingewiesen, indem wir seinen »arktisch-alpinen« Charakter geleugnet haben. Dieses geschieht zunächst mit der Begründung, dass das Zeugnis der Dryas-Flora nicht einmal an und für sich unanfechtbar ist, und dass zweitens die Artenzusammensetzung des spätglazialen Waldes im Bereich der karelischen Landenge durchaus bindend beweist, dass das Klima bereits zur Zeit des Auftretens der ersten Wälder zum mindesten ebenso günstig wie gegenwärtig in den subalpinen Zonen der Fjelde Fennoskandias gewesen ist. Von dieser Stufe ausgehend ist das Klima schon in spätglazialer Zeit etwa dem gegenwärtigen gleich gewesen, wenigstens soweit es sich um Länge und Wärme der Vegetationsperiode handelt.

Auffallend bei der Verteilung der spätglazialen Pollenflora auf die verschiedenen Schichten ist besonders in den Diagrammen der russischen Forscher der gleichmässige Verlauf der Kurven von den älteren in die jüngeren Schichten. Hierdurch wird bezeugt, dass das Klima in spätglazialer Zeit im Bereich des karelischen Isthmus verhältnismässig stabil gewesen ist. Auch ist diese Zeit nicht ganz kurz gewesen; denn wenn wir rechnen, dass sie vor mindestens 12000 Jahren begonnen und bis an den Anfang der Anzyluszeit gedauert hat, entfallen auf diesen Zeitraum ca 2500 Jahre.

Ganz ebenmässig schliesst sich allerdings diese Periode hinsichtlich ihres Klimas nicht an die Postglazialzeit an, die wir mit dem Anfang der Anzyluszeit beginnen lassen. Über die älteste Pollenflora der Moore auf dem karelischen Isthmus (HYYPPÄ 1932 b, Baltische Eisse- und Yoldia-Periode) habe ich schon von früherher die Erfahrung, dass die Fichte, die sich schon in spätglazialer Zeit niedergelassen hatte, nach dem Ende dieser Zeit zu verschwindet und erst zu Beginn der Litorinazeit mit ihrer eigentlichen Massenausbreitung einsetzt. Dieselbe Beobachtung haben viele andere Forscher über die spätglaziale Verbreitung der Fichte im Bereich der Ostsee gemacht, wie ich bereits in meiner früheren Untersuchung dargestellt habe (HYYPPÄ 1932 b).

In den Pollendiagrammen der russischen Forscher ist diese »subarktische« (wie sie es nennen) Verbreitung der Fichte und ihr Zurückweichen

am Ende der Yoldiazeit besonders überzeugend zu sehen, und vor allem ist zu bemerken, dass hiermit auch ein Sinken von *Alnus* und das Verschwinden der wenigen Vorkommnisse an edlen Laubbäumen verbunden ist, die bereits in der ersten Hälfte der spätglazialen Zeit in einigen Fällen auftauchen. Hinsichtlich der Fichte macht sich diese Erscheinung auf einem einheitlicheren und ausgedehnteren Gebiet bemerkbar, bis nach Mittelrussland, den Karpaten und den Ostalpen (K. RUDOLPH 1930), in nordwestlicher Gegend wiederum bis nach Gotland und Südschweden (L. VON POST 1925). Im Bereich der Ostsee sind dieses verstreute Auftreten der Fichte und die wenigstens im Südosten damit verbundenen Versprengungen von *Alnus* und teilweise auch der edlen Laubbäume mit Sicherheit gleichen Alters, indem sie sich gerade in die Zeit der Eisseen und des Yoldiameeres einfügen.

Da nun bei der Ausbreitung dieser Waldbäume, die auf die günstigeren Vegetationsverhältnisse hinweisen, eine Rückentwicklung eintritt, die nach den Zeugnissen, die ich hinsichtlich der karelischen Landenge auffinden konnte, an das Ende der Yoldiazeit fällt, kommt als in dieser Weise auf einem so grossen Gebiet wirksamer Vegetationsfaktor in erster Linie das Klima in Frage. P. W. THOMSON (1929) nimmt an, dass dieses spätglaziale Auftreten der Fichte und ihr späteres Verschwinden in der Umgebung von Leningrad und teilweise auch in Estland mit denjenigen Klimaschwankungen in Zusammenhang ständen, welche die Entstehung der beiden Salpausselkä in Finnland mit veranlasst haben.

THOMSON unternimmt es allerdings nicht, diesen Gedankengang näher auszuführen. In erster Linie meint er wohl, dass die »subarktische« Fichtenperiode Mittelrusslands mit der Baltischen Eissee- und der Ersten Salpausselkäphase gleichaltrig wären. Nach THOMSON ist die Birkenperiode in Estland auf jeden Fall jünger als das spätglaziale Auftreten der Fichte. Auf der karelischen Landenge dagegen ist die eigentliche Birkenperiode mit Sicherheit älter als die Zeit des Baltischen Eissees und zum Teil mit ihr gleichaltrig. Lokal kann die Birke freilich auch noch in der Yoldiazeit dominieren, doch erscheinen, wenn auch in der Regel spärlich, neben ihr gewöhnlich Fichte und Erle. Verallgemeinert führt dieses auf das Ergebnis, dass die von der Birke beherrschte Periode im Bereich des finnischen Meerbusens und vermutlich auch der gesamten Ostsee während der ganzen spätglazialen Zeit herrschend gewesen ist, allerdings in der Weise, dass sich bereits zur Zeit der frühen Eisseen Kiefer, Fichte und Erle in diesem Gebiet niedergelassen haben, indem sich die Kiefer auf Kosten der Birke rasch der Standorte bemächtigte, während

dagegen Fichte und Erle, denen es noch nicht gelungen war, sich in nennenswerter Weise auszubreiten, in der Yoldiazeit zurückwichen. In den nordwestlichsten Gebieten ist dieses frühe Erscheinen der Fichte und Erle stellenweise überhaupt nicht zu spüren, sondern hier tritt die Zeit der Birkenvorherrschaft bis in die Anzylusperiode ziemlich rein hervor.

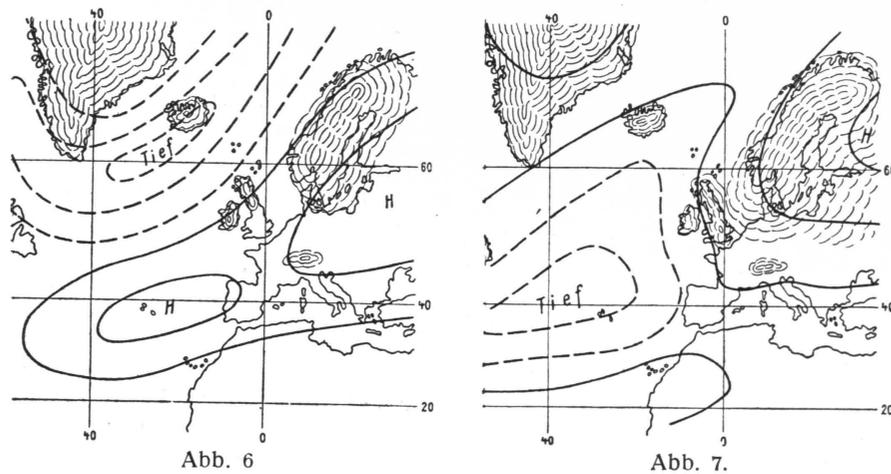
Wenn wir jetzt dazu übergehen, auf Grund der Klimaveränderungen die Entwicklung der spätglazialen Wälder im Bereich der karelischen Landenge darzulegen, so ist zunächst festzustellen, dass *Betula*, *Pinus*, *Picea* und *Alnus* sich dort schon vor der Salpausselkäperiode ausgebreitet haben. Zur Zeit der Salpausselkäphasen, etwa während der Zweiten und Dritten Salpausselkäphase, tritt in der Entwicklung der spätglazialen Wälder eine Änderung ein, so dass die Arten, die günstigere Klimaverhältnisse erfordern (*Picea*, *Alnus* und möglicherweise auch schon *Tilia*), an ihren Standorten spärlicher werden. Dieses braucht kein eigentliches Zurückweichen zu bedeuten, sondern eher eine Abnahme der an sich noch spärlichen Ausbreitung, wobei die erwähnten Baumarten allerdings nicht ganz und gar von ihren Standorten zu verschwinden brauchen. Dieses wird vor allem durch die Gleichzeitigkeit der späteren Massenausbreitung der Fichte in sogar recht weit voneinander entfernt liegenden Gegenden bewiesen.

Da es somit den Anschein hat, dass zwischen den Salpausselkäphasen und dem Rückschritt der erwähnten Waldbäume ein zeitlicher Zusammenhang besteht, erhebt sich von selber die Frage, ob zwischen ihnen auch ein klimatischer Kausalzusammenhang festzustellen ist. Diese Frage von weittragender Bedeutung schliesst sich an die Klimaverhältnisse der ganzen Eiszeit und der Periode des zurückweichenden Landeises an, und auf Grund dieser Verhältnisse ist auch die vorliegende Frage zu betrachten.

Das glaziale und das spätglaziale Klima.

Wie bereits erwähnt, sieht die neueste Forschung als Ursache für die Ausbreitung des Inlandeises eine allgemeine Temperaturverminderung um 3—5 ° C an (PASCHINGER, ANDERSSON, BRÜCKNER, SPEIGHT, WOLDSTEDT). Diese Abnahme der Temperatur hat ausserdem nur die Sommermonate betroffen, während dagegen die Wintertemperatur nicht abzunehmen brauchte.

Die Entstehung des europäischen Landeises vollzog sich auf den Fjelden Skandinaviens. Die allgemeine Verminderung der Temperatur bewirkte eine Abwärtsverschiebung der Schneegrenze in die Maximal-



Luftdruckverteilung in Europa während des Wachstums der Vereisung (Abb. 6) und des Vereisungsmaximum (schematisch nach FR. ENQUIST 1916 und P. WOLDSTEDT 1929).

zone der Niederschlagsmenge, was wiederum die Entstehung eines mächtigen Landeises und seine Ausbreitung über sein Speisungsgebiet hinaus im Gefolge hatte. Die Vergletscherung ihrerseits bewirkte vornehmlich unter dem Einfluss der vom Gletscher her in die Umgebung streichenden kalten Antizyklone eine sekundäre Temperaturabnahme in den peripheren Teilen. In Mitteleuropa hätte diese sekundäre Temperaturverminderung die Jahresdurchschnittswärme auf ca 0°C gesenkt, P. WOLDSTEDT (1929).

Sehr wichtig für das Verständnis des glazialen und spätglazialen Klimas sind die Veränderungen der grossen Luftdruckmaxima und -minima, die durch die Vergletscherung hervorgerufen wurden. F. ENQUIST (1916) hat in verdienstvoller Weise diese Frage aufgeklärt. In diesem Zusammenhang beschränken wir uns nur auf das, was Europa angeht.

Nach ENQUIST waren die auf Europa wirksamen grossen Luftdruckzentren zu Beginn der Eiszeit in derselben Weise gelegen wie gegenwärtig. Im nordatlantischen Ozean lag das grosse ständige Minimum von Island und im Süden das Maximum der Azoren (Abb. 6, oben). Die durch das isländische Minimum verursachten Westwinde brachten in reichlichem Masse besonders Winterniederschläge in das skandinavische Gebirge, wovon das rasche Anwachsen des Landeises die Folge war. Mit seiner zunehmenden Ausdehnung begann er auf die Verlegung der Luftdruckzentren merklich einzuwirken. Der oberhalb des Landeises entstandene Antizyklon schob

das Minimum des nordatlantischen Ozeans nach Süden, ungefähr an die Stelle des früheren Maximums, Abb. 7, S. 24. Die Gelände des Mittelmeeres erhielten jetzt in reichlichem Masse feuchte Westwinde, und es herrschte dort eine pluviale Zeit, während dagegen vom Landeis Nordeuropas die kalten und trockenen, von Nordosten kommenden Antizyklone wehten, die gerade in erster Linie eine sekundäre Temperaturverminderung auch ausserhalb des Vergletscherungsgebietes verursachten.

Während der Rückzugsphase des Landeises wiederum ist die Entwicklung des Klimas entgegengesetzt gewesen. Nach ANTEVS (1928) beruht das Zurückweichen des Inlandeises auf der Zunahme der Sommerwärme, die ihrerseits auf eine Steigerung der Sonnenstrahlung zurückzuführen wäre, die besonders W. KÖPPEN und M. MILANKOVITCH (KÖPPEN-WEGENER 1924) auf astronomischen Grundlagen erklärt haben. Nach MILANKOVITCH erreichte die Sonnenstrahlungskurve ihr letztes Maximum vor ca 11,000 Jahren. Schon vor 12000 Jahren war die Stärke der Strahlung ebenso gross wie gegenwärtig. Die allgemeine Temperatur hat allerdings nicht in demselben Verhältnis wie die Stärke der Sonnenstrahlung zugenommen. Der Kälte ausströmende Antizyklon des Landeises wirkte, nach der gegenwärtigen Auffassung bis in die Anzyluszeit, hindernd auf die Klimaverbesserung ein. Ausserdem vollzog sich der Rückzug des Inlandeises ruckweise, was darauf zurückzuführen wäre, dass die Sommerwärme abermals eine Zeitlang geringer wurde.

Diese spätglaziale oder präboreale Zeit wird im Bereich der Ostsee bis nach Mitteleuropa chronologisch in zwei Teile eingeteilt: Baltische Eissezeit (Daniglaziale, Gotiglaziale Zeit und die des eigentlichen Baltischen Eissees, ca 19000—8300 v. Chr.) und in die Yoldia-Zeit, ca 8300—7800 v. Chr. Der Zeitraum des Baltischen Eissees gehört in die bereits erwähnte Dryas-Zeit, als die Vegetationsperiode auf den vom Eise befreiten Gebieten 4—5 Monate umfasste und die Julidurchschnittstemperatur $6\text{—}9^{\circ}\text{C}$ betrug (G. ANDERSSON 1910). Das Klima dieser Zeit wird gewöhnlich als »arktisch« bezeichnet, obgleich es richtiger glazial ist, da die Sonnenstrahlung bei niedrigeren geographischen Breiten kräftiger als in den arktischen Zonen war (H. GROSS 1930). Ihrem Charakter nach war das glaziale Klima kontinental, kalt und trocken.

Das Yoldia (»subarktische Zeit«) war die Zeit der Birken-Kiefernwälder, als die ersten Fichtenvorkommnisse in Fennoskandia und Nordwestrussland anzutreffen waren. Die Dryas-Flora verschwand, das Klima war subglazial, weniger kalt, allerdings noch kontinental, die Durchschnittstemperatur nach STOLLER von Mai bis September 8°C (P. WOLDSTEDT 1929).

Wenn wir jetzt diese Standardeinteilung der gegenwärtigen Forschung mit dem Ergebnis vergleichen, das wir an der karelischen Landenge und in der Umgegend Leningrads gewonnen haben, so besteht zwischen beiden ein Widerspruch. Auf der karelischen Landenge und in der Umgegend Leningrads zeigen sich *Betula*, *Pinus*, *Picea* und *Alnus* zu einer Zeit, die nach der oben dargestellten Einteilung in die Periode des Baltischen Eissees fällt. Zur Yoldiazeit tritt, wie wir erinnern, in der Zusammensetzung der Wälder eine kleine Veränderung ein, die vor allem in dem Zurückweichen oder richtiger in der Verminderung der Fichte an ihren Standorten hervortritt. Da es auf Grund der bisherigen Forschung als sicher erscheint, dass die Dryas-Flora in den Randteilen des Vergletscherungsgebietes wirklich eine baumlose, auf grösserem Gebiet gleichzeitig herrschend gewesene Tundra vertritt, auf welche die Birken-Kiefernwälder und die versprengten Fichtenvorkommnisse folgen, ist es klar, dass im Bereich der karelischen Landenge die Dryas-Flora, die mit den Wäldern zusammen gleichzeitig auftritt, nicht mit der vorhergehenden Dryas-Flora gleichen Alters sein kann. Die baumlose Dryas-Periode Mitteleuropas muss bedeutend älter sein als die Dryas-Flora der Birken-Kiefernzeit auf dem karelischen Isthmus und in der Umgegend Leningrads. Ebenso ist klar, dass der Beginn der Birken-Kiefernwälder in der Randzone der letzten Vergletscherung früher liegt als in der Umgegend Leningrads und auf der karelischen Landenge. Da die mitteleuropäischen Forscher diese Waldperiode dennoch ins Yoldia verlegen und sie im Bereich der karelischen Landenge auf sicherer chronologischer Basis bereits in die Zeit der frühen Eisseen fällt, ist es klar, dass die Einreihung der Birken-Kiefernzeit im Randgebiet der Vergletscherung in die Yoldiazeit unrichtig ist. Der letzte Teil dieser waldhistorischen Periode fällt vermutlich auch in Mitteleuropa in die Yoldiazeit. Doch ist ihr Beginn dort bedeutend älter als die Yoldiazeit, da es eben unmöglich ist, dass die Bewaldung auf der karelischen Landenge, die später als die Randzonen unter der Eisdecke hervorgetreten ist, früher als in jener Gegend begonnen hätte.

Es ist allerdings kein Wunder, dass der Beginn der Wälder in den Randzonen des Vergletscherungsgebietes unrichtig neben die Yoldiazeit gestellt ist, da ein genaueres Unterbringen der waldgeschichtlichen Perioden dieser

Gebiete in den Entwicklungsphasen der Ostsee unmöglich ist, solange sichere chronologische Fixpunkte fehlen. Besonders hinsichtlich der spätglazialen Zeit ist die auf verschiedenen Grundlagen aufbauende Chronologie Fennoskandias und Mitteleuropas schwer nebeneinander zu stellen.

Das spätglaziale Klima im Bereich der karelischen Landenge.

Wie oben dargelegt worden ist, bezeugt die Pollenflora der Dryas-Schichten auf der karelischen Landenge und in der Umgegend von Leningrad, dass sich gleich unmittelbar bei der Befreiung dieser Gebiete von der Eisdecke, die sich vor 12000—13000 Jahren vollzog, die von der Birke beherrschten Wälder auf das in dieser Weise hervorgetretene Gelände ausbreiteten. Die reine Tundravegetation hat sich darauf beschränkt, in einer ganz schmalen Zone den Gletscherrand zu umsäumen, wengleich sie sich neben der damaligen lichten Waldvegetation bis ans Ende der spätglazialen Zeit hat reliktiert erhalten können. Hierauf haben offenbar zum Teil der kühlende Einfluss des nahen Gletschers, welcher der Dryas-Flora im Wettbewerb mit der Waldvegetation behilflich gewesen ist, und zum Teil edaphische Faktoren eingewirkt. Der unter der Gletscherdecke hervorgetretene jungfräuliche Boden ist vermutlich lokal für die Dryas-Flora besonders gut geeignet gewesen. Derartige edaphische Relikte sind auch gegenwärtig in den verschiedenen Teilen der Erdkugel anzutreffen.

Auf Grund dieser paläofloristischen Tatsachen erscheint es als sicher, dass das Klima in unserem Untersuchungsgebiet schon zu Beginn der spätglazialen Zeit seinen glazialen Charakter verloren hatte. Nach E. WERTH (1925) fällt heute die Südgrenze der Tundra etwa mit einer Linie zusammen, auf der eine sommerliche Periode mit 10°C nicht länger als 1½ Monate herrscht. Auf der karelischen Landenge und in der Umgegend von Leningrad hat also die Sommerwärme schon zu Beginn der spätglazialen Zeit, vor ca 12000—13000 Jahren, dieses Mass erreicht, da sonst das Vorkommen von Birke und Kiefer in der dortigen Gegend nicht zu verstehen wäre. Schon in der ersten Hälfte der spätglazialen Zeit ist die Sommerwärme auf eine ungefähre der Gegenwart entsprechende Höhe gestiegen und scheint sich in derselben Weise bis zur Yoldiazeit erhalten zu haben, als sich im Klima eine Veränderung vollzog (Verminderung von *Picea* und

Alnus an den Standorten). Am Anfang des Anzylus setzt dann die postglaziale Wärmeperiode ein, auf die wir jedoch in diesem Zusammenhang nicht näher eingehen.

Indem wir dazu übergehen, uns nach weiteren Zeugnissen für die oben entwickelte Auffassung über das spätglaziale Klima des karelischen Isthmus und der Umgegend von Leningrad umzusehen, vergleichen wir es mit der Strahlungskurve, die MILANKOVITICH auf astronomischen Grundlagen berechnet hat. In diesem Zusammenhang wenden wir unsere Aufmerksamkeit nur demjenigen Teil der Kurve zu, welcher sich auf die letzte Eiszeit bezieht.

Nach MILANKOVITSCH erreichte die Sonnenstrahlung ihr letztes der Gegenwart voraufgegangenes Maximum vor ca 11000 Jahren, wonach sich die Stärke der Strahlung gleichmässig auf ihr gegenwärtiges Mass vermindert hat. MILANKOVITICH gibt die Grösse der Strahlung in Breitengraden an und erhält als Grösse der letzten Maximalstrahlung für den 60 Breitengrad, der also der Umgebung von Leningrad entspricht, dieselbe Strahlungsmenge, wie sie gegenwärtig für $55\frac{1}{2}$ Breitengrade gilt. Eine grössere Strahlungsmenge als gegenwärtig hatten der karelische Isthmus und die Umgebung von Leningrad schon empfangen, bevor sie sich von der Eisdecke befreiten. Die Temperatursteigerung hat sich wenigstens in den in Frage stehenden Gebieten nicht parallel mit der Strahlungszunahme vollzogen, vielmehr erreichte erstere ihr Maximum hier wie in ganz Fennoskandia erst in der ersten Hälfte der Litorinazeit. Mit Rücksicht auf Fennoskandia ist dieses durchaus einleuchtend, da das Inlandeis noch bis ans Ende der Anzyluszeit einen so grossen Teil dieses Gebietes bedeckte, dass es imstande war, die jährliche Temperaturzunahme zu begrenzen und das Wärmeoptimum in die Litorinazeit zu verschieben, trotzdem die Strahlungskurve schon in spätglazialer Zeit kulminierte. Auch kann die Verlegung des Wärmeoptimums in die Litorinaziet zum Teil ebenfalls von anderen Faktoren abhängig gewesen sein, die nicht unmittelbar mit der Grösse der Sonnenstrahlung in Zusammenhang stehen.

Das Wichtigste ist, in diesem Zusammenhang festzustellen, dass die Strahlungskurve ungefähr um dieselbe Zeit kulminierte, als sich die karelische Landenge und die Umgebung von Leningrad von der Eisdecke befreiten und sich zu bewalden begannen. Die rasche Ausbreitung der Wälder über dieses Gebiet gleich nach dem Rücktritt des Gletschers wird von diesem Gesichtspunkt aus leicht verständlich. Wenn ausserdem in Betracht gezogen wird,

dass das Klima unter dem Einfluss des Antizyklons des Gletschers kontinental war, ist zu verstehen, dass die Sommerwärme in den Gebieten, die der Gletscher verlassen hatte, rasch eine solche Höhe erreichte, dass sie das Gedeihen von Birken-Kiefern-Fichtenwäldern bis in unmittelbare Nähe des Gletscherrandes gestattete. Das Vorhandensein einer durchaus baumlosen Tundra unter diesen klimatischen Voraussetzungen wäre mit Rücksicht auf die karelische Landenge und die Umgebung von Leningrad undenkbar. Das Inlandeis war bereits in seiner Rückzugsphase der karelischen Landenge mit denjenigen Gebirgsgletschern zu vergleichen, die sich gegenwärtig von ihren Anwachsungsgebieten in tiefer gelegene wärmere Klimazonen vorschieben, wo üppige Wälder sogar auf der Oberfläche des Gletschers selber gedeihen können, wie es auf dem Malaspina-gletscher in Alaska der Fall ist.

Schwieriger ist diejenige Klimaveränderung zu erklären, auf welche die Verminderung von Fichte und Erle an den Standorten am Schluss der Yoldiazeit hinweisen. Bereits oben, S. 23, haben wir darauf hingewiesen, dass die Salpausselkä-Stagnationsphasen und der Rückschritt der erwähnten Holzarten ausser durch Gleichzeitigkeit auch durch einen klimatischen Kausalzusammenhang miteinander verbunden sein können. Obgleich an der Entstehung der Salpausselkä topographische Faktoren stark beteiligt sind, kann indes wohl als sicher angesehen werden, dass sich in ihnen auch in der Klimaentwicklung eingetretene Oszillationen widerspiegeln. Dieses wird unter anderem dadurch bezeugt, dass der Gletscherrand zeitweise auch an solchen Stellen stehengeblieben ist, die dieses lediglich auf Grund ihrer Topographie nicht voraussetzen würden, wie es z.B. in Uusimaa schon vor den Salpausselkä geschehen ist.

Eine derartige Klimaveränderung ist nicht als eine ähnliche allgemeine Temperaturverminderung aufzufassen, wie sie als primäre Ursache der Eiszeit vorausgesetzt wird. Dagegen wäre eher denkbar, dass sich die Sommerwärme sekundär etwas gesenkt hätte, als die Vergletscherung zeitweilig stärker wurde.

Die Stagnationsphasen Fennoskandias können jedoch auch ohne eine Temperaturabnahme zustande gekommen sein.

Schon früher, S. 24, haben wir ENQUISTS Auffassung über die verschiedene Lage der grossen Luftdruckzentren zu Beginn der Vergletscherung und während ihrer Endphase dargestellt. Von der Grundlage seiner Darstellung ausgehend kommt man konsequenterweise darauf, dass sich zu einer bestimmten Zeit während des Endstadiums der Vergletscherung diese Luftdruckzentren

wieder dorthin verschoben haben, wo sie gegenwärtig liegen und auch im Anfangsstadium der Vergletscherung gelegen haben. Das Minimum des nordatlantischen Ozeans, das während der Glazialzeit weiter südlich aufgetreten war, vgl. Abb. 7, S. 24, rückte Schritt für Schritt wieder an seine frühere Stelle in der Gegend Islands zurück. Gleichzeitig entwickelten sich die niederschlagsreichen Westwinde zu den Hauptwinden Fennoskandiens, und die antizyklonen, von den Gletschern herüberwehenden Winde verloren mit dem fortschreitenden Abschmelzen immermehr ihre Bedeutung.

Es ist klar, dass eine derartige tiefgehende Veränderung in der Richtung der vorherrschenden Winde auch auf den Rücktritt des Gletschers eingewirkt hat. Die klimatische Situation war besonders hinsichtlich der norwegischen Fjelde, östlich von welchen die Eisscheide gelegen war, im übrigen dieselbe wie zur Zeit des vordringenden Gletschers, allerdings mit dem Unterschiede, dass hiermit keine primäre Temperaturabnahme verbunden war. Dieses brauchte allerdings eine zeitweilige Ausdehnung des Gletschers nicht zu verhindern, da er zur Zeit unserer Salpausselkäphasen noch genügend umfangreich und abkühlend war, um den von den Westwinden mitgeführten Wasserdampf in reichlicherem Masse als gewöhnlich zu Niederschlägen zu verdichten. Während der Gletscher in dieser Weise vorübergehend anwuchs, konnte auch die Temperatur im Vergletscherungsgebiet etwas fallen. Als Endergebnis dieser Entwicklung wäre beim Zurückweichen des Gletschers ein Stillstand, ja sogar ein Vordringen eingetreten.

Weiterhin wäre denkbar, dass mit dieser zeitweilig retardierenden Entwicklung auch die Neigung der Luftdruckzentren verbunden war, abermals in die Stellungen, die sie zur Zeit der Maximalausdehnung innehatten, zurückzukehren, wovon die Abnahme der Westwinde, welche die Eisscheide Fennoskandiens speisten, und das Erstarken des trockenen Antizyklons die Folge waren. Das zeitweilige Wachsen des Gletschers kam zum Stillstand, und die bereits früher gestiegene Allgemeintemperatur zwang den Gletscher abermals zum Rückzug, was wiederum auf die Verlegung des atlantischen Zyklons auf die Höhe Norwegens und auf die Wiederholung des oben geschilderten

Entwicklungsverlaufes geführt hat. Ein derartiges mit kurzen Rückschlägen verbundenes Abschmelzen des Inlandeises konnte sich so lange fortsetzen, bis der Gletscher so viel an Umfang verloren hatte, dass er nicht mehr imstande war, die in fester Form fallenden Niederschläge in dem Masse anzusammeln, dass der dadurch bewirkte Zuwachs des Gletschers das Abschmelzen überwogen oder wenigstens im Gleichgewicht erhalten hätte. Der Gletscherrand zog sich jetzt rasch ohne Oszillationen zurück, und gleichzeitig verschoben sich die grossen Luftdruckzentren endgültig in ihre gegenwärtige Lage. Dieses scheint hinsichtlich Fennoskandias an der Wende zwischen Yoldia und Anzylus eingetreten zu sein.

Wenn wir jetzt auf Grund der oben dargestellten Hypothese den am Schluss der Yoldiazeit eingetretenen Rückschritt der Fichte und Erle zu verstehen versuchen, können zwei Möglichkeiten in Frage kommen. Zunächst erscheint es als möglich, dass zur Zeit der Stillstandsstadien der Salpausselkä das Klima etwas strenger wurde, z.B. in der Weise, dass der Sommer etwas abkühlte. Diese Temperaturabnahme hat allerdings nicht gross sein können, und in Anbetracht dessen, dass als Objekt der Beeinflussung diesmal Fichte und Erle in Frage kommen, die beide die Waldgrenze erreichen, wäre nicht anzunehmen, dass ein geringes Strengerwerden des Sommers rückschlägig auf so nördliche Arten eingewirkt hätte.

Andererseits besteht auch zwischen der Abnahme der erwähnten Baumarten und den Salpausselkästadien vom Standpunkt der Temperaturverminderung aus gesehen insofern eine Unvereinbarkeit, als der Rückzug von Fichte und Erle erst am Ende der Yoldiazeit eintritt, also beim Abschluss der Salpausselkäphasen, wenngleich es besser einleuchten würde, wenn das Zurückweichen der beiden Bäume mit den beginnenden Salpausselkästadien zusammenfallen würde. Ebenso ist in Betracht zu ziehen, dass zur Zeit der Salpausselkäphasen wenigstens drei Stillstände des Gletschers eingetreten sind, die also je eine kleine Temperaturverminderung mit den dazwischenliegenden wärmeren Rückzugsphasen zu bedeuten hätten. Eine diesem Rhythmus entsprechende Entwicklung kann durch die Pollenflora des karelischen Isthmus und der Umgebung von Leningrad nicht festgestellt werden. Es hat auch den Anschein, wie wenn die Salpausselkästadien, wenigstens vom Standpunkt der Temperaturverminderung aus betrachtet, nicht ausreichten, den spätglazialen Rückzug der Fichte und Erle zu erklären. Ausserdem setzt die oben dargelegte Oszil-

lationshypothese eine erheblichere Temperaturverminderung überhaupt nicht voraus.

Indem wir jetzt dazu übergehen, die mit dieser Hypothese verknüpfte andere Erklärungsmöglichkeit zu betrachten, richtet sich unsere Aufmerksamkeit zunächst darauf, dass der Rückzug von Kiefer und Erle an den Zeitpunkt fällt, als gerade die Oszillation des Gletschers aufhört und sich das Minimum des nordatlantischen Ozeans endgültig auf seine gegenwärtige Lage zurückzieht. Mit Rücksicht auf das Klima Fennoskandias hat dieser Grenzpunkt auch das zu bedeuten, dass das kontinentale Klima der spätglazialen Zeit ozeanischer wird. Die Nordost- und Nordwinde, die durch den oberhalb des Gletschers entstandenen Antizyklon verursacht sind, wechseln zu ozeanischen Südwest- und Westwinden. Wir brauchen in diesem Zusammenhang nicht des näheren festzulegen, ob in Fennoskandia das Klima am Ende der Yoldiazeit ozeanischer als gegenwärtig oder überhaupt in demselben Masse ozeanisch war. Die Hauptsache ist, dass sich das reinkontinentale Klima der glazialen und spätglazialen Zeit in deutlich ozeanischer Richtung veränderte, nachdem die auf die kontinentalen Klimaverhältnisse wirksam gewesenen Faktoren entfernt waren.

Als nächste Aufgabe ist zu prüfen, in welchen Masse Erle und Fichte empfindlich sind, auf eine derartige Klimaveränderung zu reagieren. Was zunächst die Erle angeht, so ist nach der bisherigen Forschung die Grauerle (*Alnus incana*) vom Osten her früher als die Schwarzerle (*Alnus glutinosa*) nach Fennoskandia gekommen. Die Grauerle ist ausserdem eine Art verhältnismässig kontinentalen Klimas, so dass ihr frühes Auftreten gerade unter diesen Klimaverhältnissen umso mehr zu verstehen ist. Wenn wir also davon ausgehen, dass die Grauerle wenigstens zur Hauptsache die *Alnus*-Flora der karelischen Landenge und der Umgebung von Leningrad gebildet hat, ist es klar, dass, als die klimatischen Verhältnisse am Ende der spätglazialen Zeit (in der Yoldiazeit) ozeanischer wurden, diese Veränderung unvorteilhaft auf die Holzart eines kontinentalen Klimas einwirkte. Die Folge davon war die Schwächung der Konkurrenzfähigkeit der Grauerle und ihre Abnahme an den Standorten.

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, dass sich die Grauerle auch in Schweden in spätglazialer Zeit weiter nach Süden (auf ein ozeanischeres Gebiet) als gegenwärtig erstreckt hat, wie die Untersuchungen G. ANDERSSONS nachweisen. Die Tatsache, dass die Schwarzerle später als die Grauerle nach Fennoskandia gekommen ist, mag wenigstens zum Teil

von dem kontinentalen Klima der spätglazialen Zeit abhängig sein, das die Schwarzerle als ozeanische Art im Gegensatz zur Grauerle nicht in demselben Masse wie diese ertragen hat.

Wenn wir dieselbe Erklärungsweise auf die spätglaziale Geschichte der Fichte anwenden, kommen auch zwei vikariierende Arten in Betracht, *Picea obovata* und *P. excelsa*, von denen erstere die östliche kontinentale und letztere die westliche ozeanischere Art ist, wenngleich auch diese gegenwärtig nicht auf dem atlantischen Gebiet Europas gedeiht. BACKMANN hat schon seinerzeit betont, dass die beiden genannten Fichtenarten unabhängig voneinander in Finnland eingewandert sein können, wobei *P. obovata* unmittelbar aus dem Osten und *P. excelsa* unmittelbar aus Südosten gekommen wäre. Bei dieser Erklärung ist für uns nur die Tatsache von Interesse, dass *P. obovata* wirklich selbständig nach Finnland gekommen sein kann. In diesem Zusammenhang sind wir der Meinung, dass seine Ankunft in spätglazialer Zeiteingetreten und durch das kontinentale Klima jener Zeit begünstigt worden ist, bei dem die genannte Fichtenart besser als *P. excelsa* gedeiht. Als sich dann am Ende der spätglazialen Zeit die Verhältnisse ozeanischer gestalteten, zog sich *P. obovata* auf dem karelischen Isthmus und in der Umgebung von Leningrad zurück, und das Massenaufreten der Fichtenwälder setzte erst zu Beginn der Litorinazeit ein, als *P. excelsa* sich kraftvoll der Waldstandorte zu bemächtigen begann. Obiges ist allerdings nicht so aufzufassen, dass nicht auch *P. excelsa* bereits in spätglazialer Zeit in die erwähnte Gegend gekommen wäre, wenngleich sie vermutlich seltener als *P. obovata* war. Die Abnahme des Fichtenpollens am Ende der Yoldiazeit würde zu bedeuten haben, dass die zunehmende Ozeanität des Klimas in erster Linie gerade den Rückzug von *P. obovata* bewirkte. Vollkommen ist ja diese Art bei uns nicht verschwunden, da sie heutzutage noch in unseren östlichsten Florengebieten anzutreffen ist.

Einige Vergleiche mit anliegenden Gebieten.

Was zunächst die oben dargestellte Hypothese angeht, dass nämlich am Ende der spätglazialen Zeit das ziemlich rein kontinentale Klima ozeanischer wurde, so ist klar, dass sich dieses auf das ganze Gebiet bezieht, das im Bereich der letzten Vergletscherung lag. Den Einfluss dieser Klimaentwicklung auf die spätglaziale Geschichte der Wälder innerhalb dieses ganzen Gebietes beurteilen zu wollen, wäre allerdings verfrüht. Die lokalen

Verhältnisse haben naturgemäss auf einem jeden geographischen Gebiet ihren eigenen Nebeneinfluss ausgeübt. Soviel kann allerdings wohl angenommen werden, dass das Vorhandensein einer spätglazialen Fichtenperiode in Südosteuropa und ihr späterer Rückzug gerade von der oben geschilderten Klimaentwicklung und den beiden vikariierenden Fichtenarten abhängig gewesen wäre.

Die spätglazialen Fichtenvorkommnisse Schwedens hätten, in konsequenter Verfolgung des Gedankenganges, auch mit derselben Klimaentwicklung in kausalem Zusammenhang gestanden, wenngleich es dagegen nicht als glaubhaft erscheint, dass *P. obovata* hier denselben Anteil wie auf der karelischen Landenge aufgewiesen hätte. Allerdings ist es nicht unmöglich, dass *P. excelsa* auch allein in derselben Richtung auf die Wendung des Klimas zur Ozeanität reagiert hätte. Schon in meiner früheren Untersuchung (HYYPPÄ 1932 b) habe ich angenommen, dass die Ausbreitung der Fichte (*P. excelsa*) zur Litorinazeit in Fennoskandia in demselben Tempo vorsichgegangen ist, wie sich das atlantische Küstengebiet westwärts verschoben hat. Es sei erwähnt, dass in Schweden auch über die spätglazialen Dryas-Schichten Pollenanalysen ausgeführt worden sind, welche zur Hauptsache dieselbe Zusammensetzung der Wälder wie die Dryas-Flora der karelischen Landenge und der Umgebung von Leningrad aufweisen (L. v. POST über Gotland 1925 und über Schonen 1924, LUNDQUIST über Öland 1929). Diese Pollenflora ist nach der Meinung v. POSTS durch Fernflug veranlasst, eine Erklärung, die allerdings im Prinzip nichts an der Tatsache ändert, dass die Fichte bereits in spätglazialer Zeit in Schweden gewesen ist, wie das Auffinden einer Fichtenstubbe in glazifluvialen Sand in Wärmland bezeugt (L. v. POST 1924).

Bei der Zoneneinteilung, die L. v. POST benutzt, erscheint die Benennung der ältesten arktischen Zone (Zone XI) ungeeignet, da sie die Vorstellung der gegenwärtigen arktischen Verhältnisse hervorruft, die wenigstens während der letzten Eiszeit niemals in den südlichen Teilen Fennoskandias herrschend gewesen sind. Das Klima ist in dieser Gegend während der Eiszeit glazial und bereits zu Beginn der spätglazialen Zeit subglazial gewesen, wie die Pollenflora der karelischen Landenge und der Umgebung von Leningrad bezeugt. In diesem Zusammenhang ist allerdings zu bemerken, dass Schonen sich bedeutend früher als die karelische Landenge und die Umgebung von Leningrad vom Eise befreit hatte, so dass die Dryas-Flora von Schonen noch kältere Klimaverhältnisse als die entsprechende Flora des vorhergehenden Gebietes vertreten mag, die mit den für die Breite Gotlands vorliegenden spätglazialen Funden ungefähr gleichaltrig ist.

Hierauf mag auch die Tatsache hinweisen, dass eine reine Dryas-Flora ohne deutliche Baumreste in Schweden nur im Süden Schonens und überhaupt in den peripheren Gegenden der letzten Vergletscherung auftritt (G. ANDERSSON 1912).

ANDERSSON zählt noch zu dem Gebiet dieser reinen »arktisch-alpinen« Flora die karelische Landenge und die Umgebung von Leningrad, eine Auffassung, die sich auf Grund der vorliegenden Untersuchungen als unrichtig erweisen muss. Die spätglazialen Wälder der karelischen Landenge und der Umgebung von Leningrad entsprechen etwa der walddeschichtlichen Entwicklung desjenigen Gebietes, das sich von der Breite Gotlands bis nach dem Seengelände Mittelschwedens erstreckt. Vorläufig kann allerdings nur angenommen werden, dass zur Zeit der Dryas-Flora Schonens auch Birke und Kiefer in dem erwähnten Gebiet vorgekommen wären.

Auch in Dänemark treten Birke und Kiefer schon mit der beginnenden spätglazialen Zeit auf. Nach JESSEN fällt das erste Auftreten der Kiefer und Birke — unter diesen auch spärlich Fichte — in Dänemark und Schonen in die sog. Alleröd-Zeit, die mit Rücksicht auf die ihr vorausgehende baumlose Dryas-Zeit eine erhebliche Klimaverbesserung zu bedeuten hätte. Diese günstige Entwicklung wird durch eine abermalige Klimaverschlechterung (jüngere Dryas-Flora) unterbrochen, die man neben die Zeit der Salpausselkästadien zu stellen versucht hat. Hiernach müsste die Zeit der Alleröd-Zeit der Periode der spätglazialen Wälder auf dem karelischen Isthmus und in der Umgebung Leningrads und die jüngere Dryas-Flora dem am Ende der Yoldiazeit eingetretenen Rückzug der Fichte und Erle entsprechen. Hinsichtlich des sukzessiven Entwicklungsverlaufes erscheint diese Parallelisierung als berechtigt, doch ist vorläufig die Alleröd-Zeit in der spätglazialen Chronologie so summarisch bestimmt, dass die vollzogene Nebeneinanderstellung nicht als sicher angesehen werden kann.

Auch in Mitteleuropa zeigt die Entwicklung der spätglazialen (präborealen) Wälder deutliche Hinweise auf eine frühe günstige Klimaperiode, die das zeitige Vorkommen nicht nur der Fichte, sondern auch der edlen Laubbäume auf den vom Eise verlassenen Gebieten gestattet hat (vgl. GAMS 1930). Das Alter dieser Vorkommnisse konnte allerdings nur auf hypothetischen Grundlagen festgelegt werden, so dass auch deren Vergleich mit den fennoskandischen Geschehnissen verfrüht ist.

• Rückblick.

Die Pollenanalysen, die über die Dryas-Flora der karelischen Landenge und der Umgebung von Leningrad angestellt worden sind, führen auf das Ergebnis, dass diese Flora nicht unter einem rein glazialen Klima (einem »arktisch-alpinen«) gelebt hat, wie bisher angenommen worden ist, sondern dass sich das glaziale Klima mit seiner Tundrenformation höchstens auf einen schmalen Saum in unmittelbarer Nähe des Gletscherrandes beschränkt hat und recht bald seine Standorte an Birke und Kiefer abtreten musste. Fichte (zur Hauptsache *P. obovata*) und Grauerle (*Alnus incana*) sind schon in der ersten Hälfte der spätglazialen Zeit auf die karelische Landenge und in die Umgebung Leningrads gekommen (in diesem Zusammenhang ist jedesmal, soweit es nicht besonders erwähnt ist, die spätglaziale Zeit der Umgebung Leningrads und der karelischen Landenge gemeint, die vor 12000—13000 Jahren begonnen hat). Am Ende der Yoldiazeit nehmen Fichte und Erle an den Standorten ab, was nach unserer Auffassung darauf zurückzuführen ist, dass das spätglaziale kontinentale Klima am Ende der Yoldiazeit ozeanischer geworden ist. *Picea obovata* (vielleicht auch in gewisser Masse *P. excelsa*) und *Alnus incana* haben als verhältnismässig kontinentale Arten infolge dieser Klimaverschlechterung an ihren Standorten abgenommen.

Die spätglazialen Wälder des Untersuchungsgebietes sind in ihrer Ausdehnung und Einheitlichkeit wenigstens anfangs nicht mit den gegenwärtigen zu vergleichen. Am besten haben sie den lichten Waldungen der gegenwärtigen subalpinen Zone entsprochen, in denen sich die Dryas-Flora, in bestimmten Standorten, vermutlich wenigstens bis in die Zeit des Baltischen Fissees als Glazialrelikt erhalten hat.

Schon um die Mitte der spätglazialen Zeit haben die Wälder hier ihrer Zusammensetzung nach unseren gegenwärtigen Wäldern entsprochen, und die Temperatur der Sommer war ungefähr auf das gegenwärtige Niveau gestiegen. Das Klima war allerdings ausgesprochen kontinental, die Sommer mit stärkeren Nachtfrösten und die Winde infolge der Gletschernähe rauher und stürmischer als gegenwärtig. Die Klimaverhältnisse sind also in der genannten Gegend, obgleich wir

die Sommertemperatur als die gleiche ansetzen, für das Gedeihen der Wälder nicht ebenso günstig gewesen wie gegenwärtig.

Wenn wir das spätglaziale Klima im Bereich der karelischen Landenge in zwei Perioden einteilen wollen, erscheint es als das Richtigste, von einem glazialen und subglazialen Klima zu reden, als deren Parallelbezeichnungen »arktisch« und »subarktisch« benutzt werden. Das glaziale Klima würde sich dann auf das Gebiet beschränken, auf dem im Sommer höchstens während 1½ Monate die Durchschnittstemperatur 10° C betrüge. Hinsichtlich der karelischen Landenge und der Umgebung von Leningrad hat sich auf Grund der Paläoflora dieses Gebiet nicht erheblich über den Eisrand hinaus erstreckt, so dass es regional auf dem vom Eise befreiten Gelände nicht in Frage kommen kann.

Das subglaziale kontinentale Klima ist herrschend gewesen bis ans Ende der spätglazialen Zeit, als es eine kühlere ozeanischere Richtung einschlug, bis im Beginn der Anzyluszeit die postglaziale Wärmeperiode einsetzte. Nach der damaligen Paläoflora zu urteilen, hat während dieser subglazialen Klimaperiode die Durchschnittswärme wenigstens von Juni—August 8—10° C betragen. Untenstehende Abbildung stellt unter Berücksichtigung der Verhältnisse der Sommerzeit die Temperaturverhältnisse der spätglazialen Zeit für die karelische Landenge und die Umgebung von Leningrad dar. Die Kurve habe ich nach dem Beispiel KÖPPENS (KÖPPEN-WEGENER 1924) gezeichnet, indem ich mich auf meine

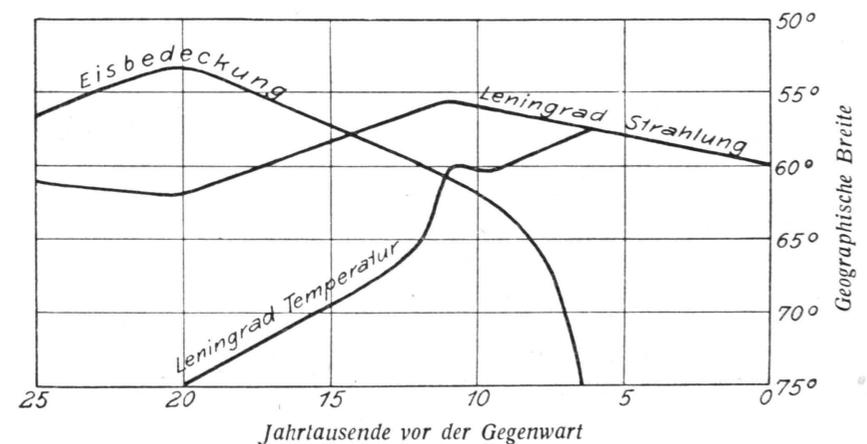


Abb. 8. Sonnenstrahlung und wahrscheinliche Temperatur der untersten Luftschicht im Bereich der karelischen Landenge.

pollenfloristischen Ergebnisse und auf die Strahlungskurve von MILANKOVITCH stützte, bei deren Benutzung ich eine etwaige Polverschiebung nicht in Betracht gezogen habe, eine Theorie, die im Lichte der jüngsten Forschung als unhaltbar erscheint (vgl. WOLDSTEDT 1929).

Was die spätglaziale Entwicklung der Wälder in den Randteilen des Vergletscherungsgebietes angeht, so erscheint es auf Grund unserer Ergebnisse als sicher, das dort die Entwicklung der Wälder bedeutend früher als zu Beginn der finiglazialen Zeit eingesetzt hat, wohin die meisten Forscher gegenwärtig die Bewaldung dieses Gebietes verlegen möchten. Untenstehende Tabelle stellt schliesslich die erhaltenen waldhistorischen und klimatischen Ergebnisse dar.

Tabelle 1. Die Vegetations- und Klimaperioden im Bereich der karelischen Landenge.

Geochronologie	Perioden nach DE GEER	Die Entwicklung der Ostsee	Vegetationsperioden auf der karel. Landenge und in der Umgebung von Leningrad	Klimaperioden	
1933	Postglazial	Nach der Litorinaperiode	Kiefern-Fichten-Birkenwälder	Postglaziale Klimaver-schlechterung	
1,000			Fichten-Kiefern-Birkenwälder und spärlich edle Laubbäume		
1,000		Litorinaperiode	Kiefern-Birken-Fichtenwälder und Maximum der edlen Laubbäume		Klimaoptimum der postglazialen Wärmezeit
2,000					
3,000					
4,000	Ancyclusperiode	Kiefern-Birkenwälder + <i>Alnus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Corylus</i> ; spärlich <i>Picea</i> , <i>Tilia</i> , <i>Quercus</i>	Beginn der postglazialen Wärmezeit		
5,000					
6,000	Finiglazial	Yoldiaperiode	Birken-Kiefernwälder mit dominierender Birke, spärlich <i>Picea</i> , und <i>Alnus</i> , + <i>Dryas</i> -Flora	Subglaziale Zeit	
7,000					
8,000		Eisseeperiode	Birken-Kiefern-Fichtenwälder + <i>Alnus</i> (<i>Tilia</i> ?) + <i>Dryas</i> -Flora		Kontinentales Klima
9,000					
10,000	Gotiglazial	Eisseeperiode	Birkenwälder-Kiefernwälder mit dominierender Birke, spärlich <i>Alnus</i> , + <i>Dryas</i> -Flora	Glaziale Zeit	
11,000					
12,000					
13,000					

Literatur.

- ANDERSSON, G., 1896. Svenska växtvärldens historia. Från Stockholms Högskolans populära föreläsningar. Stockholm.
- 1898. Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora. Bull. de la Comm. Geolog. de Finlande. Helsingfors.
- 1903. Klimatet i Sverige efter istiden. Stockholm.
- 1906. Die Entwicklungsgeschichte der skandinavischen Flora. Abdruck aus den Résultats scientifiques du Congrès international de Botanique, Wien 1905. Jena.
- und BIRGER, S., 1912. Den norrländska florans geografiska fördelning och invandringshistoria. Uppsala & Stockholm.
- ANUFRIEW, G. J., 1931. Der Aufbau der Torfmoore des Leningrad's Bezirk. Moskau.
- AUER, V., 1924. Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees. Comm. ex Inst. Quaest. Forest. Finl. ed. 8, und Bull. de la Comm. Geolog. de Finlande nr. 69. Helsinki.
- 1928. Über die Einwanderung der Fichte in Finnland. Comm. ex Inst. Quaest. Forest. Finl. ed. 13. Helsinki.
- BROCKMANN-JEROSCH, H., 1909. Neue Fossilfunde aus dem Quartär und deren Bedeutung für die Auffassung des Wesens der Eiszeit. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft. Zürich.
- 1910. Die Änderungen des Klimas seit der letzten Vergletscherung in der Schweiz. Akademische Antrittsrede.
- 1919. Weitere Gesichtspunkte zur Beurteilung der Dryasflora. Sonderabdr. aus der »Heim-Festschrift«, Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich. Zürich.
- CAJANDER, A. K., 1917. Metsänhoidon perusteet I, II Grundlagen der Forstpflge I, II. W. Söderström O.Y. Porvoo.
- DOKTUROWSKY, W. S., und ANUFRIEW, G. J., 1931. Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie der Leningrader Torfmoore. Moskau.
- ENQUIST, F., 1917. Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher. Bull. of the Geol. Inst. of the University of Upsala.
- FRIES, TH. 1913. Botanische Untersuchungen im nördlichen Schweden. Uppsala und Stockholm.
- GAMS, H., 1926. Aus der Geschichte der Flora und Fauna am Bodensee. Schr. Ver. Gesch. d. Bodensees 53.
- 1927. Die Ergebnisse der pollenanalytischen Forschung in Bezug auf die Geschichte der Vegetation und des Klimas von Europa. Sonderabdr. aus Zeitschrift für Gletscherkunde, Band XV. Berlin.
- 1929. Die Geschichte der Ostsee. Sonderdruck aus Internat. Revue der ges. Hydrobiol. u. Hydrographie, Bd. 22, Heft 3, 4.

- GAMS, H., 1930. Die Bedeutung der Paläobotanik und Mikrostratigraphie für die Gliederung des mittel-, nord-, und osteuropäischen Diluviums. Sonderabdr. aus der Zeitschrift für Gletscherkunde, Band XVIII. Berlin.
- GROSS, H., 1930. Das Problem der nacheiszeitlichen Klima- und Florentwicklung in Nord- und Mitteleuropa. Sonderabdr. aus Beihefte zum Bot. Centralbl. Bd. XLVII, Abt. II. Prag.
- HYYPPÄ, E., 1932 a. Die postglazialen Niveaushiftungen auf der karelischen Landenge. *Annal. Acad. Scient. Fenn. Ser. A. Tom. XXXVII*, n:o 31., und *Fennia* 56, n:o 1. Helsinki.
- 1932 b. Untersuchungen über die spätquartäre Geschichte der Wälder am karelischen Isthmus. *Comm. Inst. Forest. Fenn.* 18, 3. Helsinki.
- JAKOWLEW, S. A., 1926. Die Quartärlagerungen und Relief der Stadt Leningrad und ihrer Umgebungen, Teil I, II. Leningrad.
- KÖPPEN, W., 1922. Das System in den Bodenbewegungen und Klimawechseln des Quartärs im Ostseebecken. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, Band XII, Heft 3, 4. Leipzig.
- und WEGENER, A., 1924. Die Klimate der geologischen Vorzeit. Verlag von Gebrüder Borntraeger. Berlin.
- LINDBERG, H., 1910. Phytopaläontologische Beobachtungen als Belege für postglaziale Klimaschwankungen in Finnland. Sonderabdr. aus »Postglaziale Klimaveränderungen«. Stockholm.
- LUNDQUIST, G., 1928. Studier i Ölands myrmarker. *Sver. Geol. Unders. nr. 353*. Stockholm.
- MARKOW, K., and KRASNOW, I., 1930. A geochronological study of varve sediments in the northwestern region of the USSR.
- MARKOW, K., 1931. Development of the Relief in the northwestern part of the Leningrad district, fascicle I. Moskva-Leningrad.
- MUNTHE, H., HEDE, J., v. POST, L., 1925. Gotlands geologi. *Sver. Geol. Unders., ser. C*, n:o 331. Stockholm.
- NATHORST, A. G., 1870. Om några arktiska växtlämningar i en sötvattenslera vid Alnarp i Skåne. *Lunds Univ. Årsskr. vol. 7*.
- 1872. Om arktiska växtlämningar i Skånes sötvattensbildningar. *K.V.A.Ö.* 29. Stockholm.
- 1873. Om den arktiska vegetationens utbredning öfver Europa norr om Alpena under istiden. *K.V.A.Ö.* 30. Stockholm.
- 1877. Nya fyndorter för arktiska växtlämningar i Skåne. *Geol. Fören. Förhandl.* 3. Stockholm.
- 1892. Über den gegenwärtigen Standpunkt unserer Kenntnis von dem Vorkommen fossiler Glacialpflanzen. *K.V.A.*, Band 17, Afd. III. Stockholm.
- 1894. Die Entdeckung einer fossilen Glacialflora in Sachsen, am äussersten Rande des nordischen Diluviums. *K.V.A.Ö.* 51. Stockholm.
- 1910. Några ord om förhållandet mellan Skånes issjösediment och dess senglaciala växtförändringar. *Geol. Fören. Förhandl.* 32. Stockholm.
- 1910. Spätglaziale Süswasserablagerungen mit arktischen Pflanzenresten in Schonen. *Geol. Fören. Förhandl.* 32. Stockholm.

- NATHORST, A.G., 1914. Neuere Erfahrungen von dem Vorkommen fossiler Glacialpflanzen und einige darauf für Mitteleuropa basierte Schlussfolgerungen. *Geol. Fören. Förhandl.* 36. Stockholm.
- NORDENSKJÖLD, O., 1916. Studien über das Klima am Rande jetziger und ehemaliger Inlandeisgebiete. *Bull. of the Geolog. Inst. of the University of Upsala*.
- v. POST, L., 1924. Ur de sydsvenska skogarnas regionala historia under postarktisk tid. *Geol. Fören. Förhandl.* Bd. 46. Stockholm.
- RAMSAY, W., 1928. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. *Fennia* 50. Helsinki.
- RUDOLPH, K., 1930. Grundzüge der nacheiszeitlichen Waldgeschichte Mitteleuropas. Sonderabdr. aus »Beihefte zum Bot. Centralbl.« Bd. XLVII. Prag.
- SAURAMO, M., 1918. Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. *Bull. de la Comm. Géolog. de Finlande* N:o 50. Helsingfors.
- SCHROETER, C. 1923. Das Pflanzenleben der Alpen, erste Lieferung. Verlag von Albert Raustein. Zürich.
- THOMSON, P. W., 1929. Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. Dorpat.
- WEBER, C. A., 1906. Die Geschichte der Pflanzenwelt des norddeutschen Tieflandes seit der Tertiärzeit. *Résult. scient. du congrès intern. de Bot.*, Wien 1905. Jena.
- WERTH, E. 1925. Die Pflanzenführenden Diluvialablagerungen der thüringisch-sächsischen Bucht und ihre pflanzengeschichtliche und klimatologische Bedeutung. *Ber. Deutsch. Bot. Ges.* 43.
- WESENBERG-LUND, C., 1909. Om Limnologiens Betydning för Kvartaergeologien særlig med Hensyn til postglaciale Tidsbestemmelse og Temperaturangivelser. *Geol. Fören. Förhandl.* 31. Stockholm.
- WOLDSTEDT, P., 1929. Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Diluviums. Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

Karjalankannaksen tienoon myöhäisglasiaalisen ajan ilmasto ja metsät.

Johdanto.

Tähänastisen käsityksen mukaan vallitsi Karjalankannaksen tienoolla (Karjalankannas ja Pietarin ympäristö) myöhäisglasiaalisella ajalla (jääjärvien ja Yoldiameren vaihe) arktinen ilmasto, jossa viihtyi ainoastaan puuton tundrakasvillisuus, kuten H. LINDBERGIN (1910) tutkimuksista käy selville. Jo aikaisemmin oli NATHORST Etelä-Ruotsiin nähden tullut samaan käsitykseen. Tässä tutkimuksessa saadut ilmastolliset ja metsähistorialliset tulokset perustuvat niihin siitepölyanalyysiin, jotka olen suorittanut H. LINDBERGIN Kivennavalta ottamista näytteistä (kerrallisia sedimenttejä, jotka sisältävät Dryasfloran) sekä yhdestä prof. SAURAMON Venäjän puolelta ottamasta näytteestä (kerrallista sedimenttiä Toksovasta, sisältää Dryasfloran). Tämän lisäksi olen käyttänyt hyväkseni venäläisten geologien rajan toisella puolella tekemiä tutkimuksia.

Karjalankannaksen tienoon Dryasflora ja myöhäisglasiaaliset metsät.

Tutkimusalueen subfossiilinen Dryasflora (tyypillisimmät edustajat: *Dryas octopetala*, *Salix polaris*, *Betula nana*) ei tässä saatujen tulosten perusteella edusta puutonta tundraa, koska ne myöhäisglasiaaliset sedimentit, joissa mainittuja kasvinjätteitä esiintyy, sisältävät myöskin säännön mukaan puulajien (*Betula*, *Pinus*, *Picea*, *Alnus*) siitepölyhiukkasia, joita viimeainittuja ei voi selittää kaukolennon tuomiksi. Dryasflora on (varsinaisena tundrakasvillisuutena) reunustanut ainoastaan kapeana vyöhykkeenä peräytyvää jäätikön reunaan. Silloisissa valoisissa ja harvoissa metsissä se on saattanut paikallisesti säilyä reliktiluontoisena myöhäisglasiaalisen ajan loppupuolelle saakka.

Samalla kun Dryasflora on muodostanut ensimmäisen kasvipeitteen jäästä ja vedestä vapautuneelle maalle, ovat metsät (*Betula*, *Pinus*, *Picea*, *Alnus*) koivuvyöhyke etunenässä seuranneet hyvin lähellä peräytyvää jäätikön reunaan. Karjalankannaksen tienoon metsien historian alku siirtyy näin ollen huomattavasti kauemmaksi ajassa taaksepäin kuin tähän asti on luultu. Ensimmäiset harvat subalpiiniset koivumetsät ovat kasvaneet täällä jo varhaisina jääjärviaikoina, vähintään 12,000 v. sitten. Koivuvaltaiset metsät ovat jo myöhäisglasiaalisena aikana muuttuneet lähinnä metsiemme nykyistä kokoomusta vastaavalle tasolle. Kuitenkin on luultavaa, etteivät silloiset metsät olleet niin yhtenäisiä ja tiheitä kuin nykyiset metsät.

Karjalankannaksen tienoon myöhäisglasiaalinen ilmasto.

Tässä tutkimuksessa saatujen paleoflorististen tulosten perusteella näyttää varmalta, että ilmasto puheena olevalla alueella oli jo myöhäisglasiaalisen ajan alussa menettänyt glasiaalisen luonteensa. E. WERTHIN mukaan tundra rajoittuu etelässä vyöhykkeeseen, jossa kesäkautena 10° C keskilämpö vallitsee korkeintaan 1½ kk. aikana. Karjalankannaksen tienoolla kesän lämpö on jo myöhäisglasiaalisen ajan alussa saavuttanut ainakin tämän määrän, sillä muuten ei koivun ja männyn kasvaminen siellä ole ymmärrettävää. Jo myöhäisglasiaalisen ajan alkupuolella kesän lämpö on kohonnut lähinnä nykyisyyttä vastaavalle tasolle ja näyttää suurin piirtein säilyneen sellaisena aina Ancyluskauteen saakka, jolloin postglasiaalinen lämpökausi alkaa.

MILANKOVITCHIN astronomisilla perusteilla laskema auringon säteilytyskäyrä saavutti viimeisen nykyaikaa edeltäneen maksiminsa n. 11,000 v. sitten, jonka jälkeen säteilytys on tasaisesti laskenut nykyiseen määräänsä. Nykyistä suuremman säteilytysmäärän Karjalankannas ja Pietarin ympäristö saivat jo ennenkuin ne vapautuivat jääpeitteestä. Säteilytyskäyrä kulmnoi siis lähinnä samaan aikaan, jolloin kyseelliset alueet vapautuivat jääpeitteestä ja alkoivat metsittyä. Metsien nopea leveneminen tälle alueelle heti jäätikön perässä tulee tämän katsantokannan mukaan helposti ymmärrettäväksi.

Yoldiakauden lopulla on ilmastossa tapahtunut sellainen muutos, joka aiheutti kuusen ja lepän vähenemisen. Tässä tutkimuksessa esitetyn ilmastohypoteesin mukaan tämä on aiheutunut myöhäisglasiaalisen kontinentaalisen ilmaston muuttuessa Yoldiakauden lopulla merellisemmäksi, joka muutos vaikutti epäsuotuisasti kontinentaalisen ilmaston (*Picea obovata*, mahdollisesti myöskin *P. excelsa*, *Alnus incana*) lajeihin. Tämän ilmastohypoteesin lähtökohtana ovat suurten ilmanpainekeksuksien sijoittumisissa tapahtuneet muutokset mannerjäätikön etenemis- ja peräytymisvaiheen aikana.

Jälkikatsaus.

Tahtoessamme nimetä Karjalankannaksen myöhäisglasiaalisen ilmaston kahteen eri kauteen, näyttää oikeammalta puhua glasiaalisesta ja subglasiaalisesta ilmastosta, joiden rinnakkaisnimityksinä käytetään arktinen ja subarkktinen. Glasiaalinen ilmasto rajoittuisi tällöin alueelle, jolla kesän keskilämpö korkeintaan 1½ kk. aikana on 10° C. Karjalankannaksen tienoolla tämä alue ei ole ulottunut sanottavasti jäätikön reunan ulkopuolelle, joten jäädä vapautuneella maalla sitä ei voi käsittää alueellisesti. Subglasiaalinen ilmasto on vallinnut myöhäisglasiaalisen ajan lopulle saakka, jolloin se muuttui kolempaan merellisempään suuntaan. Silloisen paleofloran perusteella arvioiden tänä subglasiaalisena ilmastokautena ainakin kesäk.—elok. välinen keskilämpö on ollut 8—10° C. Piirros 8, siv. 37, esittää myöhäisglasiaalisen ajan temperatuurikäyrän Karjalankannaksen tienoolla. Taulukko, siv. 38, esittää lopuksi saadut metsähistorialliset ja ilmastolliset tulokset.