

- licher Exkursionsführer. Schriften d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel, Bd. 30, Kiel 1969, S. 18–22.
- 37 Geografia marinha. A situação da Geografia der Mares e suas funcoes na pesquisa oceanografia. In: Bol. Geogr. n° 216, Rio de Janeiro 1970, S. 3–12.
- 38 Einleitung zu: KH. PAFFEN (Hrsg.): Das Wesen der Landschaft, S. IX–XXXVII, Darmstadt 1973.
- 39 Gemeinsam mit G. PIESKE: List Großer Weltatlas. Regionalteil Schleswig-Holstein, München 1975.
- 40 Gemeinsam mit H. G. WENK: Hundert Jahre Lehrstuhl und Institut für Geographie an der Universität Kiel. In: Kieler Geographische Schriften, Bd. 50, Kiel 1979, S. 1–70.
- 41 Gemeinsam mit G. KORTUM: Das Geographische Institut und die Meeres- und Küstenforschung in Kiel. In: Kieler Geographische Schriften, Bd. 50, Kiel 1979, S. 71–133.
- 42 Gemeinsam mit O. FRÄNZLE: Ökologisches Denken, frühe landschaftsökologische Ansätze und moderne geoökologische Forschung am Kieler Geographischen Institut. In: Kieler Geographische Schriften, Bd. 50, Kiel 1979, S. 183–211.
- 43 Gemeinsam mit J. BÄHR und R. STEWIG: Entwicklung und Schwerpunkte der Amerika-Forschung am Kieler Geographischen Institut. In: Kieler Geographische Schriften, Bd. 50, Kiel 1979, S. 431–471.
- 44 Gemeinsam mit G. KORTUM: Die Geographie des Meeres. Disziplinengeschichtliche Entwicklung seit 1650 und heutiger methodischer Stand. Kieler Geographische Schriften Bd. 60, Kiel 1984 (im Druck).

Herausgebertätigkeit

- Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde*, gemeinsam mit C. TROLL von Heft 16 (1961) bis Heft 23 (1966).
- Schriften des Geographischen Instituts der Universität Kiel*, gemeinsam mit O. SCHMIEDER, H. SCHLENGER, F. WILHELM, H. KLUG von Band 29,1 (1968) bis Band 43 (1975).
- Kieler Geographische Schriften*, gemeinsam mit R. STEWIG von Band 44 (1976) bis Band 50 (1979).
- Das Wesen der Landschaft*. „Wege der Forschung“, Band 39, Darmstadt 1973.

ZUR SPÄT- UND POSTGLAZIALEN RELIEFFORMUNG AUF DER NÖRDLICHEN VARANGERHALBINSEL (NORD-NORWEGEN)

Mit 6 Abbildungen, 5 Photos und 1 Tabelle

JÜRGEN GIESSÜBEL

Summary: Aspects of the late- and post-glacial morphology on northernmost Varanger Peninsula (North-Norway)

The north coast of the Varanger Peninsula is characterised by fluvio-glacial deposits in valley mouths and sea bays. Raised shorelines allow the dating of these sediments as late- and post-glacial. Boulder-rich moraines and sorted polygons with recent frost-heaved forms can be found. The slopes are covered with gelifluction material, on lower parts gelifluction lobes are presently active. Various rates of podsolization occur in the different materials.

This paper reveals formation by wind during the whole late- and post-glacial period as well as recent formation of dunes and blow-outs near the coastline, but more than this, it proves that periglacial morphodynamics with permafrost were only possible for a short time under local climatic conditions at the beginning of the late glacial period. It seems that a hypsometric differentiation of forms already started at the north coast of Varanger Peninsula before the Dryas, so that we cannot speak of a periglacial area in the strict sense of the term. The Varanger Peninsula with its fossil and partly active periglacial forms contains features characteristic of three different morphodynamic zones: the subarctic periglacial zone, the former periglacial zone like Europe and the periglacial belt of high mountains. The spreading of periglacial forms during the late and post-

glacial period is caused by local conditions. For that reason they alone are not sufficient for the reconstruction of climatic or geomorphic developments in different far away-areas.

Eine zentrale Stellung innerhalb der Eiszeitforschung nimmt die Frage nach der klimatischen Abhängigkeit und dem zeitlichen Ablauf periglazialer Prozesse ein. Das durch zahlreiche Untersuchungen gewonnene Bild läßt dabei eine starke Differenzierung des spät- und postglazialen morphologischen Geschehens erkennen, das sich in räumlicher Abhängigkeit vom Eisrückzug seit der letzteiszeitlichen Vergletscherung über immer ausgedehntere Gebiete der Nordhalbkugel erstreckte.

Relative und absolute Datierungen von Periglazialformen und -prozessen sind dagegen nur an wenigen Stellen direkt möglich. Meist ist man auf indirekte Beweisführung oder Analogieschlüsse zur chronologischen Einordnung angewiesen, wobei der Einfluß lokaler Relief- und Klimateinflüsse nur schwer abzuschätzen ist.

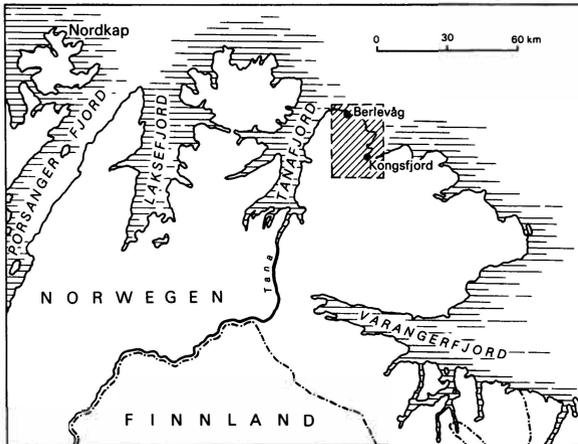


Abb. 1: Die Varanger-Halbinsel und die Lage des Arbeitsgebietes
The Varanger Peninsula with the investigation area

Eines der wenigen Gebiete in denen eine zeitliche Einordnung von morphologischen Prozeßabläufen des Spät- und Postglazials möglich ist, stellt der Küstenbereich des nördlichen Skandinavien dar. Dort sind datierbare Strandterrassen ausgebildet, deren periglazialer Formenschatz am Beispiel der nördlichen Varanger-Halbinsel vorgestellt und in seiner Aussagefähigkeit für den Formungsablauf in unmittelbarer Eisnähe und während des ausklingenden Würmglazials beurteilt werden soll.

Das Arbeitsgebiet

Der Norden der Finnmark wird von der Varanger-Halbinsel gebildet, welche im Westen vom Fjord des Tanaflusses, im Süden vom Varangerfjord begrenzt wird. Die im Vergleich zum übrigen Norwegen in breite Fjorde und zahlreiche Buchten gegliederte Nordküste grenzt an das Eismeer (Abb. 1).

Im Landschaftsbild überwiegen ausgedehnte Hochflächen zwischen 300 und 500 m ü. M., die nur in Küstennähe von stärker eingetieften Tälern zerschnitten werden. Die anstehenden eokambrischen Sedimente (KRASNOV et al. 1971), im äußersten NW stark metamorphisiert, treten entlang der Nordküste an Steilufeln und Talhängen in Erscheinung, ansonsten wird der Fels von einer Grundmoränendecke verhüllt.

Die heutigen klimatischen Verhältnisse werden durch eine Jahresmitteltemperatur zwischen 1,1 °C und 1,2 °C charakterisiert, bei einem Jahresniederschlag zwischen 423 mm (Tana) und 573 mm (Vardö). Das Niederschlagsmaximum liegt in Tana im Juli und September, in Vardö dagegen im Winterhalbjahr (HANSEN 1960). Im Arbeitsgebiet an der Nordküste beträgt die Niederschlagssumme von Berlevåg 479 mm/a, im kurzen Sommer kann die Monatsmitteltemperatur ohne weiteres 10 °C überschreiten (SVENSSON 1967).

Gegenüber dem zentralen Teil der Finnmark weist die Nordküste zwei Besonderheiten auf, die für die Untersuchung von fossilen und rezente Periglazialscheinungen von Bedeutung sein können. Einerseits ist ihr Klima deutlich maritim geprägt, was auch in der Jahresmitteltemperatur zum Ausdruck kommt. Bei positiven Temperaturwerten der Luft ist weder mit kontinuierlichem noch diskontinuierlichem Permafrost zu rechnen, allenfalls lokal ist ein sporadischer Permafrost zu erwarten. Dies deckt sich mit den Auskünften und Beobachtungen von SVENSSON (1963). Andererseits wurde die Varanger-Halbinsel – bezogen auf ihre nördliche Lage – relativ früh eisfrei. Die Lyngen-Tromsø Moränen, von MARTHINUSSEN (1962) in die Jüngere Dryas datiert, befinden sich bereits südlich des Varangerfjordes (KRASNOV, DUPHORN, VOGES 1971). Während des Eisrückgangs entstand ein Toteis-Gletscher, dessen Schmelzwässer die Grundmoränendecke zerschnitten. In den Fjorden kam es zur Sedimentation fluvio-glazialer Materials, das in Küstennähe marin überformt wurde. Gleichzeitig setzte die Landhebung ein (SOLLID et al. 1973).

Die geomorphologischen Arbeiten dieses Raumes beziehen sich in erster Linie auf die Erfassung und Datierung dieser Landhebung (MARTHINUSSEN 1945, SOLLID et al. 1973) oder der Verbreitung und Dynamik einzelner Formen (CORNER 1975, SVENSSON 1963). Durch Verknüpfung solcher Studien mit den nachfolgenden Geländebeobachtungen an

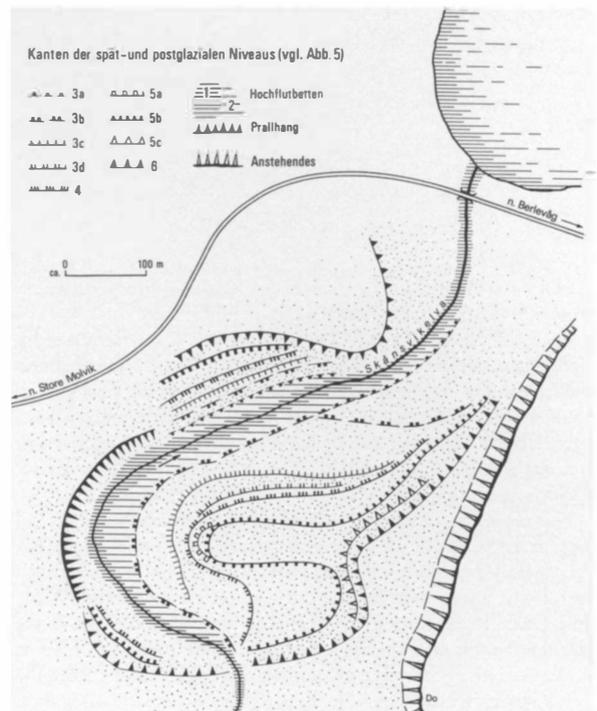


Abb. 2: Morphologische Skizze der postglazialen Strandlinien am Skånsvikelva (Lokalität I)

Geomorphic outline of post-glacial shore lines at Skånsvikelva (locality I)

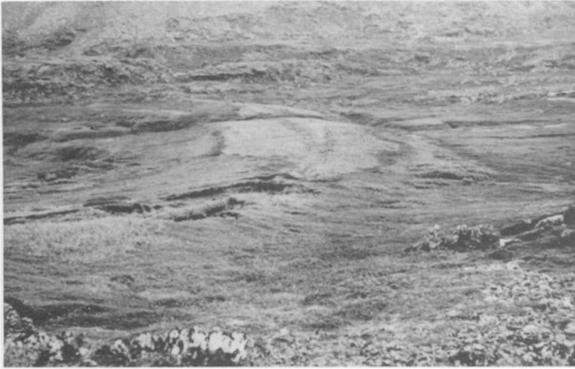


Photo 1: Mariner Strandwall mit angelagerten Dünensanden in der Sandfjordbucht
Beach ridge with dune sands at Sandfjord Bay

charakteristischen Küstenabschnitten zwischen Kongsfjord und Berlevåg (Abb. 1) soll in dieser Arbeit auch der for- mungsdifferenzierende Reliefeinfluß auf der Varanger-Hal- binsel während des spät- und postglazialen Zeitraums im Ver- gleich zum skandinavischen Inland aufgezeigt werden.

Geländebefunde

Untersucht wurden zwei Mündungsabschnitte der die Hochflächen entwässernden Täler mit ihren Terrassen, eine marin geprägte Bucht und zwei in Küstennähe liegende Tal- mulden, ferner die Formen der meeresnahen Hänge und Verebnungen außerhalb der Talbereiche.

(1) Mündungsgebiet des Skånsvikelva^{*)}, ca. 2 km WSW Flug- feld Berlevåg zwischen Straßenbrücke und der den Bach querenden Hochspannungsleitung

Der im Unterlauf leicht mäandrierende Skånsvikelva durchschneidet in SW-NE Richtung fließend terrassiertes Lockermaterial, wobei sich je nach Lage am Prall- oder Gleithang unterschiedliche Terrassenzahlen ergeben. Einen Überblick über die Lage der Verebnungen, die sich zu Gruppen zusammenfassen ließen, gibt eine morphologische Skizze (Abb. 2).

Dem Bachbett folgt ein Hochflutbett (1)**) mit dichtem *Salix*-Bewuchs. Daran schließt sich ein älteres Hochflutbett (2) mit *Empetrum*-Heide und *Betula nana* an. Stellenweise tritt Vermoorung auf, an einigen Punkten sind Palsen anzu- treffen.

Die Breite der unteren Terrassen schwankt zwischen 20 und 30 m, dabei korrespondiert das Niveau 3b mit einer

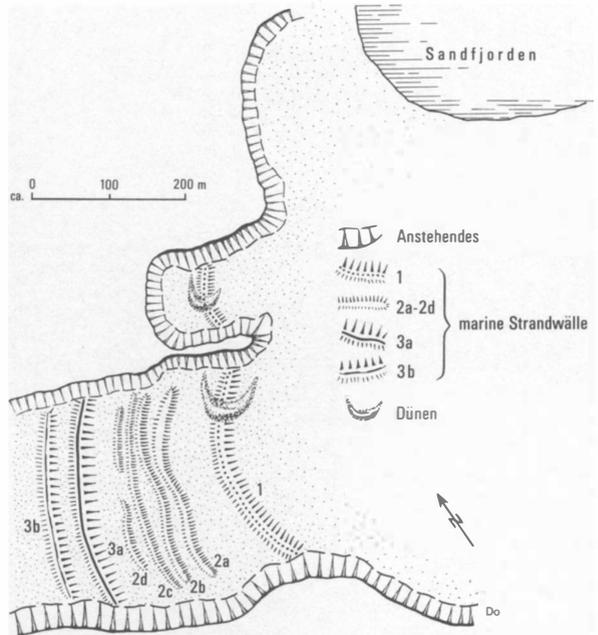


Abb. 3: Strandwälle und Dünen in der Sandfjordbucht (Lokalität II)
Beach ridges and dunes at Sandfjorden (locality II)

Verflachung auf dem Gegenhang. Die Neigung in Tallängs- richtung liegt bei 1,5°. Eine Rinne hat sich dieser Neigung folgend schwach eingetieft. Als Hauptniveau ist die 1,5 m über 3d gelegene Verebnung 4 anzusprechen, die wiederum auf beiden Seiten sichtbar ist. Eine kleine Rinne ist ver- gleichbar Verebnung 3b auch hier ausgebildet. An deren konvex gewölbten Rändern lichtet sich die ansonsten ge- schlossene Vegetationsdecke. Der mäßig feuchte Standort am Rinnenboden macht sich durch höhere Vitalität der *Empetrum*- und *Vaccinum*-Fluren bemerkbar. In der maxi- mal 50 cm mächtigen Feinsanddecke dieser Terrasse hat sich ein Podsol mit 10 cm humoser Auflage und Wurzelfilz, 15 cm mächtigem A_e und in den unterliegenden Kies über- gehenden B_{sh} Horizont entwickelt.

Ein weiteres Hauptniveau (5b) in ca. 15 m ü. M. ist als Sporn auf der rechten Talflanke erhalten. In der stark gelich- teten Vegetationsdecke mit *Empetrum spec.* sind überall kryogene Aufpressungen sichtbar, die B_s Substrat an die Oberfläche bringen. Aufgrabungen zeigten stark verwürgte A_e und B_{sh} Horizonte in sandigem Substrat. An der Terrassenkante und der anschließenden Verebnungsoberfläche ist ein Steinpflaster ausgebildet. Infolge der schüttereren bzw. fehlenden Vegetation ist mit äolischer Formung zu rechnen (s. u., vgl. auch SOLLID et al. 1973).

Den Abschluß des Mündungsgebietes bildet ein etwa 26 m ü. M. gelegenes Hauptniveau (6), in das sich der Skånsvikelva ohne bachbegleitende Terrassen eingetieft hat. An der Ober- fläche trifft man auf ein Steinpflaster, darunter folgt ein 40 cm mächtiger kalkfreier, graubrauner (10 YR 5/2) Sand. Darin war außer einer vereinzelt vorkommenden schwa-

*) Die Ortsnamen entsprechen den Amtl. Norwegischen Topo- graphischen Karten 1:50000, Blad 2336 I, Blad 2336 II, Ausgabe 1977/1978.

***) Zahlen im Text beziehen sich auf die Legende der jeweiligen Abbildung.

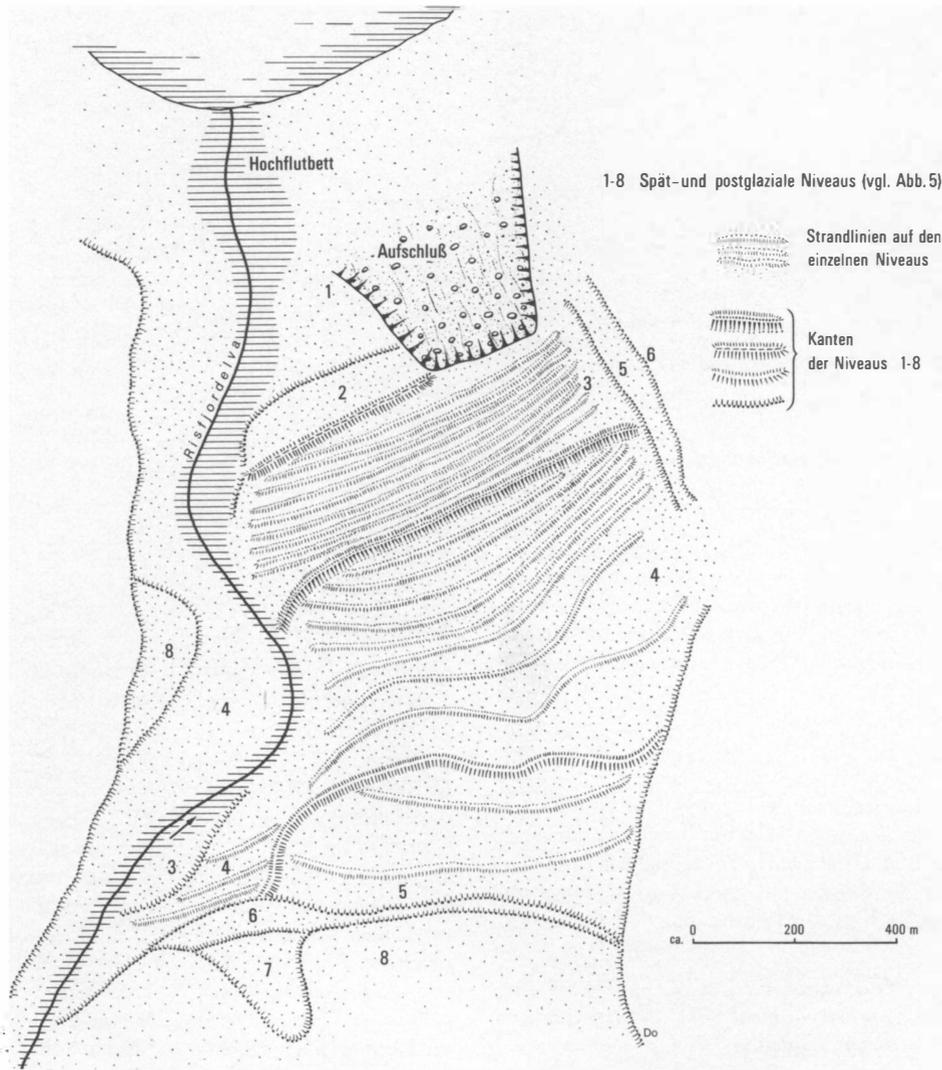


Abb. 4: Strandwälle auf spät- und postglazialen marinen Ablagerungen im Tal des vestre Risfjordelva (Lokalität III)
Beach ridges at late- and post-glacial marine deposits in the vestre Risfjordelva valley (locality III)

chen B_s Fleckung keine Horizontierung sichtbar. Der liegende Kies zeigt im Übergang zum Sand eine dunklere Färbung, was auf Einschwemmung von Humuskolloiden schließen läßt, die an der Grenzschicht zur Ausfällung gelangten.

(II) Sandfjordbucht, südlich Heimberget

Die kleine Seitenbucht, die heute ca. 600 m vom Strand entfernt liegt, wird durch eine Anzahl mariner Wälle gegliedert (Abb. 3). Ein erster halbmondförmiger Strandwall befindet sich 12 m ü. M. (Photo 1). Er wird von Sanden und Geröllen aufgebaut und an seiner flach abfallenden Leeseite waren Feinerdeaufpressungen sichtbar. Der Wallbereich ist

vegetationsfrei. Randlich wird der Strandwall von Dünen überlagert in denen eine intensive Podsolierung stattfand (Photo 1, Vordergrund links).

Die Dünenoberfläche bildet ein rund 10 cm mächtiger humushaltiger Wurzelfilz. Darunter folgt eine bis zu 30 cm mächtige Bleichzone in von Muschelschill durchsetztem Dünen sand, ehe eine 10 cm starke Humusanreicherungszone folgt. Es ist nicht auszuschließen, daß es sich wegen stellenweise darin enthaltener Wurzelreste auch um einen fossilen Oberboden handelt, der überweht wurde. Fossile Podsole in subarktischen Dünen werden auch von JAUHIAINEN (1970) beschrieben. Eine darunter folgende 5 cm starke gebleichte Zone greift mit 20–30 cm mächtigen Zapfen in den getigerten B_s Horizont, der lokal 2–3 Eisenbändchen

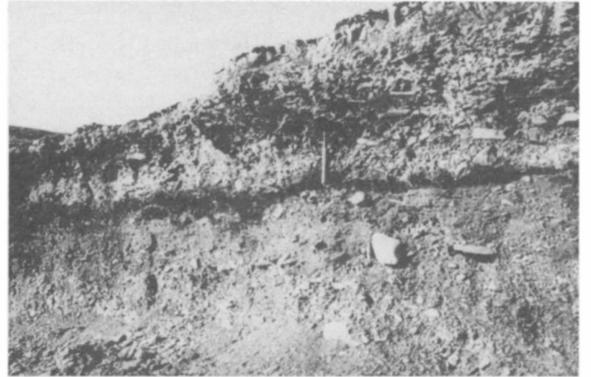


Photo 2: Blick über das Tal des vestre Risfjordelva mit den marinen Strandwällen
View over the vestre Risfjordelva with its marine shore lines

Photo 3: Fluvio-glaziale Sedimente von marinen Strandgeröllen überlagert (vestre Risfjordelva)
Fluvio-glacial sediments with superposition of marine beach deposits

Photo 4: Eiskeilpolygone im Tal des vestre Risfjordelva (Niveaus 7 und 8)
Ice-wedge-polygons at vestre Risfjordelva (Levels 7 and 8)

Photo 5: Materialsortierte Polygone im Wasserscheidenbereich des vestre Risfjordelva
Sorted polygons near the vestre Risfjordelva watershed

nahe seiner Oberkante aufweist. Die Podsolierung reicht über 120 cm in die Tiefe.

In mehreren Sichern quer zur heutigen Bucht folgen landeinwärts die weiteren Strandlinien. Der gut ausgeprägte Wall 3a liegt etwa 32 m ü. M., seine Stirnseite weist 10° Neigung auf. Die Blöcke zeigen starken Flechtenbewuchs und Kernsprünge, einige sind auch senkrecht eingeregelt. Die Vegetation zwischen den Strandwällen ist meist schütter, neben Moosen und Flechten überwiegt inselhaftes Auftreten von *Empetrum-Diapensia* Heidegesellschaften.

(III) Vestre Risfjordelva, 2 km von der Mündung flussaufwärts

Einen morphologischen Überblick geben Abb. 4 und Photo 2. Der Talboden mit Hochflutbett und Bewuchs ist vergleichbar der Lokalität I. In einer ein unterstes Terrassen-niveau (1) überragenden Verebnung (2) waren die das Tal

füllenden glazifluvialen Sedimente quer zum Talverlauf aufgeschlossen. Photo 3 zeigt solche von marinen Strandgeröllen überlagerte Sedimente. Die Schichtung des Substrates fällt mit weniger als 1° Neigung zur Talmitte hin ein. Humuseinschwemmungen in die Lockermaterialdecke sind an der Oberfläche häufig, ebenfalls Verwürgungen des Feinsubstrates. Ein getreppter Anstieg führt zu einem Komplex von insgesamt neun meerwärts gewölbten flachen Wällen in dichter Scherung (Komplex 3), die optisch durch die auf den konvexen Wällen stark gelichteten *Empetrum*-Heidefluren auffallen (vgl. Photo 2). Es hat sich ein Podsol entwickeln können, dessen Profil stellenweise überweht ist. Dies belegt die schon bei Lokalität I vermutete rezente äolische Aktivität an der Eismeerküste.

Die weitere Abfolge ist der morphologischen Skizze Abb. 4 zu entnehmen. Der höchste in Lockersedimenten ausgebildete Verebnungskomplex (8), der mehrere flache

Wälle einschließt, reicht bis zu einem kleinen Paß zwischen vestre und austre Risfjorddalen ca. 60 m ü. M. Der Deckungsgrad der Vegetation ist hier bereits gering, die zumeist flachlagernden Steine zeigen in Zwischenräumen häufig Feinerdeaufpressungen. Auf den beiden oberen Niveaus (7 u. 8) findet man Eiskeilpolygone („ice-wedge polygons“) von 2–6 m Durchmesser (Photo 4). Entlang der noch offenen Spaltenzüge ist infolge der erhöhten Standortfeuchte (SVENSSON 1966) der Bewuchs deutlich dichter. In größerer Tiefe sind die Spalten mit kiesigerem Material verfüllt, feinerdearm und dunkel verfärbt, was auf Humusverlagerung schließen läßt. Aufgrabungen innerhalb der Polygone zeigten einen skelettreichen Podsol mit 8 cm mächtigem A_e Horizont.

Im Paßbereich oberhalb der Talverfüllung finden sich noch mehrere Felsterrassen. Bei etwa 70 m ü. M. beginnen sortierte Polygone von 80 cm Durchmesser (Photo 5), zum Teil in Hangneigungsrichtung hufeisenförmig ausfließend. Der Risfjordelva hat sich ab der Höhenlage von 50 m in die Verebnungen eingetieft, ohne daß es zur Bildung bachbegleitender Terrassen kam (vgl. Lokalität I).

(IV) Vargvikdalen, 2 km SW Kjølnes Fyr

Die Wasserscheide des Vargvikdalen in knapp 70 m ü. M. wird von dem Schwemmfächer eines senkrecht einmündenden, das Laukvikdalsfjellet entwässernden Baches gebildet. Es kommt dabei zu einer Aufspaltung der Abflußbahnen in NW-Richtung zum Meer und SE-Richtung zu einem kleinen See in 53 m ü. M. Bei geringer Wasserführung ist lediglich der SE-Abfluß aktiv, da im Oberlauf des nach NW gerichteten Tales eine Verfüllung der Rinnentiefenlinie vorliegt. Ursache hierfür ist die Solifluktion am 15° steilen NNE exponierten Talhang. Bei starker Durchfeuchtung des Unterhangs erreichen die Loben der gehemmten Solifluktion sogar den Talboden. Die Loben sind skelettreich und führen auch kantiges Verwitterungsmaterial mit, das anschließend fluviatil umgelagert wird. Auch am Gegenhang ist bei geringerer Standortfeuchte eine Solifluktionstätigkeit vorhanden, wobei als Fließerde eine 30 cm mächtige, humose, von Wurzelfilz zusammengehaltene Oberbodenschicht an der Lobenstirn über ungliederten Mineralboden wandert. Im Vergleich zum Gegenhang sind die Loben in SW-Exposition nicht so skelettreich.

Auch im Vargvikdalen sind unterhalb des 50 m Niveaus mehrere stark bewachsene Strandwälle in Vertikaldistanzen zwischen 5 und 8 m erhalten. Die dazugehörigen Verflachungen sind vermoort und zeigen Palsenbildung. Der Vargvikelva hat sich kerbtal förmig in die Strandwallterrassen eingeschnitten.

(V) Formen in Küstennähe und auf den Hochflächen

Entlang der Eismeerküste finden sich in fast allen Buchten Sandfelder mit Dünen und Ausblasungsmulden. Insbesondere die Region bis 12 m ü. M. ist von solchen subrezentem Dünen erfüllt. Trotz des Bewuchses und starker Durchwurzelung konnte an den Dünenoberflächen keine Podsolie-

rung festgestellt werden, entgegen den Befunden auf den gehobenen Strandterrassen.

Auf Höhen über 80 m bis 160 m ü. M. finden sich auf dem Kongsfjordfjellet verbreitet Strukturböden mit Materialsortierung („sorted circles“). Neben Rentierflechte (*Cladonia rangiferina*), *Empetrum*- und *Vaccinium*-Heidefluren sind die Polygone randlich auch mit *Betula nana* dicht bewachsen, wobei insbesondere entlang der Spalten die Vitalität erhöht ist. Für feuchtere Standortbedingungen an den Feinderändern sprechen auch Vorkommen von *Rubus chamaemorus*. In schwacher NE-Exposition wird der Deckungsgrad der Vegetation geringer und Anzeichen rezenter Feinerdeaufpressungen mehren sich. In den 2–3 m messenden Polygonen finden sich Nanopodsole mit bis 20 cm mächtigen gefleckten B_s Ausfällungen.

Auswertung

Allen glazifluvial verfüllten unteren Talabschnitten und Meeresbuchten ist die eng gescharte Stufung gemeinsam. In Meeresbuchten ohne Vorfluter überwiegen aus Blöcken oder Kiesen aufgebaute Wälle, die auf bis zu 2° geneigten Flächen aufsitzen und sich auch im Feinsedimentanteil deutlich vom Liegenden unterscheiden. Zurundung des Grob-sediments und Muschelschilleinlagerungen belegen den marinen Ursprung der Deckschichten ebenso wie die Geländesituation.

Eine relative Datierung der verschiedenen Niveaus und Strandwälle ist mit Hilfe der Angaben von SOLLID et al. (1973) möglich, deren Untersuchungen auf Geländearbeit und Luftbilddatierung basieren. Die morphologische Eigenaufnahme zeigte an den genannten Lokalitäten ein noch differenzierteres Bild als bei SOLLID et al. veröffentlicht. In Abb. 5 sind die Niveaus der Geländeaufnahme mit den Angaben bei SOLLID et al. (1973, 318) parallelisiert, wobei sich aufgrund der Datenlage gewisse Vereinfachungen nicht umgehen ließen. Die allgemeine Problematik der Datierung und deren Aussagefähigkeit ist bei SOLLID et al. (1973) diskutiert.

Allen Lokalitäten gemeinsam ist das bei rund 30 m ü. M. gelegene L₀ Niveau, das der Jüngerer Dryaszeit entspre-

Tabelle 1: Glaziale Rückzugsphasen mit den dazugehörigen Datierungsniveaus mariner Strandlinien (nach SOLLID et al. 1973)

Glacial sub-stages with corresponding dating levels of marine shore lines (after SOLLID et al. 1973)

Stadial	Strandlinie
Risvik	L ₁₃
Äußerer Porsanger	L ₇ und L ₈
Korsnes	L ₆
Repparfjord	L ₃
Gaissa	L ₂
Lyngen-Tromsö	L ₀
Rotnes	P _{11a}
Korselv	P ₁₀

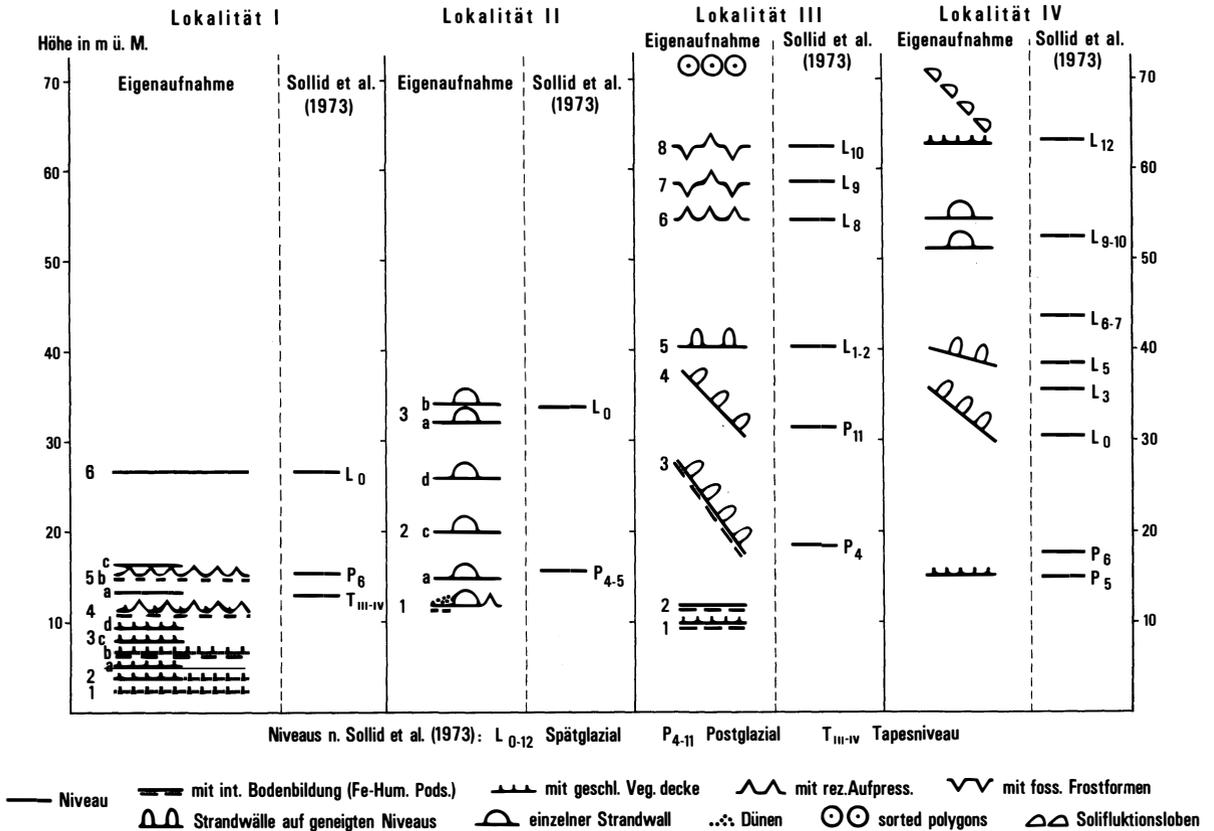


Abb. 5: Höhengliederung der Strandlinien im Arbeitsgebiet mit den wichtigsten morphologischen Erscheinungen (Datierung nach SOLLID et al. 1973)

Shore lines in the investigation area and morphological forms belonging to the different levels (dating by SOLLID et al. 1973)

chen soll (MARTHINUSSEN 1962, SOLLID et al. 1973). Es ist zeitgleich den Lyngen-Tromsø Moränen. Der skandinavische Eisschild lag seinerzeit bereits südlich des Varangerfjordes und die gesamte Halbinsel unterlag somit der periglazialen Formung. Die postglazialen Meeresstände P₁₁ bis zum Tapesniveau folgen unterhalb, die spätglazialen Meerestände L₁ bis L₁₃ liegen oberhalb der markanten L₀-Grenze; die höchste marine Grenze liegt etwa 5–10 m über L₁₃. Eine Parallelisierung der Küstenlinien mit einzelnen Rückzugsphasen der Vereisung ist der Tab. 1 nach SOLLID et al. (1973) zu entnehmen.

Die absolute Höhenlage der Strandlinien kann großräumig stark variieren. Im Süden der Varanger-Halbinsel im Bereich von Karlebotn bestimmten SOLLID et al. (1973) die L₀-Linie bei 75–76 m ü. M. Dies bedeutet einen mehr als zweifachen postglazialen Hebungsbetrag der Südküste gegenüber der Nordküste. Damit sind die spät- und postglazialen Formungsprozesse an der Eismeerküste auf eine ungleich geringere Vertikaldistanz zusammengedrängt. In Verbindung mit dem ozeanischen Klima sind dies die beiden Besonderheiten, die bei einer Betrachtung heutiger und vorzeitlicher Formen entsprechende Beachtung verdienen.

Mit der glazifluvialen Verfüllung der Täler und deren marinen Überprägung im Verlauf der negativen Strandverschiebung als Folge der glazial-isostatischen Landhebung ist die Reliefentwicklung i. e. S. abgeschlossen, doch wird – wie bereits angesprochen – das Landschaftsbild von aktiven und inaktiven Einzelformen mitgestaltet, welche die spät- und postglazialen Rahmenbedingungen der Reliefentstehung belegen.

Fossile Reliefelemente

Zu den ältesten Zeugen des Frostklimas gehören Strukturböden vom Typ der „sorted circles“, die im Untersuchungsraum auf den Hochflächen und schwach geneigten Hängen oberhalb 80 m ü. M. weit verbreitet sind. Ausgangssubstrat ist die blockreiche Grundmoräne. Größe, Bewuchs und Bodenbildung in den Feinerdekernen können als Zeichen ihrer heutigen Inaktivität gelten. Lediglich innerhalb der Formen kommt es zu frischen Aufpressungen (s. u.).

In den skelettreichen aber blockfreien Talfüllungen treten polygonale Frostspaltenetze („ice-wedge polygons“)

ohne Materialsortierung auf, wie etwa Lokalität III auf den Niveaus L_8 - L_{10} . Damit ist gleichzeitig deren Maximalalter festgelegt, fraglich ist dagegen das Ende des Formungsablaufs. Spaltenverfüllung und fehlende Aufwölbung sprechen für deren Inaktivität, auch konnten keine Anzeichen für einen rezenten Frostboden an der Nordküste der Varangerhalbinsel gefunden werden. Dies deckt sich mit den Angaben von SVENSSON (1963, 325), wobei er sich auch auf Erfahrungen der lokalen Straßenbauämter beruft. Geht man davon aus, daß eine rezente Frostspaltenbildung nur in Klimabereichen mit negativer Jahresmitteltemperatur der Luft zu erwarten ist, da nur in diesen Regionen die Bedingungen für diskontinuierlichen Permafrost gegeben sind (PÉWÉ 1969, 4; RAPP a. ANNERSTEN 1969, 71), dann liegt die Eismeerküste mit der Jahresmitteltemperatur von $1,2^\circ\text{C}$ knapp außerhalb dieser Zone. Rezenter Frostboden wird aus Skandinavien ebenfalls nur aus Gebirgsregionen mit stärker kontinentalem Klimagang gemeldet (u. a. RAPP a. ANNERSTEN 1969); Ausnahmen bilden die Moore, in denen auch bei fehlendem Dauerfrost Palsenbildung häufig ist (SVENSSON 1963, OHLSON 1964).

Nach SVENSSON (1971, 26) kommen Eiskeilspaltenetze in Nordskandinavien nicht unterhalb des L_0 -Küstenniveaus vor, sie wären demnach älter als die jüngere Dryas. Im Untersuchungsraum um Berlevåg, wo sie demzufolge bis auf 30 m ü. M. herunterreichen könnten, sind Vorkommen unter dem 70 m Niveau nicht zu finden. Dies würde für ein hohes Alter der Polygone an der Nordküste sprechen; gleichzeitig wäre es ein Indiz für eine schon damals früh wirksame Klimagunst der Nordküste, da entgegen den Bedingungen am Varangerfjord bereits nach dem L_8 keine hinreichenden Frostgegebenheiten für Strukturböden mehr anzutreffen waren.

Auch würde dies bedeuten, daß die materialsortierten Polygone und die Eiskeilnetze in unmittelbarer Eisrandnähe gebildet wurden. Zur Zeit des Äußeren-Porsanger-Stadiums lag der Grenzsaum des Eisschildes nur wenig südlich des Kongsfjordfjället (SOLLID et al. 1973, Fig. 38).

Während rezente Polygonbildung aus Alaska bei jährlichen Luftmitteltemperaturen unter -6°C beschrieben wird (PÉWÉ 1964, 1969), fand SCHUNKE (1974, 163) auf Island eine Frostspaltenbildung bereits bei Mitteltemperaturen von $-1,6^\circ\text{C}$. Würde man auf der nördlichen Varangerhalbinsel die gleichen Bedingungen der Spaltenentstehung zugrunde legen wie auf Island, so würde deren Fehlen auf den unteren Strandniveaus für einen schon vor der Jüngeren Dryaszeit einsetzenden Rückzug des Permafrostes sprechen. Auch eine weitgehende Klimakonstanz ähnlich den heutigen Gegebenheiten ließe sich daraus ableiten.

Einschränkend sei erwähnt, daß alle Spaltenetze in günstiger Position zu äolischer Abtragung liegen, was heute durch fehlende Rohhumusaufgabe und schütterere Vegetation belegt ist. Eine solche wind- und damit kalteexponierte Situation wird zu den ursächlichen Bildungsbedingungen gezählt (LUNDQUIST 1962, SEMMEL 1969). Mit derartigen Standortbedingungen und geringfügigen Klimavarianzen werden Eiskeile erklärt, die eventuell bis zur Tapes-I-Transgression aktiv gewesen sein könnten, dies sogar westlich des

Porsangerfjordes (SEMMEL 1969, 18). Unter Berücksichtigung solcher Aspekte wird eine zeitliche Abhängigkeit der Frostbodenformen vom originären L_8 -Niveau nicht mehr zwingend, vielmehr wäre auch eine spätere Formung oder Reaktivierung unter Permafrostbedingungen denkbar. Insbesondere käme hierfür der Zeitraum Ältere bis Jüngere Dryaszeit in Betracht.

Rezente Formelemente und Hangformung

FrISCHE Feinerdeauffressungen und Verwürgungen der Bodenprofile konnten häufig zwischen 12 m ü. M. und den Hochflächen beobachtet werden, in den Feinerdekernen der materialsortierten Polygone oberhalb 80 m ü. M. gehören sie zur Regel. Weitere Ansatzpunkte liefern vegetationsarme und besonders exponierte Hangabschnitte sowie die Kanten der marinen Terrassen.

An diesen Auffressungen wird vorher überdecktes Bodensubstrat, meist braunes B_s Material, an die Oberfläche gefördert. Das solchermaßen gestörte Bodenprofil kann sich nicht in einem Sommer regenerieren, so daß mit dieser Frostaktivität auf Dauer gesehen eine Bodenprofilzerstörung einhergehen muß. Da sich jedoch Podsole bisher entwickeln konnten, spricht dies entweder für eine rasche Bodenentwicklung oder aber, was von SCHUNKE (1974, 163) für Island gezeigt wurde, für eine gegenwärtige Verschärfung des Frostregimes mit gesteigerter Morphodynamik der Frostbodenerscheinungen.

FrISCHE Auffressungszellen sind in der skandinavischen Tundrenzone weitverbreitet. Lokalklimatische Abhängigkeiten oder eine Beschränkung auf bestimmte Höhenstufen sind im Gegensatz zu den übrigen Frostbodenformen nicht zu beobachten.

Die Hänge im Untersuchungsgebiet zeigen eine dichte Vegetationsdecke und eine gute Durchwurzelung des Oberbodens. Aufgrund der Einregelung des Skelettanteils ist davon auszugehen, daß es sich um Solifluktsdecken handelt, die die Hänge überkleiden. Ob sie sich gegenwärtig trotz der Vegetationsdecke in Bewegung befinden, kann nicht entschieden werden (vgl. hierzu RAPP 1960, SEMMEL 1969).

Die Schuttdecken an den steilen vegetationsbedeckten Hängen erreichen Mächtigkeiten von 30–40 cm. Bei Solummächtigkeiten über 60 cm und entsprechender Durchfeuchtung kommt es zur Bildung von Solifluktsloben. Lobenfließen ist meist nur an Unterhängen verbreitet; an Oberhängen kommt es bei über 20° Neigung vereinzelt zum Abreißen der Denudation, und das Anstehende wird freigelegt (Lokalität IV, W-Exposition).

Allgemein wird die Hangsolifluktion durch die Vegetationsdecke (*Empetrum*-Heideflur, an geschützten Stellen auch *Vaccinium* und *Betula nana*) behindert. Bei über 20° steilen Hängen konnte in W-Exposition an einer Landzunge östlich Sandfjord (Lokalität II) bis in eine Höhenlage von 30 m ü. M. hinunter Solifluktion beobachtet werden. Die rezenten Loben erreichen dabei 2–3 m Länge bei einer Breite von bis zu 1 m. Die stärksten Soliflukterscheinungen

zeigten sich in NNE-Exposition des Vargvikdalen. Ausschlaggebend war auch hier die starke Durchfeuchtung im 15° steilen Hang, die zu Bewegungen bis in den Vorfluter führte und diesen zur Mäanderbildung zwang.

Demnach muß man der solifluidalen Hangformung nicht nur in der Vergangenheit, sondern auch in der Gegenwart eine gewisse Bedeutung zuerkennen. Dies gilt in Zonen guter Durchfeuchtung, an Unterhängen und im Bereich von Schmelzwasserrinnen. Hier übersteigt die Hangdenudation die Transportfähigkeit der Vorfluter (Lokalität IV), wobei das von der Denudation gelieferte Substrat zwar umgelagert, aber nicht abtransportiert wird. Auch SEMMEL (1969, 24 ff.) betont die geringe Transportkraft der Flüsse in der Tundrenzone, wobei er der Solifluktion gleichfalls nur geringe Intensität zuerkennt.

Immerhin konnte die Erosionsleistung der größeren Flüsse – hierzu muß man auch bereits den vestre Risfjordelva mit etwas über 34 km² Einzugsbereich zählen – mit der glazial-isostatischen Landhebung Schritt halten. Sie haben sich kerbtalförmig ohne Terrassen in die glazifluvialen Lockersedimente eingeschnitten. Die Einschneidung erfolgte unterhalb des L_g-Niveaus, dauerte also über das gesamte Spät- und Postglazial an. Aufgrund der Frostbodenerscheinungen (s.o.) ist während dieser Zeit nur kurzfristig mit Permafrost zu rechnen gewesen, so daß die Tieferlegung der Flüsse ohne Unterstützung durch eine „Eisrinde“ (i. S. BÜDELs 1969) erfolgen mußte. Der periodische Abflußgang infolge der saisonalen Schneeschmelze genügte völlig, die Lockersedimente auch im Unterlauf auszuräumen.

Äolische Reliefelemente

Auf die Bedeutung der äolischen Komponente im Zusammenhang mit den Frostbodenformen wurde schon hingewiesen. Auf vielen Strandterrassen kann infolge der lückenhaften Vegetationsdecke die Winderosion tätig werden. Es muß angenommen werden, daß die noch heute wirksame Verblasung von Feinmaterial bereits nach dem Eisfreiwerden einsetzte, gestützt von Fallwinden aus dem Bereich des Eisschildes, wie dies SEPPÄLÄ (1972) für Sandtransporte in nordschwedischen Dünengebieten annimmt.

Äolische Ablagerungen finden sich in heutiger Strandnähe und auf ausschließlich postglazialen Strandwällen. Ausgeprägte Dünenzüge sind den dem Tapes-Niveau zuzurechnenden Wällen angelagert (Lokalität II). Sie zeigen eine SW-NE-Erstreckung und müssen aufgrund ihres Profils durch NW-Winde entstanden sein, also Winde, die vom Meer in Richtung Inland der Varangerhalbinsel wehten.

Im Gegensatz zu diesen älteren Dünen, in denen Bodenbildung stattgefunden hat (vgl. folgenden Abschnitt) und die heute als weitgehend stabil anzusehen sind, stehen subrezente Ablagerungen in unmittelbarer Nähe der jetzigen Strandlinie. Solche Dünen zeigen spärlichen Bewuchs (vielfach *Carex spec.* und *Elymus arenarius*), fehlende Bodenentwicklung und Anzeichen aktueller Ausblasung.

Der Sortierungsgrad nach SINDOWSKI (1938) der postglazialen Dünensande im Arbeitsgebiet ist mit 1,0-1,1 nicht

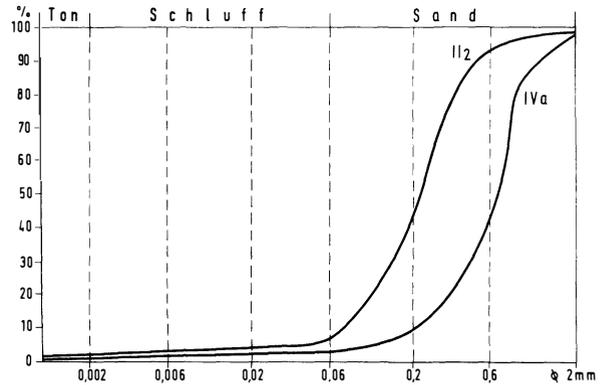


Abb. 6: Korngrößensummenkurven von fluvio-glazialen Material und Dünensanden
Fraction diagrams of fluvio-glacial sediments and dunes

außergewöhnlich hoch. Einmal entspricht dies der von JAUHAINEN (1970, 15) beobachteten Tendenz, wonach der Sortierungsgrad finnischer Dünen von Süden nach Norden abnimmt, zum anderen spricht dies für geringe Transportweiten und stark variierende Bildungsbedingungen im Periglazialklima. Ganz entscheidend ist aber das zur Verfügung stehende glazifluviale Ausgangsmaterial. Ihm verdanken die Dünen den hohen Mittelsandanteil von über 50%. Der kaum vorhandene Feinsand ist in den Dünen um den Faktor 30 angereichert, Grobsand fehlt erwartungsgemäß. In Abb. 6 sind zwei charakteristische Summenkurven gegenübergestellt.

Bodengesellschaften

Im Untersuchungsraum treten je nach Standortbedingungen eine große Zahl engräumig wechselnder Varianten der Hauptbodentypen auf. An dieser Stelle soll daher nur in groben Zügen das Verbreitungsmuster der wichtigsten Subtypen im Relief nachgezeichnet werden.

An den Hängen finden sich alle Übergänge von Rohböden bis zum arktischen Ranker. Die Unterhänge mit ihren Solifluktionsloben zeigen stark vermischte Oberbodenhorizonte dieser Bodengesellschaften. Vermoorungen an den Hängen kommen nicht vor, so daß die aus der Birkenwaldzone bekannten Hanggley-Ranker fehlen.

Die Talfüllungen werden von den im Abschnitt „Geländebefunde“ bereits angesprochenen verschiedenen Podsolen eingenommen. Dabei wechseln Nanopodsolen, Eisenhumus-, Humus- und Eisenpodsole miteinander ab. Eine exakte Ansprache der Suptypen ist dabei im Gelände nur schwer möglich, da sich Fe₂O₃-Gehalt und Humuskolloidanteil bei der Horizontfärbung wechselseitig beeinflussen und überdecken können (MOSIMANN 1981, 212).

Auf den höchsten Verebnungen der Lokalität III, den exponierten Kanten der tiefergelegenen Strandterrassen und in den Feinerdekernen der Strukturböden sind Nanopod-

sole anzutreffen. Es sind vegetationsarme Standorte, auf denen äolisch bedingt eine Rohhumus- oder Moderauflage fehlt. Die Verbreitung der Nanopodssole auf diesen, gegenüber Ausblasung und Frosttrocknis besonders anfälligen Relieffpartien ist allen untersuchten Talabschnitten gemeinsam. Es sind gleichzeitig die Stellen, an denen bevorzugt Feinerdeaufpressungen auftreten, was andererseits eine ausreichende Durchfeuchtung des Unterbodens voraussetzt. Bereits eine lückenhafte *Empetrum*-Heideflur genügt, um Humuskolloidverlagerung im Profil sichtbar werden zu lassen, die in den Eiskeilspaltennetzen auch zu lateralen Verlagerungen in Richtung der größeren Wasserwegsamkeit führt.

Das Verteilungsmuster der in geschützter Relieflage überwiegenden Humus- und Eisenhumuspodsole lehnt sich eng an das Vegetationsgefüge und damit auch an die Standortfeuchte an. Günstige Voraussetzungen für Eisenhumuspodsole scheinen nach meinen Beobachtungen dichte *Empetrum-Vaccinium*-Fluren zu bieten, was sich auch mit den Ergebnissen von MOSIMANN (1981, 214) aus dem Raum südlich Alta deckt.

Weitere Erwähnung verdienen die Bodenbildungen auf den Dünen. Als Folge des durchlässigen Substrates haben sich dort überaus mächtige Bodenprofile entwickeln können. Es sind Eisenhumuspodsole mit scharf getrenntem B_h und B_s Horizont. An manchen Stellen findet sich auch eine 2-3 cm dicke Bleichzone zwischen diesen Horizonten. Wurzelreste lassen lokal einen solchen B_h Horizont als fossilen Oberbodenrest vermuten. Für die starken Verlagerungstendenzen im äolischen Substrat sprechen die getigerten B_s Horizonte, die bis über 120 cm unter Flur reichen und in 100 cm Tiefe noch einen pedogenen Eisenanteil von 0,4% aufweisen.

Als Maß für die Podsolierungsrate in der nordeuropäischen Tundrenzzone können solche Profile nicht herangezogen werden. Zwar läßt sich ihr Maximalalter mit einiger Wahrscheinlichkeit deuten, es dürfte aufgrund der Höhenlage der Dünen im Bereich der $T_{III}-T_{IV}$ Strandlinien (Tapes-Niveau) nach MARTHINUSSEN (1962, 50 f) maximal 5500-6600 Jahre betragen, andererseits liegen Berichte vor, wonach eine Podsolierung im Süden Skandinaviens schon nach 120 Jahren (TAMM 1950) oder nach AALTONEN (1952) nach 500-1000 Jahren zu gut ausgebildeten Podsolprofilen führen kann.

Schlussfolgerungen

Materialsortierte Frostbodenformen befinden sich ausschließlich auf den Hochflächen, Eiskeilpolygone auf den höchsten marinen Niveaus. Ihr Maximalalter entspricht dem Äußerer-Porsanger-Stadium, das zwar noch nicht absolut datiert werden konnte, aber die zweitälteste Eisrandlage in Nordskandinavien darstellt. Das Fehlen der Spaltennetze auf jüngeren Strandlinien läßt den Schluß zu, daß zu späterer Zeit unter den jeweils herrschenden klimatischen Bedingungen keine Neubildung solcher Formen

möglich war. Legt man rezente Bildungsbedingungen aus anderen Periglazialräumen zugrunde, so ist daraus das weitgehende Fehlen von Dauerfrostboden an der Küste (über 10 000 Jahre B.P. ?) ableitbar. Selbst die von SCHÜNKE (1974) für möglich gehaltene Frostspaltenaktivität im ozeanischen Klima Islands infolge eines verschärften Frostregimes hat im Untersuchungsraum kein morphologisches Äquivalent, so daß für das jüngere Spät- und das gesamte Postglazial am Nordrand der Varangerhalbinsel mit einem Klimaverlauf zu rechnen ist, der eine Neubildung periglazialer Permafrostformen nicht zuließ. Auf den Hochflächen und im Süden der Varangerhalbinsel ist dagegen Polygonbildung bis zur Jüngeren Dryaszeit belegt (SVENSSON 1971, 26).

Dieser Gegensatz unterstreicht die frühzeitig einsetzenden lokalklimatischen Wirkungen auf die Formungsdifferenzierung. Infolge des ozeanischen Klimas waren an der Nordküste die Bildungsmöglichkeiten für Permafrosterscheinungen nur kurzzeitig in unmittelbarer Eisnähe gegeben. Sobald der lokalklimatische Einfluß des Eises nachließ, scheint es zu einer Formungsdifferenzierung mit der Höhe gekommen zu sein. Nur so ist die gute Ausprägung der Polygonalstrukturen der Hochflächen bei Fehlen der entsprechenden Formen auf den marinen Strandniveaus zu erklären. Noch heute wirkt sich die Höhenstufe bei der Morphodynamik des Inlandes und im Gebirge aus, wo aktive Strukturbodenbildungen ebenso wie rezenter Permafrost nachgewiesen werden können (u. a. RAPP a. ANNERSTEN 1969).

Ausmaß und Intensität solifluidaler Vorgänge auf der Nordseite der Varangerhalbinsel nehmen ebenfalls mit der Höhe zu. Diese seit dem Spätglazial wirksame Aufgliederung der Morphodynamik in Höhenstufen und die gezeigte raumzeitliche Differenzierung zwischen aktiven und teilaktiven sowie fossilen Periglazialerscheinungen auf engem Raum entsprechen nicht den Vorstellungen einer Periglazialzone i. e. S. So sind die auffälligen Polygonalstrukturen nachweislich während einer relativ kurzen Zeitspanne entstanden und allenfalls aufgrund ihrer exponierten Relieflage in späterer Zeit nochmals reaktiviert worden, sie können aber nicht als Beweise für langanhaltende periglaziale Formungsbedingungen im Postglazial herangezogen werden. Wegen ihrer Höhenlage kann die Varangerhalbinsel auch nicht zur periglazialen Gebirgsstufe gezählt werden. Damit nimmt dieser nördlichste europäische Raum eine Sonderstellung zwischen der arktischen periglazialen Zone, den periglazialen Hochgebirgsstufen und der vorzeitlichen europäischen Periglazialzone ein.

Der sich aus den Beobachtungen an der Nordküste im Vergleich zu den von SVENSSON (1971) und JAHN (1979) an der Südküste getroffenen Feststellungen abzeichnende Unterschied im Formungsgeschehen innerhalb der Varangerhalbinsel wirft noch ein weitergehendes Problem auf. Einerseits kann belegt werden, daß es unter dem postglazialen Klimaverlauf am nördlichen Küstensaum zu keiner formungswirksamen Klimaabweichung kam. Ein Befund, der der Meeresnähe zuzuschreiben und an ozeanisch beeinflussten Gebieten Mitteleuropas zu überprüfen wäre. Andererseits konnte es offensichtlich in der gleichen Zeit zu einer

relief- und geländeklimatisch abhängigen Formungs-differenzierung kommen, die an der Südküste zu aufgefüllten Eiskeilnetzen auf wahrscheinlich mittelholozänen Strandterrassen führte (vgl. SEMMEL 1969).

Wenn aber in dieser nördlichen Lage die Spät- und Postglazialformung von lokalen Bedingungen abhängt und die Verbreitung von Einzelformen eine Reliefabhängigkeit aufweist, so daß keine chronologische Übereinstimmung im morphodynamischen Geschehen zwischen der Nord- und Südküste hergestellt werden kann, dann ist um so größere Vorsicht bei der Interpretation periglazialer Formengesellschaften im großräumigen Vergleich geboten. Periglaziale Einzelformen weisen demzufolge nur einen geringen Signifikanzwert auf. Will man von Einzelformen auf das Bildungsmilieu schließen, so sind auf jeden Fall die z. T. noch heute wirksamen lokalen Standortgegebenheiten für die Morphodynamik mitzuberechnen.

Selbst auf den datierbaren Strandterrassen sind keine ausreichenden Informationen über Dauer und Charakter des Klimaverlaufs in bezug auf periglaziale Einzelformen zu gewinnen. Die Studie zeigt vielmehr, daß nur über eine große Zahl lokaler Einzeluntersuchungen ein umfassendes Bild über den Formungsablauf während des skandinavischen Spät- und Postglazials gewonnen werden kann.

Literatur

- AALTONEN, V. T.: Soil formation and soil types. Fennia 72, No. 7. Helsinki 1952.
- BÜDEL, J.: Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone, Würzburger Geogr. Arbeiten, Heft 25, 1969.
- CORNER, R.: The Tana valley terraces. UNGI Rapport 38. Uppsala 1975.
- GLÄSSER, E.: Norwegen. Wiss. Länderkunden, Bd. 14. Darmstadt 1978.
- HANSEN, S. W.: The Climate. In: Norway north of 65. London 1960.
- JAHN, A.: The Varanger Peninsula (Norway) and the problem of the fossilisation of periglacial phenomena in Europe. Geogr. Ann. LXI, 1979, 1-10.
- JAUHAINEN, E.: Über den Boden fossiler Dünen in Finnland, Fennia 100, No. 3. Helsinki 1970.
- : Rate of podsolization in a dune in northern Finland. Comm. Phys.-Math., Vol. 42. Helsinki 1972.
- KRASNOV, I., DUPHORN, K., VOGES, A. (eds.): International Quaternary map of Europe 3, Nordkapp. Bundesanstalt für Rohstoffe. Hannover 1971.
- LUNDQUIST, J.: Patterned ground and related frost phenomena in Sweden. Sveriges geol. Unders. Ser. C, Årsbok 55, No. 7. Stockholm 1962.

- MARTINUSSEN, M.: Yngre postglaciale nivåer på Varangerhalvøya. Norsk geol. Tidsskr. 25, 1945, 230-265.
- : C₁₄-datings referring to shorelines, transgressions and glacial substages in northern Norway. Norges Geol. Unders., Vol. 215, 1962, 37-67.
- MOSMANN, T.: Bodentypen und ihre Verbreitung im Bereich der Waldgrenze am NW-Rand der Finnmarksvidda, Norwegen, Norsk geogr. Tidsskr. 35, 1981, 209-226.
- OHLUND, B.: Frostaktivität, Verwitterung und Bodenbildung in den Feldgegenden von Enontekiö, Finnisch-Lappland. Fennia 89, No. 3. Helsinki 1964.
- PÉWÉ, T. L.: Ice wedges in Alaska. Geol. Soc. America Spec. Paper 76, 1964.
- : The Periglacial Environment: Past and Present. Montreal 1969.
- RAPP, A.: Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. Geogr. Ann. XLII, 1960, 65-200.
- RAPP, A., ANNERSTEN, L.: Permafrost and tundra polygons in Northern Sweden. In: PÉWÉ, T. L. (ed.): The Periglacial Environment: Past and Present. Montreal 1969, S. 65-91.
- RAPP, A., GUSTAFSSON, K., JOBS, P.: Iskilar i Padjelanta? With an English summary: Ice-wedge polygons in Padjelanta, Swedish Lapland. Ymer 3, 1962, 188-202.
- SCHUNKE, E.: Frostspaltenmakropolygone im westlichen Zentral-Island, ihre klimatischen und edaphischen Bedingungen. Eiszeit- alter und Gegenwart 25, 1974, 157-165.
- SEMMEL, A.: Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen in rezenten Periglazialgebieten, Würzburger Geogr. Arbeiten, Heft 26, 1969.
- SEPPÄLÄ, M.: Location, morphology and orientation of inland dunes in Northern Sweden, Geogr. Ann. LIV, 1972, 85-104.
- SINDOWSKI, K. H.: Sedimentpetrographische Methoden zur Untersuchung sandiger Sedimente. Geol. Rundschau 29, 1938.
- SOLLID, J. L., ANDERSON, S., HAMRE, N., KJELDEN, O., SALVIGSEN, O., STURØD, S., TVEITÅ, T., WILHELMSEN, A.: Deglaciation of Finnmark, North Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 27, 1973, 233-325.
- SVENSSON, H.: Ice-wedges in fossil tundra polygons on the Varanger Peninsula, Svensk Geogr. Årsb. 1962, 185-187.
- : Tundra polygons. Photographic interpretation and field studies in North-Norwegian polygon areas. Norges Geol. Unders., No. 223, 1963, 298-327.
- : Fuktighetsegenskaper i fossila Iskilpolygoner. Svensk geogr. Årsb. 42, 1966, 145-162.
- : Open fissures in a polygonal net on the Norwegian arctic coast. Biul. Peryglac. 19, 1969, 389-398.
- : Några drag i Varangerhalvöns geomorfologi i belysning av nye flyvotografier. Svensk geogr. Årsb. 47, 1971, 7-28.
- TAMM, O.: Northern coniferous forest soils. Scrivener - Oxford 1950.

Kartenwerke

- Norges geografiske oppmåling, Topografisk Kart 1:50 000, Serie M 711, Blad 2336 I, 1977, Berlevåg
Blad 2336 II, 1978, Kongsfjord