Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar

Publication details, including instructions for
authors and subscription information:

<http://www.tandfonline.com/loi/sgff19>

Finiglaziale Flugsandfelder in Dalarne

Ivar Högbom

Published online: 06 Jan 2010.

To cite this article: Ivar Högbom (1913) Finiglaziale Flugsandfelder in
Dalarne, Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 35:7, 484-500, DOI:
[10.1080/11035891309446986](https://doi.org/10.1080/11035891309446986)

To link to this article: <http://dx.doi.org/10.1080/11035891309446986>

PLEASE SCROLL DOWN FOR ARTICLE

Taylor & Francis makes every effort to ensure the accuracy of all the information (the "Content") contained in the publications on our platform. However, Taylor & Francis, our agents, and our licensors make no representations or warranties whatsoever as to the accuracy, completeness, or suitability for any purpose of the Content. Any opinions and views expressed in this publication are the opinions and views of the authors, and are not the views of or endorsed by Taylor & Francis. The accuracy of the Content should not be relied upon and should be independently verified with primary sources of information. Taylor and Francis shall not be liable for any losses, actions, claims, proceedings, demands, costs, expenses, damages, and other liabilities whatsoever or howsoever caused arising directly or indirectly in connection with, in relation to or arising out of the use of the Content.

This article may be used for research, teaching, and private study purposes. Any substantial or systematic reproduction, redistribution, reselling, loan, sub-licensing, systematic supply, or distribution in any form to anyone is

expressly forbidden. Terms & Conditions of access and use can be found at <http://www.tandfonline.com/page/terms-and-conditions>

Finiglaziale Flugsandfelder in Dalarne.

Von

IVAR HÖGBOM.

(Hierzu Taf. 11.)

— —

Es gibt in der Provinz Dalarne mächtige glazifluviale Deltabildungen, auf denen hie und da alte Flugsanddünen auftreten. Diese, wie unten näher entwickelt wird, deutlich finiglazialen Dünenfelder, geben interessante Erläuterungen zu den lokalen Klimaverhältnissen der Abschmelzungszeit und bis zu einem gewissen Grade auch späterer Epochen.

Das grösste Delta, das auch die weitaus schönsten Dünen trägt, liegt westlich vom Orsasee; die übrigen Flugsandfelder liegen an der Oreälf, am Oresee, in der Nähe von Gagnef und zwischen Gustafs und Säter. Die Lage dieser Dünengebiete geht aus der Übersichtskarte (Fig. 1) hervor, die auch die ungefähre Ausbreitung der Deltas und der mit ihnen verbundenen Osbildungen zeigt.

Seit einigen Jahren ist es möglich, sich in der Topographie dieser Gegend näher zu orientieren, dank dem Erscheinen der detailreichen Karten des Generalstabs (1: 50 000), von denen hier die dünentragende Partie am Orsasee reproduziert ist (Tafel 11). Geologische Karten aber gibt es noch nicht, ebenso wenig wie eingehendere Beschreibungen der quartären Bildungen.

In der Literatur finden sich diese eigentümlichen und

interessanten äolischen Bildungen bisher nur beiläufig erwähnt, nämlich von ST. DE GEER,¹ G. SAMUELSSON² und A. G. HÖGBOM.³

In den Flusstälern dieser Gegend laufen kräftige *Osen*. Die auf höheren Niveaus liegenden bilden Osnetze, es gibt aber

Fig. 1. Orientierungsskizze über die Dünengebiete der Siljangegend. I. Mora, II. Oreälf, III. Oresee (Furudal), IV. Gagnef, V. Gustafs. Die *Osen* sind durch Striche, die finiglazialen Deltaebenen durch Punktierung markiert.

¹ O. NORDENSEKJÖLD und STEN DE GEER: Exkursionsguide 36 d. Geologenkongressen. Stockholm 1910.

² G. SAMUELSSON: Regionförskjutningar inom Dalarne. Svensk Bot. Tidskrift 1910.

³ A. G. HÖGBOM: Fennoskandia, Handbuch der regionalen Geologie. IV. 3. 1913.

auch an ein paar Stellen reihenförmig angeordnete Oshügel, die aller Wahrscheinlichkeit nach Jahresakkumulationen darstellen. Nach meinen Beobachtungen über diese muss die Geschwindigkeit der Eisrezession, wenigstens betreffs der Gegend NW von Mora, recht langsam gewesen sein. So kommen z. B. an einer Stelle (2 km N vom Lådeån an der Älfdalsbahn) eine Reihe von sechs sehr deutlich ausgebildeten Oshügeln vor, die nur etwa 50 m weit von einander abliegen. Auch anderswo gibt es, wenn auch nicht so deutlich markierte Hügel, welche jedenfalls weinger als 100 m von einander entfernt sind. Wenn es sich hier nicht um Ausnahmen handelt, wäre die Rezession viel langsamer als in nördlicheren Gegenden von Schweden gewesen. Die von R. LIDÉN¹ für Ångermanland konstatierte Rezessionsgeschwindigkeit beträgt in etwa gleicher Lage zu der Eisscheide 360—400 m jährlich. Da die Eisrezession im Westen durchgehends langsamer als im Osten gewesen ist, scheint der hier bemerkte Unterschied zwischen der Moragegend und Ångermanland in der Tat recht plausibel.

Das Moragebiet.

(Vgl. Taf. 11.)

Von Våmhus im Norden bis 8 km südlich von Mora, auf der Westseite des Orsasees und des nördlichsten Teils des Siljan, erstreckt sich ein Deltaland, das eine Ausdehnung von etwa 100 km² hat. Man kann unterscheiden ein *älteres Deltaplateau*, dessen Höhenlage (10—20 m unter der höchsten marinen Grenze) darauf hindeutet, dass es in der Abschmelzungszeit gebildet ist, und *jüngere postglaziale Deltabildungen*,

¹ RAGNAR LIDÉN: Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ångermanland. S. G. U., Ser. Ca, N:o 9.

Die von C. CARLSON, G. F. F. 1913, H. 5 u. 6, für die Ragundagegend gefundenen niedrigeren Werte dürften für einen Vergleich mit meinen oben angeführten Beobachtungen weniger geeignet sein, da sie sich auf ein enges Tal beziehen, das mit der hier behandelten Gegend geringere Ähnlichkeit zeigt als das Tal der Ångermanälf.

welche die Österdalälff auf niedrigeren Niveaus abgelagert hat, dadurch den Orsasee vom Siljansee abschnürend. Zu den letzteren gehört die Gegend nördlich von Mora (Näsudden und Sandängarne).

Dalälffven hat sich in das Sandplateau bis zum Niveau des Siljan-Orsasees, d. h. mehr als 30 m tief, eingeschnitten und schöne Mäandern ausgebildet, die von ST. DE GEER¹ beschrieben worden sind.

Die Dünen, wie die sie tragende ebene Sandheide, sind mit Kieferwald bewachsen. Im nördlichsten Teil des Feldes, wo ein Waldbrand übergegangen ist, herrscht eine Vegetation hauptsächlich aus Heidekraut, Preiselbeerkraut und Flechten bestehend, die den Sand mehr oder weniger unvollständig bindet (Fig. 3). Was die Flora im übrigen betrifft, so sei auf die schon erwähnte Untersuchung SAMUELSSON's verwiesen.

Eine Tatsache von Interesse ist, dass Torfbildungen neben den Dünen auf der Sandheide südlich der Dalälffven vorkommen (S. von Långlet). Ein Moor liegt in einer Senke, die, nur ein paar Meter tief, vielleicht ein Strombett darstellt. Der Torf enthielt Strünke und war, soviel ich fand, sandfrei.

Abflusslose Seen auf dem fluvioglazialen Delta. Einen Beweis dafür, dass die Deltas, welche die Dünen tragen, wirklich in finiglazialer Zeit abgelagert sind, liefern, ausser ihrer Höhe in der Nähe der höchsten marinen Grenze, auch die deutlich durch Eisreste gebildeten Seebecken und Gruben, die dort auftreten. Die kleineren sind kreisförmige Vertiefungen, die grösseren bilden dagegen auf dem Moradelta die mehr unregelmässigen zu- und abflusslosen Kleinseen Ätjärn, Mustjärn und Lintjärn. Es wäre von Interesse, die Wasserstandsschwankungen dieser Seen näher zu studieren, da diese ja durch die Veränderungen des Grundwasserstandes hervorgerufen sein müssen. Dazu wären aber längere Serien genauer Beobachtungen notwendig. Dass die Oberflächen der

¹ STEN DE GEER: Klarälffvens serpentinlopp och flodplan S. G. U. Årsbok 4, Stockholm 1911.

Seen zu verschiedenen Zeiten verschieden hoch gelegen waren, ist leicht zu konstatieren. Teils kann man an den Ufern deutliche Vegetationsränder beobachten, die verschiedene Uferlinien markieren; teils hat man in einem jetzt ausgetrockneten Busen des Mustjärns ein Zeugnis früherer höheren und niedrigeren Wasserstände, indem die Stämme eines jungen Waldes, der beim Eindringen des Wassers in den Busen ertränkt wurde, zusammen mit lebenden, jetzt 8—10-jährigen Kiefern vorkommen, die nach dem letzten Austrocknen aufgewachsen sind. Im ganzen handelt es sich hier um einen Niveauwechsel von wenigstens einem Meter.

Mehr hat die Höhe der Oberfläche eines Tümpels gewechselt, der auf der Südseite der Österdalälff liegt (an der Leeseite der nordwestlichsten Düne). Es ist jedoch zu bemerken, dass hier ein kleiner Zufluss vorhanden ist, welcher diesen Unterschied möglicherweise zum Teil erklärt. Das jetzige Aussehen dieses Tümpels geht aus Fig. 2 d hervor. Die lebenden, sowie die toten Stämme zeigen »Uferlinien«, die 1.7 m höher als der jetzige Wasserspiegel liegen, und im Wasser stehen Baumstrünke, die auf einen früher niedrigeren Wasserstand deuten. Die jüngsten Wasserstandsmarken sind teils von angeschwemmtem Samenstaub an den Stämmen der Bäume gebildet, teils auch durch das Schaben des Seeesises gegen die Rinde hervorgebracht.¹

Diese rezenten Veränderungen des Wasserniveaus sind beachtenswert, da sie durch die relativ unbedeutenden kleinen Klimaunterschiede verschiedener Jahre in unserer Zeit hervorgerufen sind. Sie machen es wahrscheinlich, dass der Wasserspiegel der Seen für die Klimaveränderungen früherer

¹ A. G. HÖGBOM (Exkursioner i Säterdalen. Sv. Turistför. Tidskr. 1901) und H. NELSON (Randdeltan och randåsar. S. U. G. Årsbok 3, 1909, gedr. 1910) haben ähnliche Veränderungen der Wasserhöhe in einigen Kleinseen bei Gustafs beschrieben, deren Hydrographie aber komplizierter ist als die Seen des Morafeldes. Jene haben nämlich temporäre Zu- oder Abflüsse, ihre Wasserstände hängen teilweise davon ab und sind nicht nur direkte Folgen verschiedener Grundwasserhöhen.

Zeiten grösseren Schwankungen unterworfen gewesen ist. Zur Zeit der Dünenbildung war die Grundwasseroberfläche aller Wahrscheinlichkeit nach niedriger als jetzt, obgleich die Meeresoberfläche 20 *m* und mehr über dem jetzigen Siljan—Orsasee stand.

Die Dünen. Wie schon ein Blick auf die Karte (Taf. 11) zeigt, tritt hier ein ausgedehntes Dünengebiet mit gut erhaltenen topographischen Zügen auf. Auch in Felde imponieren die Dünen mit ihrer oft sehr regelmässigen Ausbildung, wenn auch die Waldbedeckung gewöhnlich verhindert, auf einmal einen grösseren Teil der Landschaft zu überblicken. Das Gebiet ausführlicher zu kartieren würde aus demselben Grunde viel Arbeit erfordern und jedoch für die allgemeine Auffassung der Dünenmorphologie von untergeordneter Bedeutung sein. Die Längsrichtung und die Lage der Dünenrücken ergibt sich schon deutlich aus der topographischen Karte, die, wenigstens was die Gegend NO der Österdalälff betrifft, von genügender Zuverlässigkeit ist. Die Dünen SW des Flusses sind dagegen zahlreicher und besser ausgebildet, als die Karte es zeigt; besonders gilt dies für diejenigen W von Hemus. Das Profil Fig. 2 a gibt eine Vorstellung von den Höhenverhältnissen der zentralen Teile des Dünengebietes.

Die Uferböschung (Fig. 2 a rechts) steigt allmählich vom Orsasee nach Westen hin und erreicht eine Höhe von 18—20 *m* über den Wasserspiegel, d. h. ca. 180 *m* über dem Meere, am Fusse des Dünenplateaus.

Das 180 *m*-Niveau bezeichnet die Höhe der Meeresoberfläche am Abschluss der Dünenbildung, was aus der Abwesenheit von Flugsandbildungen auf niedrigeren Niveaus, sowie aus der Ausbildung des Ostrandes des Dünenplateaus (vgl. Fig. 2 c), hervorgeht.

Die Dünen erreichen gewöhnlich eine Höhe von 8—12 *m*, ausnahmsweise werden sie noch höher und sind vom *transversalen Typus mit der Hauptlängsrichtung NO—SW*. Der auffälligste Zug der Morphologie der Dünen ist, wie schon

Fig. 2 a. Profil vom Orsasee (OSO) gegen Lintjärn (WNW). Die unterste horizontale Linie bezeichnet das Niveau des Orsasees; die punktierte Linie markiert die Meeresoberfläche zur Zeit der Dünenbildung. Gestrichelte Linie bezeichnet die ungefähre Höhe des Grundwassers. — b. Länge des Profils 3 km. — c. Querschnitt einer Düne. — d. Wasserstandsänderung eines Teiches im Dünengebiete.

an der topographischen Karte zu ersehen ist, die ausgeprägte Verschiedenheit zwischen der nach NW abfallenden Luvseite und der entgegengesetzten Leeseite. Jene fällt im allgemeinen $10-11^\circ$, diese etwa 20° oder mehr. *Die herrschende Richtung der sandtreibenden Winde muss also nordwestlich gewesen sein, und die Dünen sind folglich seewärts gewandert.* Es ist um so leichter, die Windrichtung zu bestimmen, als die Dünen ihren charakteristischen Unterschied zwischen Luv- und Leeseite beibehalten, auch wenn die Längsrichtung von der normalen abweicht; es ist mit anderen Worten dann möglich, die Windrichtung zwischen den Luvseiten einzuschliessen. Wo die Dünen an einigen Stellen parallel oder annähernd parallel mit der Windrichtung ausgezogen sind, zeigen sie eine symmetrische oder annähernd symmetrische Ausbildung.

Durchschnittlich nehmen die Dünen an Grösse nach Osten zu, das heisst je weiter sie gewandert sind (vgl. Fig. 2 a). Nach Westen hin sind sie freier ausgebildet, indem sie mehr zerstreut auf der ebenen Heide auftreten. Am Ostrand des Feldes drängen sie sich zusammen, anastomosieren und haben auch steilere Luv- und Leeseiten; auch zeigen sie (vgl. die Karte) eine deutliche Ablenkung in N—S-Richtung, eine Erscheinung, die aus der Nähe des gleichzeitigen Ufers zu erklären sein dürfte. Die Feuchtigkeit des Bodens muss nämlich (möglicherweise mit Ausnahme der allerletzten Zeiten der Dünenbildungsepoche) hier auf den Trieb der Sandmassen verzögernd gewirkt haben und dürfte dadurch diese Ausbildungsformen hervorgerufen haben.

An den Ostufern der Kleinseen liegen Dünen, deren Ausbildung nicht normal ist. Ihre Richtungen stimmen nicht mit der gewöhnlichen überein, sondern sind von der des Ufers abhängig. Vielleicht sind sie später, nachdem schon die übrigen durch Vegetation gebunden worden waren, von windgetriebenem Ufersand gebildet. Während des jetzigen höheren Wasserstandes haben die Seen diese Dünen erodiert, wie ihre steilen Böschungen gegen das Ufer zeigen.

Das Material, welches der sandtreibende Wind bearbeitet hat, stammt aus glazialen Ablagerungen her, und zwar ganz überwiegend aus der glazifluvialen Deltaebene; dass aber diese letztgenannte es nicht allein geliefert hat, zeigt das Auftreten der mehr vereinzelter Dünen innerhalb der Oslandschaft NW von dem eigentlichen Flugsandgebiete.

Fig. 3. Aussicht nach Süden hin über die Dünenlandschaft in der Nähe von Kummelnäs. Der Wind hat von der rechten Seite des Bildes her geweht. Im Vordergrund sieht man links eine Luvseite, rechts eine Leeseite. Im Hintergrunde eine bogenförmige Düne. (Verf. phot.).

Da die Sandsedimente des glazifluvialen Deltas sehr unvollständig sortiert sind, ist die Korngrösse in den Dünen nur von der Tragekraft der Winde abhängig, was eine Verschiedenheit gegenüber manchen anderen Dünenregionen darstellt, wo ein schon vorher besser sortierter Sand in Bewegung versetzt wird.

Wenn der Sand in einem Dünenschnitt nach einem Regen zu trocknen beginnt, kann man, dank der verschiedenen Geschwindigkeit, womit grober und feiner Sand trocknet, eine deutliche Schichtung des Materiales beobachten (Fig. 4). Die

Korngrösse der breiteren, aus feinerem Sande bestehenden Schichten, ist durchschnittlich etwa 0.25 mm , während die der dünneren, überwiegend aus gröberem Material aufgebauten, im allgemeinen $0.75\text{--}1\text{ mm}$ ist. Auf dem planen Boden zwischen den Dünen gibt es dagegen Körner aller Grössen bis zu 3 mm .

Es besteht auch eine mineralogische Verschiedenheit zwischen dem gröberen und dem feineren Sande. Dieser besteht überwiegend aus mehr oder wenig abgerundeten Quarzkörnern, jener überwiegend aus kantigen Feldspatkörnern.

Fig. 4. Schichtung des Sandes in einer Düne.

Der Mangel an exakten Beobachtungen auch in rezenten Wüsten über die Abhängigkeit der Form der Dünen von der Windstärke macht es unmöglich, die Stärke der fraglichen Dünenwinde aus der Dünenform zu bestimmen. Der Umstand, dass die Mehrzahl der Dünen typisch transversal und nicht longitudinal ist, kann nicht mit Sicherheit als eine Folge mässiger Winde aufgefasst werden, da diese Ausbildung auch auf dem reichlich vorhandenen Sande beruhen kann. Wenn man die Sokolów'schen Angaben benutzt,¹ so würde die

¹ N. A. Sokolów: Die Dünen. Berlin 1894.

Korngrösse hier auf *eine Windstärke von wenigstens 5–11 m in der Sekunde*, d. h. (mässig bis) frisch deuten. Es ist dabei jedoch zu bemerken, dass die Sokolów'schen Messungen nur 0.12 m über dem Boden ausgeführt wurden, wo die Windstärke natürlich durch Friktion stark reduziert war.

Auf der Südwestseite der Österdalälff, anderthalb Meilen stromaufwärts von Mora, kommen Dünen in einer Osnetzlandschaft vor. Sie liegen hier mitunter auch zwischen den Oshügeln und, wenigstens an ein paar Stellen, sie teilweise

Fig. 5. Sandgeschliffener Stein (Bredvadporphyr) mit in der Windrichtung orientierten Narben. (Natl. Gr.).

deckend. Gewöhnlich sind aber die Oshügel oberflächlich von feinerem Material völlig freigeweht. Dass hier die schleifende Wirksamkeit der Winde auf den Geröllen sehr bedeutend gewesen ist, geht aus dem Vorkommen schön sandskulptierter Steine hervor (Fig. 5), die aus hartem Porphyr (Bredvadporphyr) bestehen. Die hier vorkommenden Sandstein-gerölle zeigen dagegen nur undeutlichere Spuren des Sand-

schliffs. Wirkliche Dreikanter habe ich nicht gefunden. Die Narben einiger Steine, die ihrer Grösse wegen nicht später die Lage verändert haben können, geben eine Windrichtung an, die etwas mehr westlich gewesen ist, als man auf Grund der allgemeinen Ausbildung der Dünen glauben möchte, was jedoch wahrscheinlich auf lokalen Abweichungen beruht, welche die dem Fundort naheliegenden Berge verursacht haben.

Vereinzelte Dünen gibt es auch auf der NO-Seite des Flusses; der auf der Karte ersichtliche Höhenrücken bei Säsänget ist eine solche.

Andere dünentragende Deltagebiete.

Das Oreälfsfeld ist von den übrigen Dünengebieten das grösste. Wie überall in Dalarne sind die Dünen von nord-westlichen Winden getrieben, und sie stimmen im allgemeinen völlig mit denjenigen des Morafeldes überein; ein Ausnahme bildet jedoch östlich vom Ullån ein anderthalb Kilometer langer Höhenrücken, der von feinem Sand aufgebaut ist und den Eindruck einer Düne von mehr longitudinalem Habitus macht. Die wenigen Dünen NW des *Oresees* zeigen keine besonders interessanten Züge. Sie liegen auf dem Ufer auf etwa 200—210 m Höhe ü. M. Da der jetzige See 200 m ü. M. liegt, hat sich hier keine Terrasse ähnlich der am Orsasee ausbilden können. Die Dünen bei *Gagnef* liegen mehr unregelmässig in einer Os- und Deltalandschaft und erreichen keine grösseren Dimensionen. Diejenigen in der Nähe von *Gustafs* sind dagegen teilweise sehr gut ausgebildet und bieten ein besonderes Interesse dar, als die äussersten bekannten Aussenposten der alten Flugsandbildungen gegen Südosten.¹

¹ H. NELSON spricht mehr beiläufig in seiner Arbeit über Randdeltas und Randosen (S. G. U. Årsbok 1909) von diesen Höhenrücken (östlich vom Mossbysjön); er deutet sie aber als Osen und sagt: »Es ist zweifelhaft, ob nicht diese Osen eher Rand- als Radialosen sind.« Nördlich von und vielleicht auch zwischen den Dünen kommen wirkliche Osbildungen vor, die mit den westlicheren Osen zusammenhängen.

In dieser Gegend kommen auch kleine jüngere Flugsandbildungen vor: so zu Solfvarbo, wo sie nach einem Waldbrand entstanden sein dürften, da sie auf einer Kohlschicht lagern.

Auch in *Romerike in Norwegen* kommen alte Flugsanddünen vor, die der kurzen Erwähnung BJÖRLYKKE¹ gemäss von demselben Typus wie die hier beschriebenen schwedischen sein dürften. Ihre Lage in Verhältnis zu der höchsten marinen Grenze und zur Eisscheide spricht dafür, dass sie auch in derselben Zeit gebildet sind. Die Angabe, dass ihre konkaven Seiten nach Norden hin liegen, deutet auf nördliche Winde, was auch hier zu erwarten ist (vgl. unten).

Die von A. G. HÖGBOM² erwähnten Dünen in Norrland, namentlich die in Jörn an der Skellefteåälf und Studsviken an der Gideåälf, liegen nach seiner mündlichen Mitteilung in der Nähe der marinen Grenze oder wenig darunter und sind wahrscheinlich auch in finiglazialer Zeit entstanden.

Es kommen innerhalb des nordischen Vereisungsgebietes und besonders in dessen peripheren Teilen von verschiedenen Autoren erwähnte alte Dünengebiete vor, auf die ich hier nicht eingehe. Sie scheinen nicht so gut wie die hier behandelten durch die Vegetation konserviert zu sein und sind übrigens auch wenig untersucht. Ich habe mich darauf beschränkt, nur die in der Nachbarschaft der Eisscheide auftretenden Dünengebiete auf der kleinen Übersichtskarte Fig. 6 zu markieren. Ausserdem sind die von A. G. HÖGBOM³ und V. TANNER⁴ beschriebenen Vorkommen von z. T. moränenbedecktem Verwitterungsgrus verzeichnet, da sie wahrscheinlich als glaziale Randbildungen eines Föhnklimas anzusehen sind (nach A. G. HÖGBOM, Vorlesung).

¹ K. O. BJÖRLYKKE: Om grytehol og pytladedannelse paa Romerike. Videnskapselskapets Skrifter, Kristiania 1912.

² A. G. HÖGBOM: Fennoskandia, Handb. region. Geologie 1913.

³ A. G. HÖGBOM: Studier öfver Jemtlands glaciala geologi. S. G. U. Ser. C. N:o 40. 1885.

⁴ V. TANNER: Ostfinnmarkens glaciation. Fennia 23, N:o 3, 1905—1907.

Die klimatischen Verhältnisse zur Zeit der Dünenbildung.

Das Auftreten und die Ausbildung der oben beschriebenen Dünen in Dalarne zeigt, *dass sie von nordwestlichen Winden mittlerer Stärke zusammengetrieben sind, und dass der Sandflug aufhörte, als die Meeresoberfläche etwa 30 m unter der höchsten marinen Grenze stand.*

Zu dieser Zeit mag wohl die Front des Landeises bis zur Eisscheide (Idre) zurückgewichen sein. Die Abhängigkeit der sandtreibenden Winde von diesem Eisrest bestätigt auch die Tatsache, dass die erwähnten norwegischen Dünen von nördlichen Winden getrieben sind, d. h. auch hier ist die Windrichtung senkrecht zur Eisscheide, die ja hier eine mehr ostwestliche Richtung hatte. Die jetzigen Winde dagegen sind sehr unregelmässig und haben, soweit ich in der Moragegend gesehen habe, keinen Einfluss auf die Gestaltung der Dünen gehabt.

Es sind die auch aus jetzigen Landeisgebieten in geringerem Masse bekannten¹ und betreffs der skandinavischen Vereisung von TUTKOWSKI² und anderen konstatierten *Eisföhne*, in denen man den Grund zu diesen Wüstenphänomenen zu suchen hat. Nur diese erklären die regelmässigen Winde, und die dynamische Erwärmung der Luft während des Herabströmens, die das Austrocknen des Sandes und seine Vegetationslosigkeit bedingte, machte die Wüstenwirkungen der Winde möglich.

Nach der Auffassung TUTKOWSKI's sollten die Eisföhne an

¹ Vgl. u. a. O. NORDENSKJÖLD: Från danska Sydvästgrönland. Ymer 1910, und BERTIL HÖGBOM: Wüstenerscheinungen auf Spitzbergen. Bulletin of Geol. Inst. of Upsala. Vol. XI, 1912.

² P. TUTKOWSKI: Die postglazialen Wüsten und die Lössbildung. Comptes Rendu. XI. Geologenkongress, Stockholm 1910.

Stärke abnehmen, in dem Masse wie das Eis sich gegen die Eisscheide hin zurückzog. Diese Ansicht steht jedoch nicht

Fig. 6. Karte, die Lage der Eisscheide und die Lage der Dünengebiete zeigend. + + bezeichnet Verwitterungsgrus.

mit dem Auftreten dieser Dünen dicht an der Eisscheide in Einklang. Da der Eisrest hier nur von unbedeutender Breite war und gleichwohl jene kräftigen Winde erregen konnte, muss wohl ihre durch die dynamische Erwärmung verursachte

Trockenheit grösser gewesen sein, als wenn die Luft weite Strecken schmelzenden Eises passieren musste und dadurch unterwegs mehr mit Wasserdampf gesättigt wurde. Auch waren die Föhnwirkungen der Winde hier nicht nur von der Mächtigkeit der Eisdecke, sondern auch von den Höhenverhältnissen des Bodens abhängig. Die Eisscheide liegt nämlich in diesen Gegenden etwa 500 m oder mehr über den Dünengebieten. Auch hat das Eis noch in den letzten Stadien der Abschmelzung eine bedeutende Mächtigkeit beibehalten, wie u. a. die Untersuchungen über die eisgestauten Seen in Jämtland bezeugen.

Es ist auffallend, wie gut erhalten die Dünen sind. Jahrtausende hindurch hat der lockere Boden den Niederschlag durchgelassen, ohne irgendwelche Erosionserscheinungen auf der Oberfläche zu gestatten. Nur wo das Grundwasser als Quellen am Fusse des Plateaus hervordringt, sind kleine scharfe Ravinen eingeschnitten.

Am Ostrande des Dünenfeldes zu Mora gibt es vegetationslose Böschungen, die mit dem Schuttwinkel des Sandes abfallen, und an einigen Stellen kann man im Dünengebiet Spuren von rezentem Flugsandtrieb beobachten (vgl. SAMUELSON, a. a. O.). Letzteres ist auch der Fall in etwas grösserer Masse in der Gegend von Kullsveden (Pungmakarbo) und Gustafs, wo es sogar kleine Dünenbildungen gibt, die aber in den letzten Zeiten wiederum meistens durch Vegetation gebunden worden sind.

Selbst die jetzige Vegetation ist also nicht überall hinreichend, um den Sand völlig zu binden. Es scheint somit kaum möglich, dass diese Gegend während längerer Zeit viel weniger vegetationsbedeckt als jetzt gewesen sein sollte, ohne Spuren eines gleichzeitigen Flugsandtriebes zu hinterlassen, welche die Lee- und Luvseiten der finiglazialen Dünen verwischt hätten. Wie diese die subboreale Zeit haben überleben können, wenn das Klima so trocken war, wie Prof. SERNANDER

geltend machen will, scheint daher etwas schwererklärlich. Die Vermutung, dass die Dünen subboreal sein könnten, muss, wie aus der vorhergehenden Beschreibung erhellen dürfte, als ausgeschlossen angesehen werden.