Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie



Karl-Dieter Meier

Permafrosthügel in Norwegisch und Schwedisch Lappland im Klimawandel

(Vegetation: Dietbert Thannheiser)



Universität Hamburg Institut für Geographie 2015

Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie

Heft 22

Karl-Dieter Meier

Permafrosthügel in Norwegisch und Schwedisch Lappland im Klimawandel

(Vegetation: Dietbert Thannheiser)



Universität Hamburg Institut für Geographie 2015

Permafrosthügel in Norwegisch und Schwedisch Lappland im Klimawandel

Herausgeber:

Dr. Karl-Dieter Meier

Max-Planck Straße 11, 30823 Garbsen, Germany bzw: Otsontie 1, 95980 Ylläsjärvi, Finland

Prof. Dr. Dietbert Thannheiser

Universität Hamburg, Institut für Geographie Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, Germany E-Mail: dietbert.thannheiser@uni-hamburg.de

Herausgeber der Reihe:

Prof. Dr. Udo Schickhoff

Universität Hamburg, Institut für Geographie Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, Germany Tel.: +49 (0)40 42838-4911 E-Mail: udo.schickhoff@uni-hamburg.de

Prof. Dr. Jürgen Böhner

Universität Hamburg, Institut für Geographie Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, Germany Tel.: +49 (0)40 42838-4960 E-Mail: juergen.boehner@uni-hamburg.de

Foto Seite 1:

Palsamoor im Tavvavuoma-Becken zwischen Kiruna und Kilpisjärvi

ISSN: 1866-170X

Vervielfältigungen, Übersetzungen sowie die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen nur nach Genehmigung durch die Herausgebeber

© 2015 Institut für Geographie der Universität Hamburg Bundesstraße 55 20146 Hamburg

Printed in Germany

Vorwort

Exkursionen nach Island, Lappland und Spitzbergen (1976-1978) vermittelten mir erste Einblicke in die aktuelle kaltklimatische periglaziäre Landschaftsformung in Nordeuropa. 1979 konnte ich meine Kenntnisse im Rahmen einer Staatsexamensarbeit zur Periglaziärmorphologie der Varanger-Halbinsel an der Nordostküste Finnmarks (Nordnorwegen) vertiefen. Dabei fanden die Permafrosterscheinungen, insbesondere die Palsahügel und fossilen Eiskeilnetze, mein besonderes Interesse. Wie sich zeigte, bot die Varanger-Halbinsel infolge ihrer relativ guten Zugänglichkeit sowie der Existenz moderner topographischer Karten und Luftbilder auch gute Voraussetzungen für detailliertere Studien im Zuge einer Dissertation mit ähnlich gelagerter Thematik. Zwecks besserer Einordnung der Halbinsel in den Periglaziärraum Nordeuropas wurden mit Beginn der Feldarbeiten 1981 auch andere Gebiete Lapplands bereist, vor allem in Finnmark und Nordschweden (Abisko-Björkliden, Råstojaure-Kilpisjärvi). Auf 7 Spitzbergen-Expeditionen konnten ferner auch jene Periglaziärerscheinungen in aktiver Bildung studiert werden, die auf dem nordeuropäischen Festland nur in fossiler oder inaktiver Form erhalten sind. Die Geländearbeiten in Ostfinnmark wurden in jährlichen, sommerlichen Feldkampagnen durchgeführt, ergänzt durch mehrere Kurzbesuche im Spätwinter und Frühjahr. Zu einem Forschungsschwerpunkt avanzierte rasch, stimuliert nicht zuletzt durch die Beobachtungen und Erfahrungen im Vergleichsgebiet Nordenskiöldland im zentralen Westspitzbergen, das Studium der Permafrosthügel-Morphodynamik. Die Auswertung des umfangreichen Klimadatenmaterials sowie andere Aufgaben im Lehrbereich verzögerten die Fertigstellung der Arbeit weit länger als geplant. Dadurch standen als Vorteil zwar lange Meßreihen zur Verfügung; das Daten- und Beobachtungsmaterial war aber inzwischen so umfangreich geworden, dass seine Auswertung und Publikation im Rahmen einer Dissertationsschrift nicht zu bewältigen war. Ein Teil der zwischenzeitlich gesammelten Forschungsergebnisse musste daher außerhalb der 1996 veröffentlichten Dissertation publiziert werden.

Nach der Promotion blieben die Permafrosterscheinungen in Nordfennoskandien weiterhin mein Forschungsschwerpunkt, doch fanden im Bewusstsein des immer offensichtlicher werdenden Klimawandels auch die unter unterschiedlichen Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen existierenden Gletscher in den Abisko-Bergen, an der nordnorwegischen Barentssee-Küste (Halbinseln Lyngen, Bergsfjord und Oksfjord) und in Spitzbergen (Nordenskiöldland) mein Interesse. Zugleich rückten bei den frostdynamisch gebildeten Permafrosthügeln die Steuer- und Grenzfaktoren der Hügelverbreitung und -entwicklung zunehmend in den Mittelpunkt der Studien, wobei das Kaltklima als wichtigste Voraussetzung der Hügelgenese eine zentrale Rolle spielte. Die Verwendbarkeit der Permafrosthügel als (Paläo-) Klimaindikatoren erfordert ferner auf Grund der unterschiedlichen Klimaansprüche eine zuverlässige Unterscheidung und Abgrenzung der verschiedenen Permafrosthügeltypen und -varianten, was exakte Kenntnisse vom Bauplan der Hügel voraussetzt. Aus diesem Grunde wurden alle aus Norwegisch und Schwedisch Lappland beschriebenen Permafrosthügeltypen und -varianten an ihren Typ-Lokalitäten aufgesucht, studiert und verglichen, wobei zahlreiche neue Vorkommen an der nordnorwegischen Finnmarksküste und im nordschwedischen Hochgebirge entdeckt wurden. Für den Fortgang der Untersuchungen erwies sich die Mitwirkung (2001-2003) am EU-Forschungsprojekt "Human Impact on Mountain Birch Forest Ecosystems" (HIBECO), in dem ich in Finnmark entlang von Transekten zwischen dem Alta-Staudamm und der norwegisch-finnischen Grenze bei Siccajavri sowie am nordschwedischen Torneträsk-See entlang eines Transekts Riksgränsen-Bergfors für die Böden und Dendrochronologie zuständig war, als sehr vorteilhaft, da ich auf diese Weise viele, mir zuvor unbekannte binnenländische Palsamoore kennenlernte. Am Rande der daran anschließenden Auftragsarbeiten (2003-2006) für das Norwegische Institut für Naturforschung (NINA) konnte ich zudem viele Palsamoore im Hinblick auf morphologische, möglicherweise klimainduzierte Veränderungen seit den frühen 1980 er Jahren überprüfen. Die Forschungen der letzten Jahre waren speziellen Fragestellungen der Permafrosthügel-Aggradation und -Degradation gewidmet, u. a. der Unterscheidung und terminologischen Abgrenzung von Palsas, Lithalsas, Frostblistern und Pingos in Nordfennoskandien und Spitzbergen sowie der am Hügelzerfall beteiligten Prozesse und dem Erhaltungspotenzial ("Fossilisierung") der resultierenden Formen und Sedimentstrukturen. Eine genaue Kenntnis und Einschätzung dieser Vorgänge hat weitreichende Folgen für die Verwendbarkeit der verschiedenen Hügeltypen und -varianten bei Paläoklima-Rekonstruktionen außerhalb des aktuellen Periglaziärraumes, z. B. im Paläoperiglaziär Mittel- und Westeuropas.

Bei der Planung und Durchführung der Permafrosthügel-Studien fand ich vielseitige Unterstützung, sowohl von Wissenschaftlern als auch von Privatpersonen, von denen hier nur einige wenige genannt werden können. Für anregende und fruchtbare Diskussionen bin ich besonders den Herren Prof. Dr. J.L.SOLLID, Prof. Dr. L.SÖRBEL, Dr. J.TOLGENSBAKK (Oslo), Prof. Dr. A.RAPP, Prof. Dr. R.ÅHMAN (Lund), Dr. B.MALMSTRÖM und Dr. O.PALMÉR (ehemals Lund), Prof. Dr. P.KUHRY (Stockholm) und Prof. Dr. M.SEPPÄLÄ (Helsinki) sowie den Damen Prof. Dr. E.KOLSTRUP (Uppsala), Dr. F.-S.ZUIDHOFF (ehemals Uppsala) und Dr. P.OKSANEN (ehemals Rovaniemi) zu großem Dank verpflichtet. Bei den Feldkampagnen 2003-2006 und 2010-2013 begleitete mich Prof. Dr. D. THANN-HEISER (Hamburg), der freundlicherweise auch die Vegetationsaufnahmen (Stetigkeitstabellen) in der vorliegenden Arbeit erstellte und das Layout digitalisierte. Meinem Doktorvater Prof. Dr. D.KELLETAT (Hannover, Essen) danke ich für seine Hilfsbereitschaft, Förderung und Geduld bis zur Fertigstellung der Dissertationsschrift. Mein ehemaliger Studienkollege Prof. Dr. H.-H.MEYER (Erfurt) stand mir in den ersten Forschungsjahren bei den Felduntersuchungen hilfreich zur Seite und unterstützte mich bei den umfangreichen Laborarbeiten sowie der Lösung zahlreicher Computer-Probleme.

In Lappland stellten sich Piloten vom Sportfliegerklub Vadsö sowie von Polarlento OY in Kilpisjärvi mehrmals für Transport- und Luftbildflüge abseits der militärischen Sperrgebiete zur Verfügung. Fam. O.AMBLE ermöglichte mir die Befahrung der Varanger-Küsten mit dem Boot und gewährte mir viele Jahre großzügigst Gastfreundschaft. Der Fam. G.ISENSEE (Ivalo) bin ich für ihr stets offenes Haus und vielseitige logistische Hilfestellung zu großem Dank verpflichtet. Bei ihr lernte ich auch meine Lebenspartnerin PIRJO kennen, als die Straßenverbindung zur Varanger-Halbinsel im kalten Frühjahr 1981 wegen starker Schneeverwehungen bis spät in den Mai unpassierbar war.

Höchster Dank gilt jedoch meinen Eltern. Ohne ihr stetes Verständnis und ihre sehr großzügig gewährte finanzielle Unterstützung hätten die Geländearbeiten in Lappland (und Spitzbergen) in den ersten Jahren niemals durchgeführt werden können. Zu guter Letzt sorgte für die notwendige Wärme bei dem kalten Thema meine Familie PIRJO und TIINA.

Ylläsjärvi, im März 2015

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	i
Inhaltsverzeichnis	iii
Zusammenfassung	
Summary	4
1. Einführung	7
2. Problemstellung	9
3. Arbeitsgebiete	12
3.1. Norwegische Finnmark (Finnmarksküste und Finnmarksvidda)	
3.1.1. Karlebotn – Varangerbotn	
3.1.2. Bugöyfjord – Neiden	
3.1.3. Skallelv – Komagelv	
3.1.4. Lakselv – Kistrand	
3.1.5. Börselv	
3.1.6. Sennaland	59
3.1.7. Gargia – Grönåsen	
3.1.8. Corgosjokka	66
3.1.9. Bidjovagge – Stuorajavri	
3.1.10. Vuoddasjäkka – Cuovdatmåkki	
3.2. Schwedisches Hochgebirge (Skanden und östliches Vorland)	
3.2.1. Abisko – Björkliden	
3.2.2. Staloluokta (Padjelanta)	
3.2.3. Råstojaure – Kilpisjärvi	
3.2.4. Tavvavuoma-Pulsujärvi	
4. Permafrosthügel-Morphodynamik	132
4.1. Palsas (Segregationseishügel)	
4.1.1. Verbreitung	
4.1.2. Bauplan	
4.1.3. Aggradation und Degradation	
4.1.4. Entwicklungsverlauf	
4.2. Pingoähnliche Hügel (Injektionseishügel)	
4.2.1. Verbreitung	
4.2.2. Bauplan	
4.2.3. Aggradation und Degradation	
4.2.4. Entwicklungsverlauf	
4.3. Mehrjährige Frostblister (Injektionseishügel)	
4.3.1. Verbreitung	
4.3.2. Bauplan	
4.3.3. Aggradation und Degradation	

4.3.4. Entwicklungsverlauf	
5. Kontrollfaktoren der Permafrosthügel-Verbreitung	156
5.1. Klima	
5.2. Substrat	
5.3. Relief und Gewässer	
5.4. Vegetation	
6. Altersstellung der Permafrosthügel	
7. Permafrosthügel-Klassifikation und -Terminologie	204
8. Permafrosthügel als Klimaindikatoren	211
9. Schlussfolgerungen und Ausblick	232
10. Literaturverzeichnis	243
11. Kartenverzeichnis	252
11.1. Quartärgeologische Karten	
11.2. Topographische Karten	
12. Luftbild- und Satellitenbild-Verzeichnis	254
12.1. Luftbilder von Finnmark (NORSK LUFTFOTO OG FJERNMÅLING)	
12.2. Luftbilder von Norrbotten	
12.3. Satellitenbilder von Finnmark und Norrbotten	
Anhang (CD)	
1. Klimakurven	

2. Klimatabellen & Vegetationstabellen (Stetigkeitstabellen)

Verzeichnis der Abbildungen im Text

Abb. 1	Lage der Arbeitsgebiete und untersuchten Palsamoore in Finnmark
Abb. 2	Orohydrographische Übersichtskarte von Finnmark
Abb. 3	Geologische Übersichtskarte (Festgesteine) von Finnmark
Abb. 4	Vegetationsgeographische Übersichtskarte von Finnmark
Abb. 5	Die Verbreitung von Palsamooren in Finnmark
Abb. 6	Querprofile durch verschiedene embryonale Palsas
Abb. 7	Querprofil durch einen Palsa mit Mineralbodenkern bei Varangerbotn (Vuodnabatjaeggi)
Abb. 8	Querprofil durch einen Palsa mit Mineralbodenkern bei Karlebotn (Gaicajaeggi)
Abb. 9	Grabungsprofil im Kronenbereich eines Palsas mit dünner Torfhülle bei Karlebotn (Måkkejavri)
Abb. 10	Geomorphologische Übersichtskarte des Raumes Karlebotn, innerer Varangerfjord
Abb. 11	Querprofile durch einen minerogenen Ringwall bei Karlebotn, innerer Varangerfjord
Abb. 12	Querprofile durch einen Ringwall bei Karlebotn, innerer Varangerfjord
Abb. 13	Auftauschichtmächtigkeiten von Palsas in Palsamooren der Varanger-Halbinsel 1
Abb. 14	Auftauschichtmächtigkeiten von Palsas in Palsamooren der Varanger-Halbinsel 2
Abb. 15	Auftauschichtmächtigkeiten eines Palsas am inneren Varangerfjord (Varangerbotn 1982)
Abb. 16	Maximale jährliche Auftautiefen von Palsas in der Fjordregion Finnmarks 1981-2011 I

Abb. 17	Querprofil durch einen Palsa mit sehr eisreichem Mineralbodenkern und dünner Torfhülle bei Bugöyfjord
Abb. 18	Auftauschichtmächtigkeiten von Palsas in verschiedenen Palsamooren Finnmarks
Abb. 19	Maximale jährliche Auftautiefen von Palsas in der Fjordregion Finnmarks 1981-2011 II
Abb. 20	Querprofil durch einen Palsa mit Mineralbodenkern und spaltenreicher Torfhülle bei Lakselv
Abb. 21	Geomorphologische Übersichtskarte des oberen Corgosjokkatales (Guiverassalaekki)
Abb. 22	Maximale jährliche Auftautiefen von Palsas im Binnenland Finnmarks 1981-2011
Abb. 23	Lage der Arbeitsgebiete, untersuchten Palsamoore, Frostblister-Vorkommen und Wetterstationen in Norrbotten
Abb. 24	Lage des Arbeitsgebietes Abisko-Björkliden im nordschwedischen Hochgebirge (inklusive Perma- frost-Höhenstufen und Vegetationsbedeckung)
Abb. 25	Längsprofil durch das Rakkasjåkka-Tal mit Lage der Permafrosthügel-Lokalitäten Rakkaslako I-III
Abb. 26	Längsprofil durch das untere Rakkasjåkka-Tal und das südwestliche Seitental mit Lage der Permafrosthügel-Lokalitäten
Abb. 27	Querprofile durch kleine Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Haupttal (Rakkaslako II) und im süd- westlichen Seitental
Abb. 28	Querprofil durch einen großen Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Tal (Rakkaslako II)
Abb. 29	Querprofile durch zwei große Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Tal (Rakkaslako III)
Abb. 30	Querprofil durch einen kleinen Permafrosthügel im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales
Abb. 31	Querprofil durch einen Permafrosthügel mit Torfbedeckung im Kätkijärvet-Gebiet
Abb. 32	Hypothetisches Querprofil durch einen Permafrosthügel ohne Torfbedeckung im Kätkijärvet- Gebiet
Abb. 33	Profil durch ein Palsamoor am inneren Varangerfjord, Ostfinnmark, Nordnorwegen
Abb. 34	Der Entwicklungsverlauf eines Palsas mit Mineralbodenkern am inneren Varangerfjord
Abb. 35	Entwicklungsstadien der Ringwallseen im Rakkasjåkka-Haupttal und einem Seitental
Abb. 36	Entwicklungsstadien der kleinen, torfbedeckten, palsaähnlichen Permafrosthügel im Rakkasjåkka- Tal
Abb. 37	Verlauf der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsummen in der Fjordregion Finnmarks
	1961-2009
Abb. 38	Verlauf der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsummen im Binnenland Finnmarks
	1961-2009
Abb. 39	Verlauf der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsummen im Hochgebirge Norrbottens 1961-2010
Abb. 40	Verlauf der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsummen im Hochgebirgsvorland Norrbottens 1961- 2010
Abb. 41	Vegetationsgeographische Übersichtskarte des Raumes Joatkajavri-Suolovuopmi-Masi-Siccajavri, Finnmark, Norwegisch Lappland
Abb. 42	Schematische Darstellung der Vegetation auf einem torfbedeckten Palsa und einem torffreien Palsa (Lithalsa)

Abb. 43 Permafrosthügeltypen am inneren Varangerfjord

Verzeichnis der Abbildungen im Anhang (CD)

Abb. 44	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung in Alta 1871-2009
Abb. 45	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung in Kistrand 1876-1986

Abb. 46	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung am äußeren Varangerfjord (Nordvaranger) 1900-1971 (Vadsö, Ekkeröy)
Abb. 47	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung am äußeren Varangerfjord (Südvaranger) 1871-2009 (Kirkenes, Sörvaranger)
Abb. 48	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung in Vardö 1867-2009
Abb. 49	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung in Kautokeino 1889-2009
Abb. 50	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung in Siccajavri 1913-2009
Abb. 51	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung in Karasjok 1876-2009
Abb. 52	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Alta 1895-2009
Abb. 53	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Kistrand 1921-2009
Abb. 54	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Lakselv / Banak 1896-2009
Abb. 55	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Börselv 1896-2009
Abb. 56	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Rustefjelbma / Tana 1896-2009
Abb. 57	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Polmak 1896-2009
Abb. 58	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung am äußeren Varangerfjord (Nordvaranger) 1925-2009
Abb. 59	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung am äußeren Varangerfjord / Kirkenes (Südvaranger) 1895-2003
Abb. 60	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Björnsund (Südvaranger) 1896- 2003
Abb. 61	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Vardö 1894-2009
Abb. 62	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Solovomi 1907-2009
Abb. 63	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Kautokeino
	1895-2009
Abb. 64	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Siccajavre 1912-2009
Abb. 65	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Karasjok 1876-2009
Abb. 66	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung in Riksgränsen / Katterjåkk 1905- 2009
Abb. 67	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung in Abisko 1913-2010
Abb. 68	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung in Kvikkjokk 1889-2010
Abb. 69	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung in Kiruna 1901-2010
Abb. 70	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung in Karesuando 1879-2009
Abb. 71	Verlauf der jährlichen und saisonalen Temperaturentwicklung in Naimakka 1944-2010
Abb. 72 a	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Riksgränsen / Katterjåkk 1905- 2009 1
Abb. 72 b	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Riksgränsen / Katterjåkk 1905-2009 2
Abb. 73	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Kvikkjokk 1889-2010
Abb. 74	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Abisko 1913-2010
Abb. 75	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Kiruna 1901-2010
Abb. 76	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Karesuando
	1879-2009
Abb. 77	Verlauf der jährlichen und saisonalen Niederschlagsentwicklung in Övre Soppero 1938-2010

Verzeichnis der Fotos

Foto 1	Heller, schildförmiger, embryonaler Palsa mit teilweise entfernter Auftauschicht bei Karlebotn am inneren Varangerfjord
Foto 2	Schnitt durch einen 2,2 m hohen Kuppelpalsa mit Mineralbodenkern bei Varangerbotn am inne- ren Varangerfjord
Foto 3	5 m tiefes Grabungsprofil in einem Kuppelpalsa mit mächtigem Mineralbodenkern bei Karlebotn
Foto 4	2,8 m tiefes Grabungsprofil in einem 6,5 m hohen Komplexpalsa mit dünner Torfhülle und mäch- tigem, eisreichem Mineralbodenkern bei Karlebotn
Foto 5	1 m hoher, schildförmiger, minerogener Permafrosthügel (Lithalsa) bei Karlebotn
Foto 6	2,8 m tiefes Grabungsprofil im höchsten Bereich des minerogenen Permafrosthügels (Lithalsas) bei Karlebotn
Foto 7	3 m tiefes Grabungsprofil im Zentrum eines 2 m hohen Kuppelpalsas mit Mineralbodenkern und sehr dünner Torfhülle bei Karlebotn
Foto 8	Querprofil durch den südwestlichen Abschnitt eines minerogenen Ringwalles (Lithalsa-Relikt) bei Karlebotn
Foto 9	Querprofil durch den nördlichen Abschnitt des minerogenen Ringwalles bei Karlebotn
Foto 10	Übersicht über das Palsamoor Sopnesmyra bei Bugöyfjord in Südvaranger
Foto 11	2,5 m hoher Kuppelpalsa mit dünner Torfhülle und mächtigem Mineralbodenkern im Sopnesmyra, Auftauschicht teilweise entfernt
Foto 12	Grabungsprofil im Zentrum des Kuppelpalsas, eisreicher Permafrostkern bis zum Moorwasser- spiegel aufgeschlossen
Foto 13	Kollabierende, 2-5 m hohe Kuppel- und Komplexpalsas im Böttemyra südlich von Neiden
Foto 14	215 cm hoher, von Blockerosion erfasster Kuppelpalsa mit breiter Laggzone im Palsamoor Ferdesmyra in Südvaranger
Foto 15	Niedriger, schildförmiger Palsa am Rande eines flachwelligen Plateaupalsas in der Tundrenzone am Komagelv, östliche Varanger-Halbinsel
Foto 16	3,5 m tiefes Grabungsprofil in einem Kuppelpalsa mit eisreichem Mineralbodenkern bei Lakselv am inneren Porsangerfjord
Foto 17	Nahaufnahme des eisreichen minerogenen Palsakernes bei Lakselv in 240-350 cm Tiefe
Foto 18	Durch deflatorischen Torfabtrag abgeflachte Palsakronen mit Vegetationsresten bei Börselv am inneren Porsangerfjord
Foto 19	Ringwallsee in einem vermoorten Becken im Grenzsaum Wald- / Tundrenstufe auf dem Senn- aland-Plateau nordöstlich von Alta
Foto 20	Querprofil durch den Torf-Ringwall auf dem Sennaland-Plateau, Auftauschicht über dem Frost- bodenkern entfernt
Foto 21	Junge, kuppelförmige Frostblister mit heller, absterbender hygrophiler Moorvegetation auf dem Sennaland-Plateau
Foto 22	Grabung in einem 1 m hohen Frostblister auf dem Sennaland-Plateau mit freigelegtem Massiveis- kern unter der aufgetauten Torfhülle
Foto 23	Rand eines spaltenfreien Plateaupalsas mit teilweise entfernter Auftauschicht in der Tundrenstufe bei Gargia am Alta-Fluß
Foto 24	Satellitenbild des oberen, beckenförmigen Corgosjokkatales zwischen dem inneren Porsangerfjord und den Gaissa-Bergen bei Levajok mit zahlreichen rinwallumgebenen Thermokarstteichen (Lithalsa-Relikten)

Foto 25	Ringwallseen am Grunde des oberen Corgosjokkatales im Grenzsaum Tundren- / Frostschuttstu- fe
Foto 26	Minerogener Ringwall (Lithalsa-Relikt) mit klaffender Tangentialspalte im oberen Corgosjokkatal
Foto 27	Von einem flachen, breiten, minerogenen Ringwall umgebener Thermokarstsee (Lithalsa-Relikt) im oberen Corgosjokkatal
Foto 28	Nahaufnahme des kollabierenden minerogenen Ringwalles mit Tangentialspalten und Blockerosi- on am Innenhang
Foto 29	2,0 m tiefes Grabungsprofil am Rande eines 3,8 m hohen Komplexpalsas mit basal abschmelzen- dem Torf-Permafrostkern bei Bidjovagge, westliche Finnmarksvidda
Foto 30	Blockerosionshang am Rande eines ca. 2 m hohen flachwelligen Plateaupalsas bei Bidjovagge
Foto 31	Blockerosionshang mit vorgelagertem Thermokarstteich am Rande eines kollabierenden, ehemals 11,5 m hohen Kuppelpalsas bei Suossjavri auf der zentralen Finnmarksvidda
Foto 32	2,2 m tiefes Grabungsprofil in einem Komplexpalsa bei Cuovdatmåkki, zentrale Finnmarksvidda, Auftauschicht über dem gefrorenen Torfpalsakern teilweise entfernt
Foto 33	80-100 cm hohe, vegetations- und torfbedeckte Frostblister auf der Rakkaslako II-Verebnung bei Björkliden im nordschwedischen Hochgebirge
Foto 34	Querschnitt durch einen torfbedeckten Frostblister auf der Rakkaslako II-Verebnung, Auftau- schicht über dem von einer Blankeisschicht durchzogenen Frostbodenkern teilweise entfernt
Foto 35	2,2 m hoher, kollabierender, minerogener Permafrosthügel mit angrenzender wassergefüllter Thermokarstmulde auf der Rakkaslako II-Verebnung
Foto 36	135 cm tiefes Grabungsprofil an der Südflanke des minerogenen Permafrosthügels, eisreicher Permafrostkern unter den gelisolifluidalen Sedimenten der Auftauschicht stellenweise freigelegt
Foto 37	18 x 25 m großer, 1,8 m tiefer Ringwallsee am Rakkasjåkka-Bachlauf auf der Rakkaslako II- Verebnung bei Björkliden
Foto 38	0,5 m hoher, kollabierender Frostblister am Rande des Ringwallsees auf der Rakkaslako II- Verebnung
Foto 39	Übersicht über die Rakkaslako III-Verebnung bei Björkliden mit den beiden größten, pingoähnlichen Permafrosthügeln im Bildvordergrund und dem Rakkasjåkka-Bachlauf im Hinter- grund
Foto 40	1,2 m tiefes Grabungsprofil an der Südflanke des 3,3-3,4 m hohen, kleineren Permafrosthügels auf der Rakkaslako III-Verebnung
Foto 41	Blick auf den größeren, 7,3 m hohen Permafrosthügel auf der Rakkaslako III-Verebnung
Foto 42	105-110 cm tiefe Grabung im Kronenbereich des größeren Permafrosthügels, Oberfläche des Blankeiskernes unter den tonig-schluffigen Sedimenten der Auftauschicht freigelegt
Foto 43	Grabung in einem kleinen Frostblister in einer beckenförmigen, versumpften Mulde im südwestli- chen Seitental des Rakkasjåkka-Tales, Permafrosttafel in 40-50 cm Tiefe freigelegt
Foto 44	Querprofil durch einen in ton- und schluffreichen Sedimenten in einer überfluteten Senke im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales angelegten Frostblister
Foto 45	Querprofil durch einen kollabierenden, spaltenreichen Frostblister am Rande einer wassergefüllten Thermokarstsenke im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales
Foto 46	Rand eines 80 cm hohen, flachwelligen, spaltenarmen, von einer Laggzone umgebenen Plateaupalsas in der Tundrenstufe bei Staloluokta im Padjelanta Nationalpark
Foto 47	Thermokarst-Terrain mit Thermokarstteichen im Waldgrenzbereich am Unterlauf des Puolejokk- Baches bei Staloluokta
Foto 48	2-3 m hohe torfbedeckte Palsas und Ringwallseen an einem kleinen Bachlauf in der Tundrenstufe am Nordende der Kätkijärvet-Seen im nördlichsten Schweden (Luftbild)
Foto 49	Grabung am Rande eines 3 m hohen Palsas mit ca. 50 cm dicker, frostfreier Torfhülle und minerogenem, eisreichem Permafrostkern am Nordende der Kätkijärvet-Seen

Foto 50	Ringwallsee (Durchmesser ca. 20 m) nahe des Bachlaufes am Nordende des östlichsten der Kätkijärvet-Seen (Luftbild)
Foto 51	Permafrosthügel mit und ohne Torfbedeckung und Ringwallseen nahe der Mündung eines kleinen Bachlaufes in den südlichsten der Kätkijärvet-Seen (Luftbild)
Foto 52	Lage der höchsten Permafrosthügel in einer vermoorten Senke mit frostdynamisch entstandenen Strukturböden am Westufer des südlichsten der Kätkijärvet-Seen
Foto 53	Ca. 7 m hoher, von block- und steinreicher Grundmoräne bedeckter, weitgehend torffreier Permafrosthügel (Lithalsa) am Westufer des südlichsten Sees
Foto 54	2,4 m tiefes Grabungsprofil (Auftautiefe 1,8 m) am Südrand eines 4 m hohen Komplexpalsas am Nordufer des Davvajavri-Sees im Tavvavuoma-Becken
Foto 55	Ausmündung einer wasserüberstauten Thermokarstmulde am Rande eines flachwelligen, 1,8 m hohen Plateaupalsas am Nordufer des Davvajavri-Sees
Foto 56	Kryoturbat deformierte Sedimentlagen im oberen Abschnitt einer 2,5 m tiefen Grabung im fla- chen Kronenbereich eines minerogenen Kuppelpalsas (Lithalsas) am Westufer des Jeutojäkka- Baches in Tavvavuoma
Foto 57	Vegetationsbedeckter Erosionshang eines Mineralbodenpalsas (Lithalsas) mit lokal zutage treten- den schluffreichen Sanden und vorgelagerter Laggzone am Westufer des Jeutojåkka-Bachlaufes
Foto 58	Durch den Zerfall eines 2,5 m hohen Kuppelpalsas infolge Bodeneisauflösung im Zeitraum 1989- 2013 entstandener Thermokarstsee vor dem Hintergrund eines noch erhaltenen Palsas am West- ufer des Jeutojåkka-Baches
Foto 59	Ca. 15 Jahre alter, spaltenfreier Palsa mit Resten der abgestorbenen hygrophilen Moorvegetation und xerophilen grauen Flechten in einer wasserüberstauten Thermokarstmulde am Rande eines äl- teren plateauförmigen Palsas bei Karlebotn am inneren Varangerfjord
Foto 60	1 Jahr alter, embryonaler, 20 cm hoher, schildförmiger, spaltenfreier Palsa mit heller, absterbender hygrophiler Moorvegetation auf einer gehobenen marinen Terrasse bei Karlebotn
Foto 61	3 Jahre alter, embryonaler, 45 cm hoher, kuppelförmiger Palsa bei Aidejavri auf der südlichen Finnmarksvidda, Auftauschicht teilweise entfernt
Foto 62	8 Jahre alter, 55 cm hoher Palsa auf einer gehobenen Meeresterrasse bei Karlebotn am inneren Varangerfjord, Auftauschicht teilweise entfernt
Foto 63	12 Jahre alter spaltenfreier Palsa mit Resten der abgestorbenen hygrophilen Moorvegetation bei Karlebotn, aufgetaute Torfdecke über dem gefrorenen Mineralbodenkern teilweise entfernt
Foto 64	Ca. 20 Jahre alter schildförmiger, spaltenfreier Palsa mit Resten der abgestorbenen hygrophilen Moorvegetation sowie grauen Flechten an der Oberfläche und Zwergsträuchern an den Rändern bei Karlebotn, Auftauschicht teilweise entfernt
Foto 65	3 m hoher, kuppelförmiger, spaltenarmer, dicht mit Zwergsträuchern und Gräsern bewachsener intakter, stabiler Palsa bei Karlebotn
Foto 66	3 m hoher, reifer Kuppelpalsa mit Blockerosionshang und vorgelagertem Palsalagg im Palsamoor Gaicajaeggi nördlich von Karlebotn
Foto 67	Blockerosionshang mit gravitativ in den vorgelagerten Palsalagg gleitenden vegetationsbedeckten Torfblöcken und zutage tretenden tonig-schluffigen Feinsedimenten an der Südflanke eines 3,2 m hohen Kuppelpalsas bei Karlebotn
Foto 68	Kollabierender, durch Spaltenbildung in Torfblöcke zergliederter, allseits von einer breiten Laggzone umgebener Palsa im Palsamoor Sopnesmyra bei Bugöyfjord in Südvaranger
Foto 69	Weit fortgeschrittenes, vegetations- und permafrostfreies Palsa-Zerfallsstadium in einer wasserge- füllten Thermokarstmulde im Palsamoor Måkkejavri südlich von Karlebotn
Foto 70	Von flachen Torfwällen umgebene Teiche (Palsaseen) am Platze inzwischen kollabierter Palsas markieren auf dem Sennaland-Plateau das Endstadium des Palsa-Entwicklungskreislaufes
Foto 71	3,3-3,4 m hoher, minerogener, kollabierender Permafrosthügel mit wassergefüllter Thermokarst- rinne und einsetzender Ringwallbildung auf der Rakkaslako III-Verebnung bei Björkliden

Foto 72	Ca. 1 m hoher, 4-8 m breiter, minerogener Ringwall mit oberflächlicher Stein- und Blockanreiche- rung am Rakkasjåkka-Bachlauf auf der Rakkaslako III-Verebnung bei Björkliden
Foto 73	80-100 cm hohe, kuppelförmige, spaltenfreie, mehrjährige Frostblister auf der Rakkaslako II- Verebnung bei Björkliden
Foto 74	Frostblister und aus dem Hügelzerfall resultierende Thermokarsttümpel auf der Rakkaslako II- Verebnung bei Björkliden
Foto 75	1,2-1,5 m hoher minerogener Ringwall mit eingeschlossenem Thermokarstsee (Ringwallsee) als Endstadium des Lithalsa-Zerfalls am Westufer des Jeutojåkka-Baches in Tavvavuoma
Foto 76	Thermokarstsee (Durchmesser ca. 60 m) mit 7-8 m hohem Ringwall (Ringwallsee) als weit fortge- schrittenes Zerfallsstadium eines "Offenen System"-Pingos im unteren Vasstal in Nordenskiöldland, Spitzbergen
Foto 77	Junger, embryonaler, schildförmiger Palsa mit heller, abgestorbener, hygrophiler Moorvegetation im Palsamoor Stordalen bei Abisko, in dem mit Blick auf den Klimawandel unterschiedliche permafrostbezogene Messungen durchgeführt werden

Verzeichnis der Tabellen im Text

Tab. 1	Lage der untersuchten Palsamoore in Finnmark
Tab. 2	Palsaformvarianten im Arbeitsgebiet Karlebotn-Varangerbotn (1979)

Verzeichnis der Tabellen im Anhang (CD)

Tab. 3	Übersichtstabelle der verwendeten Wetterstationen in Finnmark
Tab. 4	Mittlere Monats- und Jahresmitteltemperaturen (°C) im nordnorwegischen Arbeitsgebiet (Finn- mark)
Tab. 5	Amplitude der jährlichen Kältesumme, Wärmesumme und Wärmebilanzsumme im nordnorwegi- schen Arbeitsgebiet (Finnmark)
Tab. 6	Ausgewählte Frost-Temperaturdaten (Jahreswerte) aus dem nordnorwegischen Arbeitsgebiet (Finnmark)
Tab. 7	Mittlere Monats- und Jahressummen des Niederschlags (mm) im nordnorwegischen Arbeitsgebiet (Finnmark)
Tab. 8	Übersichtstabelle der verwendeten Wetterstationen in Norrbotten
Tab. 9	Mittlere Monats- und Jahresmitteltemperaturen (°C) im nordschwedischen Arbeitsgebiet (Norrbotten)
Tab. 10	Amplitude der jährlichen Kältesumme, Wärmesumme und Wärmebilanzsumme im nordschwedi- schen Arbeitsgebiet (Norrbotten)
Tab. 11	Mittlere Monats- und Jahressummen des Niederschlags im nordschwedischen Arbeitsgebiet (Norrbotten)
Tab. 12	Interpolierte Monats- und Jahresmitteltemperaturen (°C) im Verbreitungsgebiet minerogener Permafrosthügel-Varianten
Tab. 13	Palsa-Vegetation im Raum Kistrand-Lakselv am inneren Porsangerfjord (Mårsajaeggi, Ridajaenkae, Balåjaenkae)
Tab. 14	Palsa-Vegetation im Raum Karlebotn-Neiden in Südvaranger (Gaicajaeggi, Vesterelvmyran, Måkkejavri, Loakkejaeggi, Sopnesmyra, Böttemyra)
Tab. 15	Palsa-Vegetation in der Tundrenzone am Komagelv-Unterlauf, östliche Varanger-Halbinsel
Tab. 16	Palsamoor-Vegetation bei Cuovdatmåkki auf der zentralen Finnmarksvidda (hygrophile Vegetation zwischen den Palsas)
Tab. 17	Palsamoor-Vegetation bei Cuovdatmåkki auf der zentralen Finnmarksvidda (Vegetation im Palsa- Fußbereich)

Tab. 18	Palsamoor-Vegetation bei Cuovdatmåkki auf der zentralen Finnmarksvidda (xerophile Vegetation im Palsa-Kronenbereich)
Tab. 19	Palsa-Vegetation im Tavvavuoma-Becken im nördlichsten Schweden
Tab. 20	Palsa-Vegetation (Thermokarst-Mulden) im Tavvavuoma-Becken im nördlichsten Schweden
Tab. 21	Palsa- und Lithalsa-Vegetation in der Tundrenstufe im Kätkijärvet-Gebiet, Råsto-Plateau, nörd- lichstes Schweden
Tab. 22	Palsa-Vegetation (Ringwallsee) in der Tundrenstufe im Kätkijärvet-Gebiet, Råsto-Plateau, nörd- lichstes Schweden
Tab. 23	Permafrosthügel-Vegetation auf der Rakkaslako II-Verebnung bei Björkliden im nordschwedi- schen Hochgebirge
Tab. 24	Permafrosthügel-Vegetation (größerer pingoähnlicher Hügel, Hangfuß- und Muldenlage) auf der Rakkaslako III-Verebnung bei Björkliden im nordschwedischen Hochgebirge
Tab. 25	Permafrosthügel-Vegetation (größerer pingoähnlicher Hügel, obere Hangabschnitte) auf der Rakkaslako III-Verebnung bei Björkliden im nordschwedischen Hochgebirge
Tab. 26	Permafrosthügel-Vegetation (kleinerer pingoähnlicher Hügel, Kronenbereich) auf der Rakkaslako III-Verebnung bei Björkliden im nordschwedischen Hochgebirge

Zusammenfassung

Die Studie beschreibt auf der Grundlage von eigenen Feldarbeiten (1979-2013) sowie der Auswertung von älteren Luftbildern und Berichten die Morphodynamik von frostdynamisch entstandenen Permafrosthügeln in Norwegisch und Schwedisch Lappland, wobei der relativ gut erforschte Zeitabschnitt 1960-2010 im Mittelpunkt steht. Es werden 10 Arbeitsgebiete in der norwegischen Finnmark (Fjordküste, Finnmarksvidda) und 4 Arbeitsgebiete im nordschwedischen Hochgebirge (Skanden, östliches Vorland) exemplarisch vorgestellt, in denen Permafrosthügel unter unterschiedlichen Formungsbedingungen existieren. Es lassen sich 3 morphogenetische Permafrosthügeltypen ausweisen, die anhand ihres sedimentären Bauplans weiter untergliedert werden können. Die aus Kryosuktion und Eissegregation im organogenen und / oder minerogenen Substrat resultierenden, bis zu 12 m hohen, runden oder langgestreckten, kuppel- bis plateauförmigen Palsas treten in den (Substrat-) Varianten reine Torfpalsas, Torfpalsas mit Mineralbodenkern sowie reine Mineralbodenpalsas (Lithalsas) auf. Sie sind im kontinentaleren Binnenland Finnmarks und Norrbottens (<800 m ü. M.) weit verbreitet. Dagegen konzentriert sich die Verbreitung der bis zu 8 m hohen, durch eine Eisinjektion in das Substrat gebildeten pingoähnlichen Hügel sowie der bis zu 1,5 m hohen mehrjährigen Frostblister auf die mittleren und höheren Lagen der Skanden, in denen Permafrostboden lokal auch abseits der Hügel anzutreffen ist. Alle Permafrosthügeltypen und -varianten zeigen seit Beginn der 1990 er Jahre Merkmale eines beschleunigten Zerfalls, der bei den Hügeln mit dünner oder fehlender Torfdecke und eisreichem Permafrostkern am deutlichsten in Erscheinung tritt. In 35 über das gesamte Palsaverbreitungsgebiet in Finnmark verteilten Palsamooren haben die maximalen saisonalen Auftautiefen im Zeitraum 1981-2011 deutlich zugenommen, wobei sich die Mächtigkeit der Permafrostkörper durch Tauvorgänge an der Basis bei vielen Palsas verringert hat. Neue Permafrosthügel, vornehmlich Palsas und Frostblister, wurden nur in einzelnen kalten Jahren an mesoklimatisch, geomorphologisch und edaphisch-hydrologisch begünstigten Plätzen angelegt. Obwohl der Hügelzerfall bei den Palsas (und vermutlich auch bei den pingoähnlichen Hügeln) einen natürlichen Bestandteil eines zyklischen Entwicklungsganges darstellt, erkenntlich u. a. am engen räumlichen Nebeneinander von alten und embryonalen Hügelformen in den 1980 er Jahren, dürfte der beschleunigte Hügelzerfall im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte klimainduziert sein. Darauf deutet u. a. die in mehr als 100 Palsamooren beobachtete auffällige Dominanz der Palsa-Degradation gegenüber der Palsa-Aggradation. Der Hügelzerfall vollzog sich am Rande des Palsaverbreitungsgebietes im thermisch und hygrisch stärker maritim getönten Klima der Fjordküste Ostfinnmarks besonders rasch. Die Palsas auf den vorgeschobenen schneereichen Halbinseln sind im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte bis auf wenige Ausnahmen kollabiert. Erhalten blieben vornehmlich niedrige, flachwellige Plateaupalsas an den inneren Fjordbuchten, die in ihrem Inneren vom Ökosystem geschützte Permafrostkörper enthalten (z. B. bei Lakselv, Börselv, Varangerbotn, Karlebotn).

Ein Blick auf die Klimaentwicklung während der letzten 5 Jahrzehnte liefert eine schlüssige Erklärung für den beschleunigten Palsazerfall. Im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 haben die Jahresmitteltemperaturen im Zeitraum 1991-2010 um 0,7-1,5 °C zugenommen, wobei sich die jährlichen Niederschlagsmengen zeitgleich um 10-15 % erhöht haben. Im Unterschied zur Küstenregion Finnmarks blieben die Jahresmitteltemperaturen im gemäßigt kontinentalen nordnorwegischen und nordschwedischen Binnenland noch deutlich unter 0 °C. Ebenso blieben die mittleren jährlichen Wärmebilanzsummen im Binnenland weit im negativen Bereich, während die Fjordküste Finnmarks inzwischen deutlich positive Wärmebilanzsummen aufweist. Daher wirken die meisten Palsas auf der Finnmarksvidda und im küstenfernen Binnenland Norrbottens noch relativ stabil, während die Palsas im küstennahen Tiefland Ostfinnmarks im raschen Zerfall begriffen sind. Von der Degradation sind die Palsas mit einer dünnen Torfhülle über einem mächtigen Mineralbodenkern stärker betroffen als die reinen Torfpalsas. Die aufgrund des Fehlens einer den gefrorenen Kern vor der Sommerwärme schützenden, thermisch isolierenden Torfdecke besonders sensitiv auf eine Klimaerwärmung reagierenden Lithalsas bei Karlebotn sind im letzten Jahrzehnt vollständig kollabiert. Die Jahresmitteltemperaturen der Periode 1931-1960 waren ebenfalls höher als die Werte der Periode 1961-1990, aber niedriger als jene des Zeitraums 1991-2010, während die Perioden 1901-1930 und 1871-1900 deutlich kälter waren, d. h. die letzten beiden Jahrzehnte waren die wärmsten seit Beginn der systematischen Temperaturmessungen gegen Ende des 19. Jahrhunderts. Die Temperaturmittelwerte der verschiedenen Perioden deuten auf günstige Voraussetzungen für die Anlage und den Erhalt von Palsas (und anderen Permafrosthügeltypen) in den kühleren Perioden 1871-1900, 1901-1930 und 1961-1990, während die thermischen Bedingungen im Zeitraum 1931-1960 und in den letzten beiden Jahrzehnten als ungünstig einzuschätzen sind. Bei einer weiteren Zunahme der Jahresmitteltemperatur um 1,5-2,0 °C und der als Schnee fallenden Niederschläge, die das Eindringen der winterlichen Kältewellen in das Substrat behindern, wären auch die Palsamoore im Binnenland gefährdet. Das Verbreitungsgebiet der Palsas auf der Finnmarksvidda und im nordschwedischen Binnenland wäre dann durch eine positive Jahresmitteltemperatur und Wärmebilanzsumme gekennzeichnet. Ein beschleunigtes Auftauen und Kollabieren vor allem der Palsas mit dünner Torfhülle und kuppelförmiger, im Sommer wärmeexponierter Gestalt wäre zu erwarten. Trotz des allgemeinen Trends zur Palsa-Degradation wurden im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte in Jahren mit kalten, schneearmen Wintern und kühlen, trockenen Sommern (z. B. 1998, 2010) auch neue Palsas angelegt. Die meisten hatten nur kurzfristig Bestand und kollabierten bereits nach wenigen Jahren. Im Zeitraum 2002-2007 zerfielen auch viele der in den kalten 1960 er und 1980 er Jahren gebildeten Palsas. Die Winter 1965/66, 1967/68, 1970/71, 1978/79, 1984/85, 1986/87 und 1987/88 waren sehr kalt, so dass die Kältewellen stellenweise tief in das Substrat eindrangen und die so gebildeten Frostbodenlinsen die folgenden, zumeist kühlen Sommer überdauern konnten.

Die Palsas, pingoähnlichen Permafrosthügel und mehrjährigen Frostblister stellen aufgrund ihrer perennierend gefrorenen Kerne morphologische Permafrostindikatoren dar. Ihre Verbreitung ist außer an ein strenges Frostregime an spezielle geoökologische Bedingungen (Substrat, Relief, Vegetation, hydrologische Verhältnisse etc.) geknüpft, was ihren Wert bei der Permafrostprospektierung im Gelände sowie anhand von Luft- und Satellitenbildern einschränkt. Die in den binnenländischen Moor- und Sumpfgebieten Nordfennoskandiens weit verbreiteten klassischen torfbedeckten Palsas haben den höchsten Wiedererkennungswert und lassen sich bei der Fernerkundung leicht identifizieren. Die Verbreitung der pingoähnlichen Permafrosthügel und mehrjährigen Frostblister konzentriert sich auf das nordschwedische Hochgebirgsrelief mit seinen speziellen Formungsbedingungen. Die begrenzte Verbreitung und die maßstabs- und substratbedingte schwierige Identifizierung der Hügel mindern ihren Wert als morphologische Permafrostindikatoren. Frostblister sind zudem keine zuverlässigen Permafrostindikatoren; außer mehrjährigen Hügelvarianten existieren auch saisonale Hügelbildungen, deren Eiskerne nur kurzfristig Bestand haben. Eine Unterscheidung der beiden Varianten anhand morphologischer Merkmale ist mittels Luftbild kaum möglich.

Die 3 vorgestellten Permafrosthügeltypen lassen sich auch als Klimaindikatoren verwenden - sowohl als Hügelvollformen im Aktuoperiglaziär Nordeuropas als auch als Reliktformen (Ringwälle) im Paläoperiglaziär Mittel- und Westeuropas - sofern die klimatischen Rahmenbedingungen ihrer Bildung bekannt sind. Die Kernzone der Verbreitung torfbedeckter Palsas ist durch Jahresmitteltemperaturen von -1,0 bis -3,5 °C, Winter- und Sommermitteltemperaturen von -11 bis -15 °C bzw. 9 bis 11 °C, Mitteltemperaturen des kältesten und wärmsten Monats von -13 bis -17 °C bzw. 11 bis 14 °C, 210-250 Frosttage (115-140 Tage mit Min. <-10 °C) im Jahr und jährliche Niederschlagsmengen von 300-500 mm gekennzeichnet (1961-1990). Die Randzone der Palsaverbreitung weist ein weniger scharfes Frostregime auf, während im Verbreitungsgebiet der torffreien Lithalsas ein strengeres Klima mit Jahresmitteltemperaturen von -2,5 bis -5,0 °C, Winter- und Sommermitteltemperaturen von -11 bis -16 °C bzw. 7 bis 8 °C, Mitteltemperaturen des kältesten und wärmsten Monats von -13 bis -18 °C bzw. 9 bis 10 °C sowie 220-260 Frosttage (120-150 Tage mit Min. <-10 °C) im Jahr bei jährlichen Niederschlagsmengen von 400-600 mm herrscht (Werte teilweise interpoliert). Die klimatischen Verhältnisse im Verbreitungsgebiet der pingoähnlichen Permafrosthügel und mehrjährigen Frostblister sind nahezu identisch: Jahresmitteltemperaturen von -3,1 bis -4,2 °C, Winter- und Sommermitteltemperaturen von -11,7 bis -12,8 °C bzw. 5,1 bis 6,2 °C, Mitteltemperaturen des kältesten und wärmsten Monats -13,3 bis -14,4 °C bzw. 7,8 bis 8,9 °C, 270-280 Frosttage pro Jahr sowie jährliche Niederschlagsmengen von 850-1500 mm (Werte teilweise interpoliert). Diese klimatischen Kennwerte der Permafrosthügel-Verbreitung haben sich im Zeitraum 1991-2010 als Folge des Klimawandels verschoben. Sowohl die Temperaturen als auch die Niederschlagsmengen haben zugenommen. Die Anpassung der Permafrosthügel-Morphodynamik an die aktuellen Klimaverhältnisse erfolgt mit zeitlicher Verzögerung und ist nur schwer kalkulierbar. Viele Permafrosthügel-Vorkommen stehen nicht im Gleichgewicht mit den herrschenden Klimabedingungen (reliktärer Permafrost), was die Auswahl repräsentativer klimatischer Kennwerte für Klimarekonstruktionen im Paläoperiglaziär erschwert.

Von den 3 in dieser Studie vorgestellten Permafrosthügeltypen besitzen die Palsas aufgrund ihrer weiten Verbreitung und ihrer relativ gut bekannten klimatischen Bildungsvoraussetzungen das größte Potenzial als Klimaindikatoren. Als Paläoklimaindikatoren lassen sich nur die Varianten mit einem hohen Mineralbodenanteil am sedimentären Hügelaufbau verwenden, d. h. Lithalsas sowie Palsas mit mächtigem Mineralbodenkern und dünner Torfhülle. Nur diese Varianten hinterlassen unter günstigen Bedingungen nach dem Ausschmelzen des Bodeneises und dem damit verbundenen Hügelzerfall langfristig überdauernde Spuren in Gestalt von charakteristischen Ringwällen und Sedimentstrukturen im Terrain. Morphologisch ähnliche und in ihren Abmessungen und inneren Sedimentstrukturen häufig vergleichbare, oft einen Thermokarstsee umschließende minerogene Ringwälle (Ringwallseen) resultieren auch aus dem Zerfall der selteneren pingoähnlichen Hügelformen in den Abisko-Bergen sowie der Degradation von "Offenen System"- und "Geschlossenen System"-Pingos in Gebieten mit diskontinuierlichem und kontinuierlichem Permafrostboden, deren Bildung ein deutlich schärferes Frostregime voraussetzt. Hier ist eine eindeutige Zuordnung der Reliktform zu einem der genannten Permafrosthügeltypen oftmals problematisch, aber für eine zuverlässige Klimarekonstruktion im Paläoperiglaziärraum unerlässlich. Die reinen Torfpalsas und kleinen, mehrjährigen Frostblister hinterlassen nur selten langfristig existierende Spuren im Gelände. Am Platze der ehemaligen Hügelform bildet sich zunächst ein Thermokarstsee, der bei den Torfpalsas kurzfristig von einem flachen Torfwall umgeben sein kann. Dieser zerfällt im Zuge der Bodeneisauflösung rasch und ist danach kaum noch nachzuweisen. An die Stelle der Frostblister treten nach dem Hügelzerfall bestenfalls kleine Termokarstteiche, die schon nach wenigen Jahren "verlanden". Das Potenzial der Torfpalsas und mehrjährigen Frostblister als Paläoklimaindikatoren ist daher äußerst begrenzt.

Sollte sich der aktuelle Trend der Klimaerwärmung bei gleichzeitiger Zunahme der Niederschlagsmengen langfristig fortsetzen, wie von den meisten Klimamodellen prognostiziert, dürften außer den Tal- und Kargletschern im nordskandinavischen Hochgebirge auch die Palsas in den Mooren des Tieflandes als südlichste Vorboten des großen nordarktischen Permafrostgürtels bis zum Ende des 21. Jahrhunderts abtauen. Damit verschwände ein Moortyp aus der subarktischen Landschaft Nordfennoskandiens, der sich durch sehr spezielle Pflanzengesellschaften und -sukzessionen sowie ein einzigartiges Zusammenspiel von strengen frostklimatischen Verhältnissen, organogenen und minerogenen Sedimenten, Bodeneis und Vegetation auszeichnet, woraus spezielle geomorphologische Prozesse resultieren. Ferner wäre ein Habitatverlust für zahlreiche Vogelarten zu beklagen. Schließlich verändert die Degradation der Palsas infolge Bodeneisauflösung auch die Methan (CH4)- und Kohlendioxid (CO2)-Bilanz der Moore und nimmt dadurch Einfluß auf die lokalen Klimaverhältnisse. Die Palsamoore haben daher einen hohen Erhaltungswert und werden von der EU zu Recht als vorrangiger Habitattyp eingestuft, den es zu schützen gilt.

Summary

Based on own field work (1979-2013) and the evaluation of old air photos and reports the study describes the morpho-dynamics of frost induced permafrost mounds in Norwegian and Swedish Lapland giving preference to the well-investigated period 1960-2010. 10 study areas in Finnmark (fjord coast, Finnmarksvidda), Norway, and 4 study areas in the high mountains of northern Sweden (Scandes, eastern foreland), where permafrost mounds have developed under different geoecological conditions, are presented in more detail. 3 morpho-genetic types of permafrost mounds, which can be further separated by their sedimentary inner structure, are distinguished. Palsas, resulting from the processes of cryosuction and ice segregation taking place in organic and / or minerogenic sediments, reaching heights up to 12 m, characterized by a round to elongated ground plan and a dome-shaped to plateau-like form, are forming 3 different (substratum-) sub-types such as pure peat palsas, peat palsas with mineral core, and pure mineral palsas (lithalsas). They are wide-spread in the continental inland areas of Finnmark and Norrbotten (< 800 m A.S.L.), whereas the distribution of the up to 8 m high pingo-like mounds, resulting from an ice injection into the substratum, and the up to 1,5 m high perennial frost blisters, is confined to the middle and upper reaches of the Scandes, where permafrost can be found locally even aside from the mounds. All 3 types of permafrost mounds are strongly collapsing since the beginning of the 1990s, mounds with a thin or missing peat cover and an ice rich permafrost core being the most affected. In 35 palsa bogs distributed over the whole palsa region in Finnmark the maximum seasonal active layer thicknesses increased clearly during the period 1981-2011; at the same time the permafrost thicknesses decreased by thaving at the bottom of many palsas. New permafrost mounds, mainly palsas and frost blisters, formed only in particularly cold years at meso-climatological, geomorphological and edaphic-hydrological favorable places. Though the degradation of the mounds is a constituting part of the cyclic development of the palsas (and likely also of the pingo-like permafrost mounds), detectable among other things by the close-spaced association of old and embryonic mounds during the 1980s, there is much evidence that the striking collapse of permafrost mounds during the last two decades is climate-induced. The clear dominance of palsa degradation upon palsa aggradation observed in more than 100 palsa bogs is proof enough. The collapse of the palsa mounds was fastest at the fringe of the palsa region at the maritim fjord coast of eastern Finnmark. The palsas on the large snow-rich peninsulas disappeared with some exceptions during the last two decades. Among the different form variants mainly low and flat rolling plateau palsas at the inner fjord heads survived, representing ecosystem-protected permafrost bodies (e.g. near Lakselv, Börselv, Varangerbotn, Karlebotn).

The climate development during the last 5 decades provides a conclusive explanation for the increased palsa collapse. Compared to the standard period 1961-1990 the mean annual temperatures increased by 0,7-1,5 °C during the period 1991-2010, while the mean annual precipitation sum coincidently raised by 10-15 %. Unlike the coast region of Finnmark the mean annual temperatures in the more continental north Norwegian and north Swedish inland areas remained clearly below 0 °C. In the same way the mean annual warming balances in the interior areas kept negative, whereas the ford coast of Finnmark got clearly positive warming balances. As a consequence most palsas on the Finnmarksvidda plateau and in the interior of Norrbotten seem to be in stable conditions, whereas the palsas in the coastal lowlands of eastern Finnmark are strongly collapsing. Palsas with a thin peat layer covering a thick minerogenic core are more affected by degradation processes than pure peat palsas. The lithalsas near Karlebotn, missing an insulating peat cover protecting the frozen core against the summer warmth, and thus reacting especially sensitive on climate warming, completely collapsed in the course of the last decade. The mean annual temperatures of the period 1931-1960 were also higher than those during the period 1961-1990, but lower as those of the period 1991-2010, whereas the periods 1901-1930 and 1871-1900 were clearly colder, i.e. the last two decades were the warmest ones since the beginning of the systematic temperature recordings at the end of the 19th century. The temperature means of the different periods indicate favorable conditions for the initiation and preservation of palsas (and other types of permafrost mounds) during the cold periods 1871-1900, 1901-1930 and 1961-1990, whereas the thermic conditions during the periods 19311960 and 1991-2010 have to be considered as unfavorable. A further rise of the mean annual temperature by 1,5-2,0 °C and an increase of the precipitation falling as snow, preventing the cold waves during the winter from penetrating the ground, could even threaten the palsa bogs in the interior of Finnmark and Norrbotten. In such a case the palsa regions on Finnmarksvidda and in the interior of northern Sweden would be characterized by positive mean annual temperatures and warming balances. A fast thaw and collapse especially of palsas with a thin peat cover and a dome-shaped, during the summer warmthexposed form, could be expected. Despite the general trend of palsa degradation also new palsas were initiated in years with cold winters poor in snow, followed by dry cool summers (i.e. 1998, 2010). Most of them survived only shortly and collapsed within a few years. In the course of the warm spell 2002-2007 also many of the palsas formed during the cold 1960s and 1980s collapsed. The winters of 1965/66, 1967/68, 1970/71, 1978/79, 1984/85, 1986/87 and 1987/88 were cold allowing the frost to penetrate deep into the ground, so that the resulting frost lenses could survive the following, mostly cool summers.

Due to their perennially frozen cores the palsas, pingo-like permafrost mounds and perennial frost blisters are morphological permafrost indicators. Their distribution is connected, in addition to a strict frost regime, to specific geoecological conditions (substratum, relief, vegetation, hydrological conditions etc.), restricting their use for permafrost prospecting purposes in the field and with the help of air and satellite pictures. The traditional peat-covered palsas, widespread in the bog and fen areas of the northern Fennoscandian interior, have the highest recognition potential and are easy to identify using methods of remote sensing. The distribution of the pingo-like permafrost mounds and the perennial frost blisters is concentrated upon the north Swedish high mountain relief with its special forming conditions. The limited distribution and the scale and substratum-induced delicate identification of the mounds restrict their value as morphological permafrost indicators. Besides, frost blisters are no reliable permafrost indicators; in addition to perennial mounds also seasonal variants with short-lived ice cores exist. To distinguish between the two variants using morphological criteria in air photo interpretation is hardly possible.

The 3 types of permafrost mounds can be used as climate indicators - both as active forms in the present periglacial region of northern Europe and as relict (ice-free) forms (ramparts, ring-ridged circular lakes) in the Pleistocene former periglacial belt of middle and western Europe, as far as the climatological preconditions of their morpho-genesis are known. The core zone of the distribution of peat-covered palsas is characterized by mean annual temperatures from -1,0 to -3,5 °C, winter and summer means from -11 to -15 °C resp. 9 to 11 °C, means of the coldest and warmest month from -13 to -17 °C resp. 11 to 14 $^{\circ}$ C, 210-250 frost days (115-140 days with min. < -10 $^{\circ}$ C) per year and mean annual precipitation sums of 300-500 mm (1961-1990). At the fringe of the palsa distribution the frost regime is less strict, whereas the frost climate at the sites of the peatless lithalsas is more strict, characterized by mean annual temperatures from -2,5 to -5,0 °C, winter and summer means from -11 to -16 °C resp. 7 to 8 °C, means of the coldest and warmest month from -13 to -18 °C resp. 9 to 10 °C, 220-260 frost days (120-150 days with min. <-10 °C) per year and mean annual precipitation sums of 400-600 mm (values in parts interpolated). The climatological conditions prevailing at the sites of the pingo-like permafrost mounds and perennial frost blisters are nearly identical: mean annual temperatures from -3,1 to -4,2 °C, winter and summer means from -11,7 to -12,8 °C resp. 5,1 to 6,2 °C, means of the coldest and warmest month from -13,3 to -14,4 °C resp. 7,8 to 8,9 °C, 270-280 frost days per year and mean annual precipitation sums of 850-1500 mm (values in parts interpolated). The climatological threshold values of the permafrost mound distribution shifted during the period 1991-2010 as a consequence of the ongoing climate change. Both the temperatures and the precipitation sums increased. The adjustment of the permafrost mound morpho-dynamics to the climate conditions takes place with temporal delay and is hardly calculable. Many permafrost mound occurrences are not in balance with the prevailing climate conditions (relict permafrost), making the choice of representative climatological threshold values for climate reconstructions in the former periglacial belt a complicated and delicate task.

Among the 3 types of permafrost mounds presented in this study the palsas have the largest potential as climate indicators, due to their extensive distribution and quite well-known climatological preconditions of the mound genesis. However, as palaeoclimate indicators only variants with a high portion of mineral

soil in the structural plan can be used, i.e. lithalsas and palsas with a large minerogenic core below the thin peat cover. Only these variants leave under favorable conditions long lasting traces such as ramparts and sedimentary structures in the terrain after the melting of the ground ice and the resulting collapse of the mounds. Morphologically similar and in their dimensions and sediment structures often comparable mineral ramparts, frequently encircling a central thermokarst lake (ring-ridged lake), may also result from the collapse of the more rare pingo-like permafrost mounds in the Abisko mountains and the degradation of "open system" pingos and "closed system" pingos in areas underlain by discontinuous and continuous permafrost, where the mound formation is taking place under a more strict frost regime. In this case a clear correlation of the relict form with the pertinent active form can be difficult, though it is extremely essential for a reliable palaeoclimate reconstruction within the former periglacial region (palaeo-periglacial region). The pure peat palsas and the small perennial frost blisters rarely leave long lasting traces in the terrain. First a thermokarst lake, which may be shortly surrounded by a flat peat ridge in the case of the peat palsas, will form at the place of the former permafrost mound. This peat ridge will collapse quickly during the melt of the ground ice, afterwards being hardly traceable. The frost blisters will be substituted after the collapse of the mounds by small thermokarst ponds at best, which will be vegetated within a few years. For this reason the potential of the peat palsas and perennial frost blisters as palaeoclimate indicators is very limited.

If the present trend of climate warming together with an increase of the precipitation will continue, as predicted by most climate models, not only the valley and cirque glaciers in the north Scandinavian mountain chain will melt away until the end of the 21st century, but also the palsas in the lowland palsa bogs as the southernmost permafrost islands at the fringe of the vast northern arctic permafrost belt. This would imply the disappearance of a bog type from the subarctic north Fennoscandian landscape, which is characterized by specific plant associations and successions as well as a unique combination of strict frost climatic conditions, organogenic and minerogenic sediments, ground ice and vegetation, resulting in specific geomorphological processes. Moreover habitats of various bird species and rest places for migrating birds would be lost. Finally the palsa and permafrost degradation will influence the methane (CH4) and carbon dioxid (CO2) balance of the bogs with consequences for the local climate. For these reasons the palsa bogs have a high conservation status and are listed by the EU with justification as a priority natural habitat type, which has to be protected.

1. Einführung

In Lappland, nördlich des Polarkreises in Nordfennoskandien gelegen, findet sich Permafrostboden (Dauerfrostboden), hier definiert als Zustand eines Bodens oder Substrats, ganz gleich, ob Lockermaterial oder Festgestein, der sich durch Temperaturen unter dem Gefrierpunkt für die Dauer von mindestens zwei Wintern und einem dazwischen liegenden Sommer auszeichnet, in kontinuierlicher (geschlossener), diskontinuierlicher (lückenhafter) und sporadischer (inselhafter) Verbreitung (vgl. u. a. KING 1984, MEIER 1987, 1991a, 1996, 1997, 1999). Er tritt als polarer Permafrostboden im Tiefland und als alpiner Dauerfrostboden (Hochgebirgspermafrostboden) in den Hochlagen des skandinavischen Gebirges auf, wobei das Vorkommen von kontinuierlichem Permafrostboden mit einigen Ausnahmen auf die Gipfelregionen der Skanden beschränkt bleibt. Die gegenwärtige Permafrostverbreitung und -mächtigkeit ist das Ergebnis einer langfristigen Dynamik, die hauptsächlich vom Klima gesteuert wird, aber darüber hinaus durch eine Vielzahl weiterer Faktoren beeinflusst wird. In Nordfennoskandien haben sich die Isothermen der Jahresmitteltemperatur der Luft seit dem Höhepunkt der "Kleinen Eiszeit" (Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert) nach Norden und gipfelwärts verschoben, woran sich der träge auf Klimaveränderungen reagierende Permafrostboden noch nicht anpassen konnte. Der Permafrostboden ist folglich, zumindest in den Randgebieten seiner Verbreitung, nicht im Gleichgewicht mit den aktuell herrschenden Klimaverhältnissen. Er ist als "reliktärer" Permafrost besonders stark von der Auflösung bedroht. Bei Fortsetzung des aktuellen Erwärmungstrends dürfte der Permafrostboden zuerst aus Gebieten mit einer Jahresmitteltemperatur nahe 0 °C verschwinden. Damit sind zahlreiche Permafrostvorkommen in Lappland betroffen (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011). Es ist daher wichtig zu erfahren, welche Faktoren dort das Auftreten von Permafrostboden bestimmen. Auf diese Weise sollten sich gegenwärtig von Permafrostboden unterlagerte Gebiete besser identifizieren und zukünftige Veränderungen im Verbreitungsmuster zuverlässiger prognostizieren lassen.

Für den Nachweis von Permafrostboden ist man in der Regel auf Grabungen, Bohrungen oder indirekte geophysikalische Methoden angewiesen. In abgelegenen und unzugänglichen Gebieten erfolgt die Kartierung häufig anhand von geomorphologischen Permafrostindikatoren, wie z. B. Palsas, Pingos, Eiskeilpolygonen und Blockgletschern, die auf Luftbildern leicht und zuverlässig zu identifizieren sind. Allerdings ist der Aktivitätsgrad dieser Indikatoren, d. h. das Auftreten oder Fehlen von Permafrostboden, mittels Luftbildanalyse bisweilen schwer zu ermitteln. Unter den in Lappland ausgeprägten morphologischen Permafrostindikatoren sind die Palsas - frostdynamisch entstandene, bis zu 12 m hohe, zumeist torfbedeckte Hügel mit einem perennierend gefrorenen, Segregationseis enthaltenden Torf- und / oder Mineralbodenkern (vgl. u. a. SVENSSON 1962, WRAMNER 1973, ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996, SEPPÄLÄ 1988, OKSANEN 2002, ZUIDHOFF 2003a) – am häufigsten anzutreffen. Sie kennzeichnen als typische Erscheinungen des subarktischen Permafrostbodens vornehmlich die kontinentaleren, feuchten Tiefländer (<600 m ü. M.) Nordfennoskandiens. Ihre Verbreitung konzentriert sich dabei auf vermoorte oder versumpfte Geländedepressionen mit hohem Grundwasserstand oder Staunässe. Aufgrund ihres charakteristischen Erscheinungsbildes sind sie im Gelände und auf Luftbildern leicht zu identifizieren. Eine Verwechselung mit morphologisch ähnlichen Hügelformen ist nahezu ausgeschlossen; eine Fossilisierung findet nur ausnahmsweise statt. Die Palsas gelten daher als die zuverlässigsten Indikatoren rezenten Permafrostbodens in Lappland. Sie sind vorzugsweise in den klimatisch höchst sensitiven Randgebieten der Permafrostverbreitung (diskontinuierlicher und sporadischer Permafrostboden) entwickelt, wo eventuelle Auswirkungen von Klimaveränderungen am ehesten aufzuspüren sind.

Vor diesem Hintergrund wurden seit 1979 rund hundert Palsamoore in Norwegisch und Schwedisch Lappland studiert; Schwerpunkte bildeten die ausgedehnten Moorgebiete in der norwegischen Finnmark, im Binnenland von Troms, an der schwedisch-finnischen Grenze zwischen Karesuando und Kilpisjärvi sowie im Torneträsk-Abisko-Gebiet in Nordschweden. Zu Vergleichszwecken wurden Palsamoore im schwedischen Padjelanta-Nationalpark sowie Permafrosthügel im hocharktischen Nordenskiöldland in Zentralspitzbergen untersucht (vgl. MEIER 1988/89, 1991b, 1993, 1996, MEIER & THANNHEISER 2009, 2011). In Finnmark wurden 35 Palsamoore, verteilt über die gesamte Provinz, im Zeitraum 19792011 jährlich (mit einigen Lücken) besucht, um potenzielle Veränderungen in der Palsamorphologie und -dynamik sowie im Auftauverhalten des Permafrostbodens zu erfassen. Im Bergland bei Abisko-Björkliden wurden vergleichbare Studien an Palsas und verwandten Hügelformen seit Anfang der 1980 er Jahre in etwas größeren Zeitabständen durchgeführt. Um die Morphodynamik der Permafrosthügel besser verstehen zu können, wurden an ausgewählten Hügelformen mit Hilfe eines handgehaltenen Wacker-Brennkrafthammers (Spaten- und Schlagbohrfunktion) Grabungs- und Bohrprofile angelegt. Bei den Untersuchungen wurde ein vielfältiges Spektrum weiterer frostdynamisch entstandener Permafrosthügelvarianten entdeckt, teils am Rande von Palsamooren, teils in isolierter Lage. Die Hügel unterscheiden sich von traditionellen Palsas vor allem durch ihren sedimentären Aufbau, etwa durch das Fehlen einer Torfhülle oder die Existenz eines Massiveiskerns, was u. a. Fragen zur Morphogenese, Morphodynamik, Klimasensitivität und Klassifizierung der verschiedenen Permafrosthügelvarianten aufwirft. Der lange Beobachtungszeitraum (1979-2013), der sich im Falle einiger Lokalitäten (Karlebotn, Varangerbotn, Neiden, Lakselv, Börselv, Corgosjokka, Rakkaslako, Staloluokta, Kätkijärvet, Tavvavuoma) durch die Angaben und Fotos skandinavischer Autoren (vgl. u. a. RAPP & RUDBERG 1960, SVENSSON 1962, 1964a, 1964b, 1969, 1976, LINDQVIST & MATTSSON 1965, ÅHMAN 1967, 1969, 1975, 1976, 1977, VORREN 1967, 1972, 1979a, WHITE, CLARK & RAPP 1969, WRAMNER 1972, 1973) noch verlängern lässt, gestattet zuverlässige Aussagen über den langfristigen Entwicklungsverlauf der verschiedenen Permafrosthügelvarianten, der mit dem Datenmaterial der nächstgelegenen Wetterstationen verglichen werden kann. Auf diese Weise lässt sich die Empfindlichkeit der verschiedenen Permafrosthügelvarianten gegenüber Klimaveränderungen testen und die Reaktionszeit ermitteln.

2. Problemstellung

Die letzten zwei Jahrzehnte waren in Lappland, wie auch weltweit (vgl. ACIA 2005), durch eine Zunahme der Lufttemperaturen gekennzeichnet. Die Erhöhung der Lufttemperaturen war in der Arktis und Subarktis besonders groß. Dies hatte u. a. tief greifende Auswirkungen auf die Bodentemperaturen, die Permafrostverhältnisse sowie die damit verknüpften geomorphologischen Prozesse. Zeitgleich war eine Zunahme der Niederschlagsmengen zu verzeichnen, die das Bodentemperaturregime vor allem über die winterliche Schneemenge beeinflusst. Der in Lappland vorherrschende dünne, "warme" Permafrostboden dürfte auf eine solche Klimaveränderung besonders empfindlich reagieren. Außer Rückkopplungen und Verflechtungen mit vielen Geoökosystemen bestehen selbst im dünn besiedelten Lappland weit reichende Auswirkungen auf die Infrastruktur und Wirtschaft des Menschen (u. a. Straßen-, Eisenbahn- und Staudammbau, Zunahme des Gefährdungspotenzials durch Abtauen von Permafrostboden in Felswänden und Moränen, wie z. B. am Lyngenfjord).

Die Verschiebungen der Permafrostgrenzen in historischer Zeit und größeren geologischen Zeitabschnitten belegen, dass Klimaschwankungen und -veränderungen in der Vergangenheit einen maßgeblichen Einfluß auf die Frostbodendynamik ausgeübt haben. Eine progressive Zunahme der saisonalen Auftautiefen kann eine relativ kurzfristige Reaktion auf eine Klimaerwärmung im Maßstab von Jahrzehnten darstellen. Längerfristig kann eine Klimaerwärmung zu einer Reduzierung der vom Permafrost unterlagerten Landoberfläche und zur Verlagerung der Grenzen zwischen kontinuierlichem, diskontinuierlichem und sporadischem Permafrost führen. Im regionalen und lokalen Maßstab könnten Veränderungen in der Permafrostdynamik erhebliche Auswirkungen auf die Vegetation sowie die edaphisch-hydrologischen Verhältnisse zur Folge haben. Sie dürften auch die Verbreitung und Morphodynamik spezifischer periglaziärer Landformen, wie z. B. Palsas und Pingos, steuern.

Palsas stellen charakteristische und einzigartige Hügelformen in den kontinentalen Moorgebieten hoher Breitenlagen in Fennoskandien, Russland und Nordamerika dar. Sie treten bei hinreichender Winterkälte auch unter stärker maritimen Klimaverhältnissen auf (Island, Spitzbergen). In den letzten beiden Jahrzehnten war in fast allen Verbreitungsgebieten auf der Nordhemisphäre eine Zunahme der Degradationserscheinungen an den Palsas zu beobachten (vgl. u. a. FRONZEK, JOHANSSON et al. 2009). Ihr bevorzugtes Auftreten in den Randgebieten der Permafrostverbreitung lässt sie höchst empfindlich auf Klimaschwankungen und -veränderungen reagieren. Folglich könnten die in den meisten Klimamodellen für die nächsten Jahrzehnte prognostizierten Klimaveränderungen eine weitere oder noch stärkere Degradation der Palsahügel zur Folge haben. Außer ihrem Wert als besondere geomorphologische Erscheinung in der subarktischen Landschaft repräsentieren die Palsamoore biologisch sehr heterogene Milieus mit sehr komplexen Ökosystemen. In ihnen lassen sich einerseits seltene, nahrhafte nördliche Wildbeeren (u. a. Moltebeeren) sammeln. Andererseits dienen sie als Nistplätze für zahlreiche Vogelarten sowie als Rastplätze für Zugvögel). Daher werden die Palsamoore unter dem Aspekt des Naturschutzes in Europa hoch eingestuft.

Okosysteme nahe der 0 °C-Jahresmittelisotherme der Luft zählen zweifellos zu denjenigen, die am empfindlichsten auf eine Klimaveränderung reagieren. Moore in den subarktischen Regionen sind zudem durch einen signifikanten Austausch der Treibhausgase Methan und Kohlendioxid in der Atmosphäre gekennzeichnet. Dieser Austausch ist eng an die thermischen und hydrologischen Verhältnisse geknüpft. Eine Veränderung der Permafrostverhältnisse kann den Austausch beeinflussen und Rückwirkungen auf das Klimageschehen haben. Palsamoore mit inselhaften Permafrostvorkommen repräsentieren somit wichtige "Frühwarn"-Ökosysteme, die bereits auf relativ kleine Klimaveränderungen deutlich reagieren. Es besteht daher ein dringender Bedarf an gezielter systematischer Forschung, um die Morphodynamik der Palsas besser zu verstehen und die Merkmale der Palsamoore zu dokumentieren. Dadurch ließen sich die potenziellen Folgen der Palsadegradation in den subarktischen Mooren besser einordnen – sowohl unter dem Ökosystem- als auch unter dem Treibhausgas-Aspekt. Modellierungen der Palsaverbreitung bei Berücksichtigung des gegenwärtigen Klimatrends lassen befürchten, dass das Ökosystem der Palsamoore im Laufe der nächsten Jahrzehnte ganz aus der subarktischen Landschaft verschwinden wird (vgl. LUOTO, HEIKKINEN & CARTER 2004, FRONZEK, JOHANSSON et al. 2009).

Allgemeines Ziel der vorliegenden Studie ist die Bereitstellung von Basismaterial zur Beantwortung der Frage nach der Klimaabhängigkeit der Palsamorphodynamik im Hinblick auf den gegenwärtigen Klimawandel. Eine unverzichtbare Voraussetzung für das Verständnis der Palsamorphodynamik sind grundlegende Kenntnisse des strukturellen und sedimentären Palsaaufbaus, der wichtigsten Prozesse der Palsaaggradation und -degradation sowie der beteiligten Milieufaktoren. Degradationserscheinungen an Palsas sind nicht zwangsläufig klimainduziert, sondern stellen auch ein Glied im natürlichen Entwicklungszyklus der Palsas dar (vgl. u. a. SVENSSON 1962, ÅHMAN 1977, MEIER 1985). Es ist daher erforderlich, eine möglichst große Anzahl von Palsamooren in unterschiedlichen Lagen über einen längeren Zeitraum zu beobachten, um zuverlässige Rückschlüsse auf eine klimainduzierte Palsadegradation, etwa als Folge eines Klimawandels (Temperaturerhöhung, Zunahme der Niederschlagsmenge) ziehen zu können. Derartige Untersuchungen sind aufgrund der entlegenen Lage vieler Palsamoore, der teuren Logistik und der oftmals rauhen Geländeverhältnisse selten. Hinzu kommen Lücken in der Kenntnis der Palsamorphodynamik, die selbst die Ergebnisse gut gemeinter, teurer Forschungsprojekte anzweifeln lassen. So sind die Ergebnisse des aktuellen norwegischen Palsamoor-Forschungsprojektes (NINA) nur bedingt nutzbar, weil einige der beteiligten Wissenschaftler den Palsabauplan ohne eigene Grabungen oder Bohrungen nicht verstanden haben (vgl. zuletzt HOFGAARD & MYKLEBOST 2014, S. 44, Fig. 2: Fehlende Auftreibung des Mineralbodens durch Segregationseis) oder den zyklischen Verlauf der Palsaentwicklung (Entwicklungskreislauf) noch immer abstreiten (persönliche mündliche Mitteilung von VORREN, zuletzt im August 2008 in Tromsö).

Die Untersuchung der Beziehungen zwischen der Palsamorphodynamik und der Klimaentwicklung liefert nicht nur Anhaltspunkte und Grundlagen für ein besseres Verständnis und eine genauere Vorhersage zukünftiger Folgen des Klimawandels in den subarktischen Palsamooren, sondern stellt auch Basiswissen für die Rekonstruktion von Klimaschwankungen und -veränderungen in der Vergangenheit zur Verfügung. Kenntnisse über die Art und das Ausmaß vergangener Klimaschwankungen sind von größter Relevanz, da sie die Einordnung des aktuellen Klimageschehens in die langfristige Klimaentwicklung gestatten und dadurch die Vorhersage zukünftiger Klimaveränderungen erleichtern. Der Klimaverlauf in der Vergangenheit lässt sich durch Simulation mittels globaler Klimamodelle oder anhand von geologischen, sedimentologischen oder paläobotanischen Belegen (Proxydaten: Permafrostindikatoren, Gletscherschwankungen, dendrochronologische Befunde) rekonstruieren.

Ausgangspunkt für das Studium der Permafrosthügel im subarktischen Lappland (und hocharktischen Spitzbergen) seit Ende der 1970 er Jahre war ein dringender Bedarf an Informationen über die Bildungsbedingungen und Formungsprozesse dieser frostdynamisch entstandenen Hügelformen. Nach dem Prinzip eines gemäßigten Aktualismus sollten weitere und detaillierte Kenntnisse zur Morphodynamik und Morphogenese der Permafrosthügel sowie zu den Randbedingungen (limitierenden Faktoren) ihrer Entwicklung gewonnen werden, um die aus dem pleistozänen Periglaziär Mitteleuropas beschriebenen, inzwischen fossilisierten, eisfreien Hügelrelikte genetisch und klimatisch besser einordnen und ihren Wert als Permafrostindikatoren zuverlässiger beurteilen zu können. Die aus dem aktuellen Periglaziärraum Nordeuropas stammenden Informationen sollten die Zuverlässigkeit von Klimarekonstruktionen mittels hügelförmiger Permafrostindikatoren im Paläoperiglaziärraum Mitteleuropas erhöhen und potenzielle Folgen eines Klimawandels im Periglaziärraum besser vorhersagen lassen. Unter anderem sollte die Identifizierung und Einordnung minerogener Ringwälle im Paläoperiglaziär Mitteleuropas als "fossile Pingos" oder "fossile Mineralbodenpalsas", deren Morphogenese an unterschiedliche klimatische und geologische Formungsbedingungen geknüpft ist, verbessert und eine Abgrenzung gegenüber morphologisch ähnlichen, aber glaziär gebildeten Ringwallformen erleichtert werden.

Im Folgenden werden im regionalen Teil der Studie zunächst die Hauptarbeitsgebiete vorgestellt. Sie befinden sich in der norwegischen Finnmark und im nordschwedischen Hochgebirge. Dabei werden nach einer Charakterisierung der lokalen Milieubedingungen das jeweilige Permafrosthügel-Formeninventar, der sedimentäre und strukturelle Hügelaufbau, die wichtigsten Prozesse der Morphodynamik sowie auffällige Veränderungen im Formeninventar und in den Auftautiefen im Laufe der letzten Jahrzehnte beschrieben. Der anschließende allgemeine Teil behandelt die Permafrosthügel-Morphodynamik, die wichtigsten Kontrollfaktoren der Permafrosthügel-Verbreitung sowie die Altersstellung der Permafrosthügel in übergreifender Sicht und zieht Konsequenzen bezüglich Klassifikation und Terminologie des Hügelinventars. Danach wird der Themenkreis Permafrosthügel – Klimawandel diskutiert, wobei auf die unterschiedliche Klimasensitivität der ausgewiesenen Permafrosthügeltypen eingegangen wird.

3. Arbeitsgebiete

Die Untersuchungsgebiete liegen in Finnmark, der nördlichsten Provinz Norwegens, und in der nordschwedischen Lappmark (Provinz Norrbotten), zwei Landschaften, die sich in ihrer physiogeographischen Ausstattung deutlich unterscheiden und somit unterschiedliche Voraussetzungen für die Morphogenese und Morphodynamik von Permafrosthügeln bieten. In Finnmark wurden sowohl Permafrosthügel in den Tieflagen an der Barentssee-Fjordküste als auch auf den Hochflächen der binnenländischen Finnmarksvidda untersucht (vgl. Tab. 1). Die nordschwedischen Permafrosthügel-Vorkommen befinden sich in den Hochlagen des Skandinavischen Gebirges sowie im südöstlichen Vorland der Kaledoniden im Bereich des Fennoskandischen Schildes. Bei der Auswahl der Arbeitsgebiete wurden Permafrosthügel-Lokalitäten bevorzugt, die bereits in den 1960 er und 1970 er Jahren vor Beginn der eigenen Feldforschungen durch Fotos und / oder wissenschaftliche Texte dokumentiert waren, um möglichst langfristige Veränderungen im Formeninventar und in der Morphodynamik erfassen zu können. Zugleich wurde darauf geachtet, dass sich die Arbeitsgebiete in ihren physiogeographischen Rahmenbedingungen, insbesondere den Klimaverhältnissen, sowie in den Permafrosthügel-Merkmalen, etwa der Torfbedeckung und den Substratverhältnissen, deutlich voneinander unterscheiden, um möglichst unterschiedliche Permafrosthügelvarianten im Hinblick auf ihre Klimasensitivität vergleichen zu können. In Finnmark war der Zugang zu Luftbildern aufgrund der Lage der Lokalitäten in militärischen Sperrgebieten (Lakselv, Varangerbotn, Kirkenes, Vardö) teilweise eingeschränkt. Im nordschwedischen Padjelanta-Nationalpark (Staloluokta) durften aus Naturschutzgründen keine Grabungs- und Bohrprofile in den Hügeln angelegt werden.



Abb. 1: Lage der Arbeitsgebiete und untersuchten Palsamoore in Finnmark (verändert nach MEIER 1991a)

3.1. Norwegische Finnmark (Finnmarksküste und Finnmarksvidda)

Aus Finnmark werden 10 Arbeitsgebiete vorgestellt, von denen 6 in der inneren Fjordregion der Barentssee-Küste (vgl. MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996) und 4 auf der Finnmarksvidda-Hochfläche gelegen sind (vgl. Abb. 1). Die küstennahen Lokalitäten befinden sich auf einem Transekt nahe des 70. Breitengrades zwischen dem Altafjord im Westen und dem Varangerfjord im Osten. Kennzeichnend ist eine Zunahme der thermischen und hygrischen Kontinentalität in östlicher Richtung. Mit Ausnahme der Sennaland-Lokalität liegen die Arbeitsgebiete im fjordnahen Tiefland. Die Corgosjokka-Lokalität am Nordrand der Finnmarksvidda (zwischen Lakselv und Levajok) nimmt klimatisch eine vermittelnde Rolle zwischen dem Klima der inneren Fjordregion und dem gemäßigt kontinentalen Klima der binnenländischen Finnmark ein, das für das Arbeitsgebiet Gargoluobbal-Cuovdatmåkki charakteristisch ist. Wie in westöstlicher, so ist auch in nordsüdlicher Richtung eine Zunahme der klimatischen Kontinentalität zu verzeichnen, wobei die letztere stärker ausgeprägt ist. Das Binnenland der Finnmarksvidda zählt zu den kältesten Gebieten Nordfennoskandiens, trägt aber eine schüttere Birkenwald-Vegetation (vgl. MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003). In ihm befinden sich 8 der 35 langfristig beobachteten Palsamoore. Die Abbildungen 2-5 vermitteln einen Überblick über die orohydrographischen und geologischen Verhältnisse, die Vegetation sowie die Verbreitung von Palsamooren in Finnmark. Tab. 1 markiert die Lage der Arbeitsgebiete.

3.1.1. Karlebotn – Varangerbotn

Das Arbeitsgebiet liegt in einer Senke, die sich in östlicher Richtung vom Tanafluß zum Varangerfjord erstreckt (vgl. Abb. 1). Die südliche Begrenzung markiert der morphologisch deutlich in Erscheinung tretende Nordrand des Fennoskandischen Schildes, die nördliche der Sadduvarri-Bergrücken, beide rund 250 m hoch. Die unterhalb der marinen Grenze gelegenen Abschnitte der Geländedepression werden weithin von Mooren eingenommen, die insgesamt eine Fläche von 50 km² bedecken. Die kleineren Bachläufe werden von dichtem Birken- und Weidengebüsch gesäumt; die Waldgrenze (*Betala pubescens* ssp. *czerepanovii*) verläuft in 200-250 m Höhe ü. M. Die Moore werden von marinen, fluvialen, glazifluvialen und glaziären Sedimenten unterlagert. Neben schluffig-sandiger, stein- und blockhaltiger Grundmoräne dominieren glazifluviale Sande und Kiese sowie ton- und schluffreiche, isostatisch gehobene Meeresablagerungen.

Die klimatischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet lassen sich nur grob abschätzen, da am inneren Varangerfjord keine langfristig arbeitende Wetterstation existiert. Die nächstgelegenen Wetterstationen, Rustefjelbma an der Tanafluß-Mündung (ca. 35 km nordwestlich) und Vadsö am mittleren Varangerfjord (ca. 45 km östlich von Karlebotn), wiesen während der Normalperiode 1961-1990 Jahresmitteltemperaturen von -0,7 °C (1991-2009: 0,2 °C) und 0,7 °C auf. Aufgrund der etwas kontinentaleren Lage kann im Untersuchungsgebiet mit einer Jahresmitteltemperatur um -1 °C gerechnet werden, was durch Datenmaterial der finnischen Wetterstation Nuorgam im Tanafluß-Tal (ca. 25 km südwestlich, 1970-1990: -1 °C, 1991-2010: -0,3 °C) gestützt wird. Die jährliche Niederschlagsmenge dürfte, legt man die Daten der Stationen Vesterelv im Studiengebiet (1968-1978: 410 mm), Polmak im Tanafluß-Tal (ca. 20 km südwestlich, 1961-1990: 410 mm, 1991-2009: 432 mm), Gandvik (ca. 25 km südöstlich, 1961-1990: 469 mm), Bugöyfjord (ca. 65 km südöstlich, 1965-1981: 447 mm) und Rustefjelbma (1961-1990: 455 mm, 1991-2009: 507 mm) zugrunde, bei 400-450 mm liegen. Der Juli ist der wärmste Monat (Vadsö 1961-1990: 11,4 °C, Rustefjelbma 1961-1990: 12,3 °C, Nuorgam 1970-1990: 12,6 °C), der Januar der kälteste (Vadsö 1961-1990: -8 °C, Rustefjelbma 1961-1990: -12,2 °C, Nuorgam 1970-1990: -13,3 °C). Pro Jahr werden 210-220 Frosttage (ca. 140 Eistage) registriert. An 200-210 Tagen im Jahr liegt eine geschlossene Schneedecke, zumeist von Mitte Oktober bis Mitte Mai.



Abb. 2: Orohydrographische Übersichtskarte von Finnmark (aus MEIER 1991a)



Abb. 3: Geologische Übersichtskarte (Festgesteine) von Finnmark (aus MEIER 1991a)



Abb. 4: Vegetationsgeographische Übersichtskarte von Finnmark (aus MEIER 1991a)



Abb. 5: Die Verbreitung von Palsamooren in Finnmark (aus MEIER 1987)

Name des Palsamoores	Geographische Lage		Höhenlage (m ü. M.)	Palsahöhe (m)
1. Stuorajavri	69° 11' N	22° 39' E	395	2-4
2. Nuortamanjaeggi	69° 02' N	23° 04' E	330	2-3
3. Avzi	69° 01' N	23º 11' E	355	2-3
4. Siebejavri	68° 53' N	22° 09' E	340	3-5
5. Aidejavri	68° 45' N	23º 17' E	370	3-6
6. Goedgejavri	68° 42' N	23º 17' E	380	2-4
7. Vuoddasjåkka	69° 22' N	24° 08' E	335	3-11
8. Cuovdatmåkki	69° 22' N	24º 26' E	285	3-6
9. Grönåsen	69° 47' N	23° 37' E	450	1-2
10. Sennalandet	70º 11' N	23° 49' E	320	2-3
11. Mårsajaeggi	70º 13' N	24° 53' E	70	3-5
12. Madarjaeggi	70º 11' N	24° 51' E	60	3-4
13. Brennelvmyra	70° 04' N	25° 05' E	20	1-4
14. Balåjaenkae	70° 03' N	25° 06' E	30	2-3
15. Giekkajaeggi	70º 18' N	25° 34' E	50	2-3
16. Kjaes-Stuorrajaeggi	70° 36' N	26° 00' E	30	1-2
17. Ruossajaeggi	70° 08' N	28° 18' E	45	3-5
18. Stuorrajaeggi	70° 09' N	28° 30' E	50	3-5
19. Vuodnabatjaeggi	70º 11' N	28° 32' E	35	2-3
20. Vesterelvmyran	70° 09' N	28° 35' E	40	3-7
21. Larajaeggi	70° 08' N	28° 34' E	60	2-4
22. Gaicajaeggi	70° 08' N	28° 35' E	55	3-5
23. Måkkejavri	70° 06' N	28° 34' E	70	3-6
24. Vesterelvfossen	70° 07' N	28° 32' E	55	3-6
25. Loakkejaeggi	70° 07' N	28° 27' E	35	4-7
26. Stormyra	70° 09' N	29° 05' E	70	2-3
27. Kibymyra	70° 06' N	29° 52' E	75	1-2
28. Skallelvdalen	70º 11' N	30° 12' E	35	1-2
29. Komagelvdalen	70º 14' N	30° 25' E	40	1-2
30. Suoppajaeggi	69° 53' N	29º 21' E	70	1-3
31. Ferdesmyra	69° 44' N	29º 16' E	75	2-3
32. Böttemyra	69°41'N	29º 13' E	80	3-5
33. Enaremyrane	69° 40 ' N	29° 21' E	65	1-2
34. Sametimyra	69° 28 ' N	29° 47' E	55	1-2
35. Skrotnesmyran	69° 26 ' N	29° 54' E	30	1-2

Tab. 1: Lage der untersuchten Palsamoore in Finnmark

Nach dem Modell von KING (1984) zählen die küstennahen Tieflagen am inneren Varangerfjord zur Stufe des sporadischen Permafrostbodens, in der der Dauerfrostboden vornehmlich in Gestalt von Palsas in Erscheinung tritt. Das schließt das Vorkommen von Permafrost in minerogenen Sedimenten abseits der Palsamoore allerdings nicht aus, wie Permafrostfunde in feinkörnigen Lockersedimenten ohne thermisch isolierende Torfbedeckung auf dem spätglazialen, glaziärisostatisch gehobenen Delta südlich von Karlebotn belegen (70-95 m ü. M.; unterste Palsavorkommen: 15 m ü. M.). Ein gemeinsames Merkmal aller dieser Vorkommen ist die enge Bindung an schneearme und daher im Winter besonders wind- und kälteexponierte Plätze, wie gehobene glazifluviale Deltas, Fluß- und Meeresterrassen sowie Moränenwälle und -hügel (vgl. MEIER 1987). Die Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens beginnt im Bergland zwischen dem Tanafjord und dem inneren Varangerfjord in einer Höhenlage von rund 250 m ü. M. (vgl. MEIER 1996).

Die Palsamoore am inneren Varangerfjord, insbesondere auf der Halbinsel Bigganjarga nördlich von Karlebotn, waren aufgrund ihrer guten Zugänglichkeit und ihres reichhaltigen Formenschatzes schon früh Ziel wissenschaftlicher Untersuchungen. Sie bilden mittlerweile eine "klassische" Lokalität der internationalen Palsaforschung (vgl. u. a. SVENSSON 1962, LINDQVIST & MATTSSON 1965, ÅHMAN 1967, 1975, 1976, 1977, MEIER 1985, 1988/89, 1991a, 1996). Dadurch steht ein weit zurückreichendes Beobachtungsmaterial zur Verfügung. Die Moore enthalten sowohl reine Torfpalsas als auch Palsas mit Torfhülle und Mineralbodenkern, die in unterschiedlichen Entwicklungsstadien vorliegen. Das häufige Auftreten von Palsas am inneren Varangerfjord wird durch die weite Verbreitung tiefgründiger Moore mit Torfmächtigkeiten bis zu 5 m, das Vorkommen höchst frostempfindlicher pelitischer Sedimente auf den gehobenen marinen Terrassen sowie die speziellen klimatischen Verhältnisse an den abgeschnürten, im Winter zufrierenden Fjordbuchten begünstigt. Die auffällig große Variabilität des Palsa-Formeninventars am inneren Varangerfjord resultiert vornehmlich aus den kleinräumig stark wechselnden edaphischen und hydrologischen Verhältnissen. Nach ÅHMAN (1977) und MEIER (1985, 1996) lassen sich plateau-, wall-, strang- und kuppelförmige Palsas sowie komplex zusammengesetzte Hügelvarianten unterscheiden.

Name des	Geographische	Höhenlage	Dominante	Palsahöhe
Palsamoores	Lage	(m ü. M.)	Palsaformvarianten	(m)
Gaicajaeggi	70° 08' N 28°		Kuppelpalsas	3-5
Karlebotnhögda	35' E	55	Kuppel-, Komplexpalsas	2-3
Larajaeggi	70° 08' N 28° 34' E	60	Strang-, Komplexpalsas	2-4
Loakkejaeggi	70° 07' N 28° 27' E	35	Plateau-, Komplex-, Kuppelpalsas	4-7
Måkkejavri	700 001 NL 000		Komplex-, Kuppel-, Plateaupalsas	3-6
Råvvejaeggi	34' E	70	Kuppel-, Komplex-, Strangpalsas	1-3
Reikejaeggi			Kuppel-, Wallpalsas	2-3
	70° 08' N 28° 18' E	45	Strang-, Wall-, Kunnelnelese (Weetteil)	4.2
Ruossajaeggi				1-3
			Kuppelpalsas (Ostteil)	2-4
Stuorrajaeggi	70° 09' N 28°	50	Kuppel-, Komplex-, Wallpalsas	3-5
Suoidnejaeggi	30' E		Strang-, Kuppelpalsas	1-2
Suovkajaeggi			Kuppel-, Strangpalsas	1-3
Vesterelvfossen	70° 07' N 28° 32' E	55	Komplex-, Kuppel-, Plateaupalsas	3-6
Vesterelvmyran	70° 09' N 28° 35' E	40	Kuppel-, Wall-, Strangpalsas	3-7
Vuodnabatjaeggi	70° 11' N 28° 32' E	35	Komplex-, Strang-, Kuppelpalsas	2-3

Tab. 2: Palsaformvarianten im Arbeitsgebiet Karlebotn-Varangerbotn (1979)

Im Untersuchungsgebiet sind rund ein Dutzend größere Palsamoore entwickelt. Einige Moorabschnitte zwischen Varangerbotn und Karlebotn sowie südlich des inneren Varangerfjordes sind mittlerweile drainiert worden und dienen heute als Mähwiesen der Heugewinnung. Die Palsamoore wurden 1979 hinsichtlich ihres Palsaformenschatzes kartiert. In den 1980 er Jahren wurden umfangreiche Motorgrabungen und -bohrungen durchgeführt, um den inneren Bauplan (struktureller und sedimentärer Bau, Bodeneisgehalt etc.) der verschiedenen Palsaformtypen zu erfassen. Außerdem wurde das saisonale Auftauverhalten an ausgewählten Palsas studiert. Die maximale saisonale Auftautiefe des Permafrostbodens (Ende September / Anfang Oktober) wurde seitdem fast jährlich registriert. Ebenso wurden markante morphologische Veränderungen in den Palsamooren, die Rückschlüsse auf die Morphodynamik der Palsas (Aggradation, Degradation) gestatten, erfasst und mit den Beobachtungen in den übrigen Palsamooren in Finnmark verglichen.

Anhand von Luftbildauswertungen und Feldstudien lassen sich im Raum Karlebotn-Varangerbotn 5 verschiedene Palsaformtypen (vgl. Tab. 2) ausweisen, zwischen denen zahlreiche Übergangsformen existieren (vgl. ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1996). Außer älteren, "reifen" Palsas finden sich in den Mooren
jüngere, "embryonale" Hügelformen, die sich nicht nur in ihren Abmessungen, sondern auch in ihren morphologischen Merkmalen voneinander unterscheiden.

Von den ausgegliederten Palsaformvarianten besitzen die durch einen kreisrunden bis ovalen Grundriß gekennzeichneten, frei liegenden Kuppelpalsas die größte Verbreitung im Arbeitsgebiet. Sie sind in fast allen Palsamooren anzutreffen. In den kleineren Palsamooren um Varangerbotn und Karlebotn charakterisieren sie vor allem die zentralen, tiefgründigen Moorbereiche. Wo die zentralen Moorbereiche von Plateaupalsas eingenommen werden, wie in den weitflächigen Palsamooren zwischen Tanaelv und Vesterelv (Ruossajaeggi, Loakkejaeggi, Reikejaeggi, Stuorrajaeggi), besetzen die Kuppelpalsas vornehmlich die tiefgründigeren Moorabschnitte nahe der Plateauränder. In den Randzonen der Palsamoore, in denen die Torfmächtigkeit allmählich abnimmt, sind Torfbülten vom Pounutyp entwickelt, die bisweilen die Abmessungen kleiner Kuppelpalsas erreichen, aber nur selten einen Permafrostkern aufweisen. Trotzdem ist eine eindeutige Unterscheidung der beiden Hügeltypen in einzelnen Fällen problematisch. Die Kuppelpalsas sind im Arbeitsgebiet Karlebotn-Varangerbotn zumeist 50-80 m lang, 40-60 m breit und 2-4 m hoch. Die Längen- und Breitenangaben können deutlich überschritten werden (Maximalhöhe: 7 m).

Die im Vergleich zu den Kuppelpalsas selteneren Wallpalsas ("Ospalsas" nach ÅHMAN 1977) bilden langgestreckte Torfrücken, die in ihrem Verlauf mehr oder weniger deutlich der Neigung des Moores folgen. Sie treten einzeln oder vergesellschaftet auf. Bei räumlicher Vergesellschaftung sind die Einzelexemplare mit ihren Längsachsen zumeist parallel zueinander angeordnet. Dabei werden die Torfrücken oftmals durch Wasserläufe voneinander getrennt. Während die vergesellschaftet auftretenden Wallpalsas im großen und ganzen geradlinig verlaufen, ist bei Einzelformen mit großer Längserstreckung gelegentlich auch ein geschwungener Verlauf zu beobachten. Das Querprofil der Wallpalsas ist kuppelförmig oder leicht abgeflacht. Die größten Wallpalsas (Palsamoor Vesterelvmyran) erreichen eine Länge von knapp 500 m; ihre Breite beträgt 20-40 m, ihre Höhe bis zu 5 m. Die Mehrzahl der Wallpalsas weist jedoch geringere Abmessungen auf.

Im Unterschied zu den Wallpalsas sind die schmalen, geschwungenen Strangpalsas mit ihren Längsachsen mehr oder weniger isohypsenparallel, d. h. quer zur Neigungsrichtung des Moores, angeordnet. Sie treten fast nur vergesellschaftet auf, wobei die Einzelformen miteinander in Verbindung stehen können. Die Strangpalsas sind hauptsächlich in schmalen, vermoorten Tälern anzutreffen, in denen die Länge der Palsas durch die Talbreite begrenzt wird. Die Drainage erfolgt zumeist entlang der Talflanken an den Moorrändern (Palsamoor Larajaeggi). Im Palsamoor Vuodnabatjaeggi bei Varangerbotn sind zahlreiche Strangpalsas durch schmale Verbindungsstücke über eine Länge von ca. 500 m kettenartig miteinander verknüpft. In größeren Mooren sind Strangpalsas mit anderen Palsaformtypen vergesellschaftet. Am Rande einiger Moore sind Strangpalsas mit flachen, wenige Meter breiten Moorsträngen ohne Permafrostkern vergesellschaftet, d. h. es finden Übergänge zwischen Palsamooren und Strangmooren statt (vgl. MEIER 1987). Die Mehrzahl der Strangpalsas ist 25-100 m lang (Maximallänge: ca. 350 m), 5-20 m breit und 1,0-2,5 m hoch. Ferner existieren miteinander verknüpfte Formen, die stellenweise bis zu 4 m hoch sind.

Die Plateaupalsas bilden den flächenmäßig größten Palsaformtyp im Arbeitsgebiet. In den weitflächigen Palsamooren westlich von Karlebotn (Ruossajaeggi, Loakkejaeggi, Reikejaeggi) überspannen sie eine Gesamtfläche von knapp 7 km², wobei die größten Plateaus eine Fläche von 5-6 ha einnehmen. Die ebenen bis flachwelligen Torfplateaus erheben sich 1-2 m über die umgebende Mooroberfläche. Die Plateauränder sind zumeist steil, insbesondere dort, wo die Plateaus an offene Wasserflächen grenzen; die Steilränder fungieren hier als Leitlinien der Erosion. In den Palsamooren Ruossajaeggi und Loakkejaeggi werden die auffällig ebenen Torfplateaus durch einzelne, tiefe Wasserläufe zerschnitten. An der Oberfläche mancher Plateaupalsas finden sich flache, wassergefüllte Hohlformen, die offensichtlich durch Ausschmelzen von Bodeneis entstanden sind. Ihre Entwicklung dürfte häufig eine Folge früheren Torfabbaus darstellen, wie die in der Nähe aufgeschichteten, inzwischen bewachsenen Torfstapel andeuten.

Als Komplexpalsas werden größere, unregelmäßig geformte Palsas bezeichnet, die durch Zusammenwachsen benachbarter Formen, oft ganz unterschiedlichen Typs und Entwicklungsstandes, gebildet worden sind, wobei weder im Luftbild noch im Gelände eine Unterscheidung einzelner Palsaindividuen möglich ist. Hauptverbreitungsgebiet der Komplexpalsas sind die Palsamoore am Nordrand des Fennoskandischen Schildes (Loakkejaeggi, Måkkejavri), die tiefgründigeren Moore auf der Halbinsel Bigganjarga sowie die Moore um Varangerbotn. Die Komplexpalsas treten dort in der Regel mit anderen Formvarianten vergesellschaftet auf. Sie bedecken dabei Flächen von mehreren tausend m²; die Palsahöhe beträgt bis zu 8 m. Von den Plateaupalsas unterscheiden sie sich außer durch ihre größere Höhe und ihren stärker zerlappten Rand vor allem durch ihr unruhiges, in Voll- und Hohlformen gegliedertes Relief.

Um zuverlässige Informationen zum inneren Aufbau der Palsas im Raum Karlebotn-Varangerbotn zu erhalten, wurden rund 70 Palsas mit Hilfe eines Brennkrafthammers aufgegraben und gut 300 Motorbohrungen in den unterschiedlichsten Palsaformtypen und -entwicklungsstadien durchgeführt (Maximale Bohrtiefe: 10 m). Durch Probenentnahme konnte der Eis- (Wasser-) Gehalt und bei den Palsas mit minerogenem Kern auch die Korngrößenzusammensetzung der Substrate bestimmt werden. Den Befunden zufolge bestehen die kleinen "embryonalen" (vgl. ÅHMAN 1977), nur wenige Jahre alten, schildförmigen, durch eine hellgraue Oberfläche gekennzeichneten Palsas in aller Regel aus Torf, der unterhalb der zumeist konform zur Palsaoberfläche verlaufenden Permafrosttafel Frostboden enthält (vgl. Foto 1, Abb. 6). Der Permafrostkern ist eisarm (Poreneis) oder eisreich und kann Eislamellen und -linsen enthalten. Im Niveau des Moorwasserspiegels finden sich gelegentlich größere Eislinsen und -schichten. Mit wenigen Ausnahmen "schwammen" die embryonalen Palsas im Moor und hatten keinen Kontakt zur minerogenen Moorunterlage.

Unter den älteren, über 1 m hohen, von einer grünen Zwergstrauchvegetation bedeckten Palsas lassen sich reine Torfpalsas und Palsas mit Torfhülle und Mineralbodenkern unterscheiden. Bei letzteren ist die minerogene Moorunterlage an der Hügelbildung beteiligt. Diese Hügel erreichen daher oftmals größere Abmessungen als die reinen Torfpalsas. Die Permafrostkerne der aufgegrabenen 1,8-3,5 m hohen Torfpalsas zeichneten sich durch einen hohen, Richtung Moorwasserspiegel zunehmenden Eis- (Wasser-) Gehalt aus (>100 % des Torftrockengewichtes). Das Eis-Torf-Gemisch bildet eine äußerst harte Masse, die in größerer Tiefe von vornehmlich horizontal angeordneten, nur wenige Zentimeter dicken, aber bis zu 50 cm langen Eislinsen durchzogen wird. Im Bereich des Moorwasserspiegels können Blankeislinsen und -schichten mit Mächtigkeiten bis zu 35-40 cm auftreten. Der unter dem gefrorenen Torf an der Palsabasis erbohrte Mineralboden war bei den Torfpalsas frostfrei.

Im Unterschied zu den Torfpalsas sind bei den Palsas mit Mineralbodenkern die obersten Sedimentlagen der minerogenen Moorunterlage bis über das Moorwasserspiegelniveau aufgewölbt. Der minerogene Palsakern kann sich wenige Dezimeter, aber auch mehrere Meter über den Wasserspiegel des Palsamoores erstrecken (vgl. u. a. MEIER 1985, 1987). In den höchsten Palsas findet sich die Grenzfläche zwischen Torfhülle und Mineralbodenkern stellenweise 5-6 m über dem Moorwasserspiegel. Besonders mächtige Mineralbodenkerne wurden in Kuppel- und Komplexpalsas angetroffen; in den Plateau- und Strangpalsas überragt der Mineralbodenkern den Moorwasserspiegel nur selten um mehr als 2 m. Die Mächtigkeit der Torfhülle kann von Palsa zu Palsa erheblich variieren. Palsas mit einer Torfhüllenmächtigkeit von weniger als 40 cm sind selten. Ihre Verbreitung ist an sehr spezielle klimatische, edaphische und hydrologische Bedingungen geknüpft, wie sie z. B. auf dem gehobenen spätglazialen Delta südlich von Karlebotn gegeben sind. Dort sind Permafrosthügel mit wesentlich dünnerer Torfhülle sowie Permafrosthügel ohne jegliche Torfbedeckung entwickelt (vgl. MEIER 1988/89, 1991a, 1996).

Die Unterlage der Palsamoore besteht in den Tieflagen am inneren Varangerfjord vornehmlich aus marinen, fluvialen und glazifluvialen Ablagerungen. Gemeinsames Merkmal des Mineralbodens der Palsakerne ist ein hoher Feinmaterialgehalt und eine hohe Frostempfindlichkeit der Lockersedimente. Grobkörnige, wenig frostempfindliche Sedimente werden nur selten in die Palsaentwicklung mit einbezogen: Die minerogene Moorunterlage bleibt in diesem Falle frostfrei; statt eines Palsas mit Mineralbodenkern entsteht ein reiner Torfpalsa. Schluff und Sand bilden im Mineralboden der Palsas die vorherrschenden Korngrößenfraktionen, wobei zwischen den 5 ausgewiesenen Palsaformvarianten deutliche Körnungsunterschiede bestehen (vgl. MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996).



Foto 1: Heller, schildförmiger, embryonaler, einjähriger Palsa mit teilweise entfernter Auftauschicht bei Karlebotn (Vesterelvfossen) am inneren Varangerfjord. Der Permafrostboden enthält eine Blankeislinse. 27.8.1987

Die Plateaupalsas zeichnen sich durch einen besonders hohen Sandanteil aus (>50 % des Feinbodens). Neben den Fraktionen Fein- und Mittelsand dominiert Grobschluff mit 10-25 %, während Ton, Fein- und Mittelschluff jeweils bis zu 10 % des Mineralbodens ausmachen. Der Mineralboden der Wallpalsas ist feinkörniger: Der Gesamtanteil von Ton und Schluff im Mineralboden beträgt zwischen 50 und 60 %. Im Mineralboden der Strangpalsas wurden erhebliche Körnungsunterschiede festgestellt. Der Sandanteil betrug zumeist 55-70 %, während der Anteil der Tonfraktion mit 5-10 % erstaunlich gering ausfiel (Palsamoore Gaicajaeggi, Loakkejaeggi, Stuorrajaeggi). Die Auswertung von Mineralbodenproben aus dem Palsamoor Vuodnabatjaeggi ergab einen Sandanteil von 40-50 % und einen Tonanteil von 15-20 %, während ÅHMAN (1977) im gleichen Moor einen Tonanteil von 11-22 % ermittelte, wobei die Fraktionen Ton und Schluff mit einem Gesamtanteil von 60-76 % gegenüber der Sandfraktion dominieren. Die voneinander abweichenden Ergebnisse sind wahrscheinlich auf die im Palsamoor kleinräumig wechselnde Beschaffenheit der minerogenen Substrate zurückzuführen. Der Mineralboden der Kuppelpalsas zeichnet sich im Vergleich zu den anderen Palsaformvarianten durch einen höheren Ton- und Schluffgehalt aus, obwohl Feinsand die vorherrschende Korngrößenfraktion bildet. Dabei ist der Ton- und Schluffgehalt des Mineralbodens in den Kernen hoher Kuppelpalsas größer als in den Kernen niedriger (Ton: 15-30 % gegenüber 5-15 %, Schluff: in hohen Palsas 35-50 %). Im Mineralbodenkern der Komplexpalsas können sowohl die Sandfraktion als auch die Fraktionen Ton und Schluff dominieren, wobei letztere zusammen 65-80 % des Feinbodens ausmachen können. Die erhebliche Variabilität der Körnungsverhältnisse ist keine Überraschung, wenn man berücksichtigt, dass die Komplexpalsas durch Zusammenwachsen benachbarter Palsas unterschiedlichsten Typs und Entwicklungsstandes entstehen. Die im Abstand von 20 cm bis in Tiefen von 5 m entnommenen Mineralbodenproben lassen erkennen, in welchem Ausmaß die Korngrößenzusammensetzung innerhalb eines einzigen Palsakernes bei allen ausgewiesenen Formvarianten variieren kann. Ein besonders auffälliges Merkmal, das bei fast allen untersuchten minerogenen Palsakernen festgestellt werden konnte und nicht auf eine bestimmte Palsaformvariante beschränkt bleibt, ist der äußerst geringe Ton- und Schluffgehalt des Feinbodens im Kontaktbereich des Mineralbodens zur Torfhülle (vgl. MEIER 1985). Als Ursache dieser Ton- und Schluffarmut der obersten Mineralbodenlage kommen deflatorische und abluale Vorgänge in Frage, die noch vor Beginn der Torfablagerung und späteren Palsaentwicklung stattgefunden haben.

Der strukturelle Aufbau der minerogenen Permafrostkerne der Palsas wird maßgeblich von der Bodeneisverteilung im Mineralboden bestimmt, die ihrerseits stark von den Körnungsverhältnissen abhängt. Die Grenze zwischen Torfhülle und Mineralbodenkern verläuft mehr oder weniger parallel zur Palsaoberfläche und war bei allen untersuchten Palsas sehr scharf ausgeprägt. Die Oberfläche des Mineralbodenkerns wird bei manchen Palsas von einer Lage aus Sanden und Kiesen gebildet, die maximal 10 cm mächtig ist und zahlreiche Steine und Blöcke enthalten kann (vgl. u. a. ÅHMAN 1977, MEIER 1985). Einzelne, besonders große Blöcke können die Torfhülle durchstoßen und an der Palsaoberfläche zutage treten. Im Permafrostkern gelegene Steine und Blöcke sind häufig in klares Eis eingebettet und durch Frostsprengung in mehrere Teile zerspalten. Die Grobkomponenten werden von feineren Sedimenten des minerogenen Palsakerns unterlagert; für die Grobmaterialanreicherung an der Oberfläche der minerogenen Palsakerne sind vor allem frostdynamisch bedingte Sortierungsvorgänge ("Frosthebung") verantwortlich zu machen, die bereits vor der Ablagerung der Torfe stattgefunden haben müssen (vgl. MEIER 1996).



Abb. 6: Querprofile durch verschiedene embryonale Palsas (aus MEIER 1996)

Der feinkörnige Mineralboden des gefrorenen Palsakerns wird unterhalb der Permafrosttafel von einem Netzwerk aus millimeterdünnen Segregationseislamellen und kleineren spindelförmigen Segregationseislinsen durchzogen. Die Eislamellen sind im oberen Teil der gefrorenen minerogenen Palsakerne häufig parallel und rechtwinklig zur Palsaoberfläche angeordnet und gliedern den Mineralboden auf diese Weise in wenige Zentimeter große würfelförmige Aggregate, die von auffallend glatten Flächen begrenzt werden. Mit zunehmender Profiltiefe und größerem Abstand zur Permafrosttafel vergrößert sich die Maschenweite des Eislamellennetzes oftmals; bereits 1 m unterhalb der Permafrosttafel kann der Durchmesser der nun auch unregelmäßiger gestalteten Mineralbodenaggregate mehr als 10 cm betragen. Die begrenzenden Eislamellen sind bis zu 1 cm dick. Zugleich treten Eislinsen und -schichten in immer dichteren Abständen auf. Die bikonvexen Eislinsen sind einige Dezimeter unterhalb der Permafrosttafel nur 2-5 cm dick und kaum länger als 40-50 cm. Tiefenwärts nimmt ihre Mächtigkeit allerdings deutlich zu. Zudem treten unregelmäßiger gestaltete und zusammengesetzte Eislinsen auf. Diese erreichen in den minerogenen Palsakernen in 2-3 m Tiefe eine Mächtigkeit von 20-30 cm und eine Länge von über 1 m. Die Eisbänder sind zwar selten mehr als 10 cm mächtig; sie können aber mehrere Meter lang werden. Sie durchsetzen die gefrorenen minerogenen Palsakerne horizontal oder wellenförmig und können mit den Eislinsen in Verbindung stehen. Im Bereich des Moorwasserspiegels finden sich bei den meisten Palsas größere Bodeneisschichten und -bänke, die entweder horizontal angeordnet oder schräg gestellt sind (vgl. MEIER, 1985, 1987; Fotos 2, 3, 4; Abb. 7, 8, 9). Zwischen den Blankeisschichten und -bändern, die bei den 5-7 m hohen Palsas über 1 m mächtig werden können, ist der gefrorene Mineralboden auffallend eisarm.

Berechnungen des Eis- (Wasser-) Gehaltes von Mineralbodenproben aus den Permafrostkernen von 25 hohen (2,5-6,5 m), älteren Palsas belegen eine tiefenwärtige Zunahme des Eisgehaltes. Abweichungen von dieser Mineralboden-Eis-Verteilung sind vor allem bei Palsas anzutreffen, deren Mineralbodenkerne von Sedimentlagen unterschiedlicher Körnung gebildet werden. So werden gefrorene Mineralbodenkerne aus geschichteten glazifluvialen Sedimenten unterhalb der Permafrosttafel oft von einer dichten Folge von Eislinsen und -schichten durchzogen, die sich vorzugsweise an den Grenzflächen zwischen den verschiedenen Sedimentlagen entwickelt haben (vgl. MEIER 1991a). In einigen Palsas wurden erstaunlich eisreiche Permafrostkerne angetroffen. Während die oberen Partien der gefrorenen Mineralbodenkerne von Eislamellen und -linsen durchsetzt waren, bestanden die unteren, grundwasserspiegelnahen Partien fast gänzlich aus Bodeneis. Der Mineralboden bildete in diesen mehrere Meter mächtigen Eiskörpern nur kleinere Feinsedimenteinschlüsse (Sedimentgehalt <10 Volumenprozent).

Wie der strukturelle Aufbau der Palsa-Permafrostkerne zu erkennen gibt, beruht die Aufwölbung der Substratlagen und damit die Hügelbildung im Moor bei der Palsabildung auf einer Eissegregation im Torf und / oder Mineralboden in Gestalt von Eislamellen, -linsen, -bändern, -schichten und -bänken (vgl. u. a. WRAMNER 1973, ÅHMAN 1977, SEPPÄLÄ 1986, 1988, MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996). Bei den Palsas mit minerogenem Kern vollzieht sich die Eissegregation vornehmlich im Mineralboden des Palsakerns, so dass die Erhebung der Palsas über die umgebende Mooroberfläche in erster Linie durch die Aufwölbung der eisreichen, minerogenen Sedimentlagen zustande kommt. Mit Ausnahme älterer, stark erodierter Palsas verläuft die Oberfläche des minerogenen Palsakerns etwa parallel zur Palsaoberfläche, so dass die Formenausprägung der Palsas weitgehend von der Art und vom Umfang der Eissegregation im Mineralboden bestimmt wird. Die in horizontaler und vertikaler Richtung oft sehr kleinräumig wechselnde Beschaffenheit der minerogenen Substrate bezüglich Körnung, Wasserhaushalt und Frostempfindlichkeit schafft unterschiedliche Voraussetzungen für die Segregationseisbildung. Die daraus resultierende Intensität der Bodeneisbildung spiegelt sich letztendlich in den Abmessungen und im morphologischen Formenschatz der Palsas wider, modifiziert durch die lokalen klimatischen und hydrologischen Rahmenbedingungen (vgl. ÅHMAN 1977, MEIER 1996).



Foto 2: Schnitt durch einen 2,2 m hohen Kuppelpalsa mit Mineralbodenkern im Palsamoor Vuodnabatjaeggi am Ortsrand von Varangerbotn. Die Permafrosttafel befindet sich innerhalb der mächtigen, durch zahlreiche Spalten zergliederten, scharf gegen den Mineralbodenkern abgesetzten Torfhülle des Palsas (vgl. Abb. 7). Der gefrorene, von ton- und schluffreichen Sanden gebildete Mineralbodenkern enthält Lamellen, Linsen und Bänder aus Segregationseis. 14.9.1985



Abb. 7: Querprofil durch einen Palsa mit Mineralbodenkern bei Varangerbotn (Vuodnabatjaeggi) (aus MEIER 1988/89)



Foto 3: 5 m tiefes Grabungsprofil in einem Kuppelpalsa mit mächtigem Mineralbodenkern im Palsamoor Gaicajaeggi bei Karlebotn. Der gefrorene Mineralbodenkern grenzt mit einer stein- und blockhaltigen Lage aus Grobsanden und Kiesen an den Torfmantel des Palsas. Die darunter befindlichen tonigschluffigen Feinsedimente werden von Eislamellen, -linsen und -bändern durchzogen. Ab 4 m Tiefe treten mächtige Blankeisschichten und -bänke auf (vgl. Abb. 8). 3.7.1981



Abb. 8: Querprofil durch einen Palsa mit Mineralbodenkern bei Karlebotn (Gaicajaeggi) (aus MEIER 1996)



Foto 4: 2,8 m tiefes Grabungsprofil in einem 6,5 m hohen Komplexpalsa mit dünner Torfhülle und mächtigem Mineralbodenkern im Palsamoor Måkkejavri südlich von Karlebotn. Die Permafrosttafel befindet sich in rund 1 m Tiefe im Mineralbodenkern, der mit einer dünnen Sand- und Kieslage scharf an den Torfmantel grenzt. Die gefrorenen, geschichteten glazifluvialen Sande des Palsakerns werden von bis zu 1 m mächtigen Blankeislinsen und -schichten durchzogen, die sich vorzugsweise an den Oberflächen der Sedimentlagen entwickelt haben (vgl. Abb. 9). 26.7. 1988



Abb. 9: Grabungsprofil im Kronenbereich eines Palsas mit dünner Torfhülle bei Karlebotn (Måkkejavri) (aus MEIER 1991a)

Geomorphologische Übersichtskarte des Raumes Karlebotn, innerer Varangerfiord					
		Varangerfjord	the former	X	
		and the second s	So V		
	and the second s		A C C		
		R			
	Soom (12)	achen Schildes	Glazigene, glazifluviale,	fluviale und	marine Lockersedimente
	Moore mit Palsas	⊗ ⊗ Minerogene Per	mafrosthügel	and a	Gehobene Strandwälle
	Hügel aus Rutschungsmaterial	O ∪ Geschlossener/	offener minerogener Ringwall	T	Tal im Lockersediment
	Feld fossiler Eiskeilpolygone	Marine und fluv	iale Terrassenkanten	//	Klufttäler
	Frostspaltenmakropolygonfeld	Rutschungskant	en		Gewässer
	Mudpitfeld	Rezentes marine	es Kliff		Deflationsflächen
	Thufafeld	Kiesgrubenkante	8		Straße

Abb. 10: Geomorphologische Übersichtskarte des Raumes Karlebotn, innerer Varangerfjord (aus MEIER 1996)



Foto 5: 1 m hoher, schildförmiger, minerogener Permafrosthügel (Lithalsa) am Nordrand des Palsamoores Måkkejavri auf dem gehobenen, glazifluvialen Delta südlich von Karlebotn. Der völlig spaltenfreie Hügel trägt eine geschlossene Vegetationsdecke aus Zwergsträuchern, Gräsern und Flechten. 29.8.1987



Foto 6: 2,8 m tiefes Grabungsprofil im höchsten Bereich eines minerogenen Permafrosthügels (Lithalsas) bei Karlebotn (vgl. Foto 5). Der Hügel besteht aus schluffigen Sanden, die einzelne hasel- bis walnußgroße Steine enthalten. Die sommerliche Auftautiefe beträgt maximal 1 m. Die auffallend eisarmen Feinsedimente des Hügelkerns sind bis in eine Tiefe von mindestens 10 m gefroren. 27.6.1988

Außer typischen torfbedeckten Palsas wurden im Arbeitsgebiet Karlebotn-Varangerbotn auch frostdynamisch entstandene, in minerogenen Sedimenten angelegte Permafrosthügel ohne thermisch isolierende Torfhülle angetroffen. Sie befinden sich am Nordrand des Palsamoores Måkkejavri (70 m ü. M.) im Ostteil eines spätglazialen, isostatisch gehobenen Deltas südlich von Karlebotn (vgl. Abb. 10). Das Vorkommen ist räumlich eng mit dem benachbarten Palsamoor verknüpft, in dem sich sowohl reine Torfpalsas als auch Palsas mit Mineralbodenkern entwickelt haben (vgl. MEIER 1991a, 1996). Gleichlaufend mit der nach Westen und Norden abnehmenden Torfmächtigkeit verringert sich auch die Höhe der Palsas. An seinem Nordrand geht das Palsamoor allmählich in ein flachwelliges Terrain aus runden, wallförmigen oder unregelmäßiger gestalteten Vollformen und zeitweise wassergefüllten Hohlformen über. Die kreisrunden, ovalen oder lang gestreckten Hügelformen erinnern morphologisch an Palsas, unterscheiden sich von diesen aber durch das Fehlen einer zusammenhängenden Torfdecke. Von rein minerogenen Hügeln ohne jede Torfbedeckung über Formen mit torffreier Krone und torfbedeckten Flanken bis hin zu Palsas mit geschlossener, aber äußerst dünner Torfhülle lassen sich alle Übergangsformen beobachten (vgl. Fotos 5, 6, 7). Dabei fällt auf, dass die völlig torffreien Hügel nur selten eine Höhe von mehr als 1 m (Maximalhöhe: 1,5 m) und einen Durchmesser von mehr als 40 m erreichen. Die Permafrosttafel wurde 1988 bei einem 1 m hohen Hügel in 90-105 cm Tiefe ergraben. Das Substrat besteht vornehmlich aus schluffigen Sanden, die im Permafrostkern von dünnen Eislamellen und -linsen durchsetzt sind. Die Eislinsen sind wesentlich dünner als bei den torfbedeckten Palsas in den angrenzenden Moorabschnitten, was die geringere Höhe der minerogenen Permafrosthügel erklärt. Die Hügel sind offenbar an einem klimatisch, edaphisch und hydrologisch begünstigten Standort (wind- und kälteexponiert, frostempfindliche Feinsedimente, hoher Grundwasserstand) entstanden. Die Hügelgenese dürfte trotz des Fehlens einer thermisch isolierenden Torfhülle und eines geringeren Segregationseisgehaltes eng mit der Palsagenese verwandt sein (vgl. MEIER 1988/89, 1991a, 1996). Mehrere minerogene, eis- und permafrostfreie Ringwälle im Umkreis

der minerogenen Permafrosthügel lassen sich als fortgeschrittene Zerfallsstadien solcher Hügel deuten (vgl. Abb. 11, 12; Fotos 8, 9).

Aufgrund der langjährigen eigenen Feldforschungen, der Interpretation von Luftbildern aus dem Jahre 1970 sowie der Auswertung von Fotos und Angaben von SVENSSON (1962, 1964a) und ÅHMAN (1975, 1976, 1977) aus den 1960 er und 1970 er Jahren ergibt sich ein recht differenziertes Bild der Permafrosthügel-Entwicklung im Raum Karlebotn-Varangerbotn. Dabei lassen sich Phasen mit verstärkter Aggradation und mit vorherrschender Degradation unterscheiden. Bei einigen gut dokumentierten Palsas auf der Halbinsel Bigganjarga lässt sich der Entwicklungsverlauf bis Anfang der 1960 er Jahre zurückverfolgen.



Foto 7: 3 m tiefes Grabungsprofil im Zentrum eines 2 m hohen Kuppelpalsas mit Mineralbodenkern und sehr dünner Torfhülle am Nordrand des Palsamoores Måkkejavri bei Karlebotn. Die rund 10 cm mächtige Torfdecke des Palsas wird von ton- und schluffreichen, steinhaltigen Sanden unterlagert, die bis in ca. 40 cm Tiefe kryoturbat gestört sind. Die Permafrosttafel befindet sich in rund 120 cm Tiefe. Darunter wird der Mineralboden von dünnen Eislamellen und bis zu 4 cm dicken Eislinsen durchzogen. 19.7.1988



Abb. 11: Querprofile durch einen minerogenen Ringwall bei Karlebotn, innerer Varangerfjord (aus MEIER 1991a)

Den vorliegenden Befunden zufolge waren die 1960 er Jahre durch die Anlage zahlreicher neuer Palsas gekennzeichnet, insbesondere in den kalten Jahren 1965/66 und 1968. Viele dieser embryonalen Palsas überdauerten nur wenige Sommer und zerfielen in den wärmeren Jahren 1972-1975. Die ungewöhnlich kalten Jahre 1981 und 1985 begünstigten das Überdauern zahlreicher neuer Frostbodenlinsen in den Mooren und damit die Anlage neuer Palsas. Viele dieser embryonalen Palsas hatten bis Ende der 1980 er Jahre Bestand und erreichten Höhen von bis zu 1 m. Die warmen frühen 1990 er Jahre ließen viele der jungen Palsas kollabieren und verhinderten die Anlage neuer Hügelformen bis zum kalten Jahr 1998. Die meisten der in diesem Jahr neu entstandenen embryonalen Palsas zerfielen in den folgenden warmen Sommern.

2003 und 2004 wurden nur noch wenige junge (1-10 Jahre alte) Palsas angetroffen. Einige von ihnen waren noch 2010 und 2011 in relativ stabilem, spaltenfreiem Zustand auffindbar. Ferner hatten sich in den letzten 7-8 Jahren – trotz relativ warmer Sommer – zahlreiche neue Palsas entwickelt, 2010 u. a. in den Palsamooren Gaicajaeggi und Loakkejaeggi, von denen die meisten inzwischen wieder kollabiert sind. Die flachen, schildförmigen embryonalen Palsas sind im Gelände und auf Luftbildern aufgrund ihrer Hellfärbung leicht zu erkennen. Durch die Heraushebung über den Moorwasserspiegel stirbt die ursprüngliche, hygrophile Moorvegetation allmählich ab, trocknet aus und bildet eine Zeit lang die Oberfläche des jungen Palsas, ehe die palsatypische Vegetation nachwächst.



Foto 8: Querprofil durch den südwestlichen Abschnitt eines minerogenen Ringwalles (Lithalsa-Relikt) auf dem gehobenen, glazifluvialen Delta südlich von Karlebotn (vgl. Abb. 11 u. 12). Die außerhalb des Ringwalles nahezu horizontal gelagerten Sedimentstraten sind im Wallbereich aufgebogen und am Innenhang stark deformiert. Die schluffhaltigen Feinsande an der Profilbasis sind gefroren (Rest des winterlichen Frostbodens). 25.7.1981



Foto 9: Querprofil durch den nördlichen Abschnitt des minerogenen Ringwalles südlich von Karlebotn (vgl. Abb. 12). Die Sand- und Kieslagen über den schluffreichen, feinsandigen Deltasedimenten sind im Bereich des Walles aufgebogen. Sie sind am Innen- und Außenhang stellenweise kryoturbat deformiert. Im Kronenbereich des Walles werden die Straten von einer schmalen, mit sandig-kiesigen Sedimenten verfüllten (Dehnungs- oder Frost-) Spalte durchschlagen. 6.9.1988



Abb. 12: Querprofile durch einen Ringwall bei Karlebotn, innerer Varangerfjord (aus MEIER 1991a)

Der sich in den wärmeren Phasen vollziehende beschleunigte Palsazerfall manifestiert sich morphologisch vor allem in einer Intensivierung der Block- und Thermoerosion an den Palsaflanken. Von diesen erosiven Prozessen sind die hohen Kuppel- und Komplexpalsas am stärksten betroffen. Viele auf den Luftbildern des Jahres 1970 abgebildete, 1981/82 morphologisch fast unverändert fortbestehende, spaltenarme, intakte Palsahügel sind inzwischen von steilen Blockerosionshängen mit einer angrenzenden breiten und tiefen Laggzone als Indiz einer fortgeschrittenen Bodeneisauflösung in den Hügelkernen umgeben. Andere Palsas sind vollständig kollabiert und durch Thermokarsttümpel mit stellenweise erhaltenen Ringwällen ersetzt worden. Die hohen Kuppelpalsas in den zentralen Lagen der Palsamoore Gaicajaeggi, Vesterelvmyran und Stuorrajaeggi sowie am Rande der Moore Reikejaeggi, Loakkejaeggi und Ruossajaeggi (Westteil) waren in den letzten zwei Jahrzehnten einem besonders starken Zerfall ausgesetzt. Einige existierten 2011 noch als hügelförmige Palsaruinen innerhalb eines Thermokarstsenken getreten. Die Strang- und Komplexpalsas in den Palsamooren Vuodnabatjaeggi, Larajaeggi und Ruossajaeggi (Ostteil) hatten sich morphologisch ebenfalls stark verändert: Durch Ausschmelzen der niedrigeren, flachen Verbindungsstücke zwischen den höheren Palsapartien waren stellenweise isoliert stehende Kuppelpalsas mit steilen Erosionshängen entstanden. Die weitflächigen, flachwelligen Plateaupalsas in den Mooren Loakkejaeggi, Ruossajaeggi (Ostteil) und Måkkejavri hatten sich seit Anfang der 1990 er Jahre am wenigsten verändert. Allerdings hatte sich ihre Fläche durch rückschreitende Erosion an den Plateaurändern verringert (besonders auffällig im Palsamoor Loakkejaeggi), und auf den Plateauflächen waren durch eine lokale Absenkung der Permafrosttafel zahlreiche neue, wassergefüllte Thermokarstsenken entstanden. Entlang von Wasserläufen und größeren Thermokarstseen hatten sich durch Unterminierung der Plateauflanken mehrere Meter hohe, steile Erosionshänge gebildet (Loakkejaeggi). Zwar ist der Zerfall ein natürlicher Bestandteil des zyklisch verlaufenden Palsaentwicklungsganges, bei dem Aggradations- und Degradationsformen häufig eng vergesellschaftet nebeneinander auftreten (vgl. u. a. SVENSSON 1962, ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996), doch deutet die auffällige Dominanz von fortgeschrittenen Zerfallsstadien gegenüber jüngeren Aufbaustadien auf einen klimainduzierten Trend, der den Palsazerfall in den letzten zwei Jahrzehnten begünstigt und die Anlage neuer embryonaler Palsas behindert hat. Von dieser Entwicklung sind die kleinen, flachen, minerogenen Permafrosthügel auf dem Delta bei Karlebotn aufgrund der fehlenden thermisch isolierenden Torfdecke besonders stark betroffen. Sie zeigten bis Ende der 1990 er Jahre erstaunlich wenige Veränderungen, kollabierten danach aber rasch und hinterließen ein unübersichtliches Terrain aus flachen minerogenen Wällen und Thermokarstmulden. Als Hauptursache für die verzögerte Reaktion auf die warmen 1990 er Jahre sind der im Vergleich zu den traditionellen torfbedeckten Palsas geringere Bodeneisgehalt der Hügel und die daraus resultierende flache, schildförmige Gestalt zu nennen.

Das saisonale und langjährige Auftauverhalten der Palsas im Raum Karlebotn-Varangerbotn wurde im Zeitraum 1979-1988 in verschiedenen Palsamooren systematisch erfasst (vgl. Abb. 13, 14 u. 15). In den Jahren 1989-2011 konnte oft nur die maximale sommerliche Auftautiefe (Ende September / Anfang Oktober) in einigen ausgewählten Palsas registriert werden. Das Datenmaterial wird ergänzt durch Beobachtungen bei Grabungen und Bohrungen an rund 70 Palsas (1979-2011 mit Schwerpunkt in den 1980 er Jahren). Die Messungen wurden in den Palsamooren Vuodnabatjaeggi bei Varangerbotn (Kuppelpalsa, Komplexpalsa) sowie Gaicajaeggi (Kuppelpalsa, Plateaupalsa), Vesterelvmyran (Kuppelpalsa), Loakkejaeggi (Kuppelpalsa, Plateaupalsa) und Måkkejavri (Komplexpalsa) bei Karlebotn vorgenommen. Für die Messungen wurden hohe ältere, aber spaltenarme, vegetationsbedeckte Kuppel- und Komplexpalsas sowie die zentralen Abschnitte flachwelliger, vegetationsbedeckter Plateaupalsas ausgewählt (zur Methodik vgl. MEIER 1996).

Der Auftauvorgang beginnt in den Palsamooren am inneren Varangerfjord im Mai, und zwar zuerst auf den Palsakronen, die früher ausapern als die Palsaflanken und die umgebenden, tiefer gelegenen Moorbereiche. Im Juni und Juli nimmt die Mächtigkeit der Auftauschicht rasch zu, während im August ein langsames Absinken der Frostbodenoberfläche zu verzeichnen ist. Mit Abnahme der Temperaturen und Auftreten der ersten Fröste Mitte September verringert sich die Auftaugeschwindigkeit nochmals. Anfang Oktober setzt die Bildung einer neuen Frostbodenlage an der Substratoberfläche ein, die im exponierten Kronenbereich der Palsas zur Monatsmitte bereits eine Mächtigkeit von ca. 10 cm aufweisen kann. Spalten an der Palsaoberfläche beeinflussen die Lage der Frostbodenoberfläche nur zu Beginn der Auftauperiode und auch nur dann, wenn sie eine Mindestbreite von 10-15 cm aufweisen. In schmaleren, schattigen Spalten wirkt die kühle Luft offenbar ähnlich isolierend wie die trockenen Torflagen der Palsahülle. Mit der allmählichen Tieferschaltung der Frostbodenoberfläche im Verlauf der Auftauperiode nimmt der Einfluß der Spalten immer mehr ab, so dass ursprünglich spaltenbedingte Unterschiede der Auftauschichtmächtigkeit gegen Ende der Auftauperiode kaum noch feststellbar sind. Die Mächtigkeit der Auftauschicht kann an den Flanken eines einzigen Palsas sowie von Palsa zu Palsa innerhalb eines Moores erheblich voneinander abweichen, bedingt durch Expositionsunterschiede, Unterschiede in der Art und Dichte der Vegetationsbedeckung sowie der Zusammensetzung und Durchfeuchtung des darunter befindlichen Torfes.

Ein Vergleich der maximalen jährlichen Auftautiefen zeigt für die lange Meßperiode erstaunlich geringe Unterschiede. Ebenso waren die Unterschiede von Palsa zu Palsa am Ende der Tauperiode wesentlich geringer als erwartet, was sich vermutlich mit den recht ähnlichen Lagebedingungen der Moore (Höhenunterschied maximal 35 m) erklären lässt. Die deutlichsten Unterschiede in der maximalen jährlichen Auftautiefe traten zwischen reifen, mehrere Meter hohen Kuppel- und Komplexpalsas (60-85 cm) und jungen, schildförmigen, unter 1 m hohen Palsas (35-50 cm) auf. Während des Beobachtungszeitraumes wies das Jahr 1981 das am stärksten vom Mittel abweichende Auftauverhalten auf (vgl. Abb. 16): Die obersten Torflagen begannen infolge des voran gegangenen schneereichen Winters und der niedrigen Frühsommertemperaturen erst spät zu tauen, so dass die maximalen Auftautiefen 15-20 cm unter den langjährigen Mittelwerten blieben. In den durch relativ warme Sommer gekennzeichneten Jahren 1990-1992 überschritten die maximalen Auftautiefen hingegen den Mittelwert um 5-15 cm. Noch größere jährliche Auftautiefen - bei einigen Kuppelpalsas bis zu 110 cm - wurden in den warmen Jahren 2003, 2004 und 2007 erreicht. Die Tieferschaltung der maximalen jährlichen Auftautiefen in den Palsas am inneren Varangerfjord manifestiert sich morphologisch in einer Zunahme der Degradationserscheinungen in den letzten zwei Jahrzehnten. Die Grundlagen für diese Entwicklung wurden aber offenbar schon früher geschaffen: Bei vielen Palsas mit Mineralbodenkern befand sich die Permafrosttafel bereits in den kühlen 1980 er Jahren deutlich unterhalb der thermisch isolierenden Torfhülle, wodurch der Palsazerfall maßgeblich begünstigt wurde - eine mögliche Erklärung, warum die Palsadegradation in den folgenden wärmeren Jahrzehnten so ungewöhnlich rasch voranschritt.



Abb. 13: Auftauschichtmächtigkeiten von Palsas in Palsamooren der Varanger-Halbinsel 1 (aus MEIER 1996)

3.1.2. Bugöyfjord – Neiden

Das Arbeitsgebiet Bugöyfjord-Neiden (vgl. Abb. 1) erstreckt sich von der Sopnes-Halbinsel im Norden bis zum Neidenfluß im Süden (vgl. MEIER 1991a). Es umfasst u. a. das untere Haukelvtal, das Tal des Klokkerelv sowie Talbereiche am Neidenelv. Die Talböden sind stark vermoort und werden weitflächig von Strang- und Palsamooren bedeckt. Die westlich und östlich an das Klokkerelvtal grenzenden, vom Inlandeis zugerundeten Berge erreichen Höhen zwischen 250 und 350 m ü. M. Die zahlreichen abflusslosen Hohlformen werden von kleineren und größeren Seen eingenommen. Entlang der Fluß- und Bachläufe sowie an den unteren und mittleren Hängen der Berge stockt dichter Birkenwald, während die Oberhänge bei hinreichender Lockermaterialauflage zumeist von Zwergstrauchheiden bedeckt sind. In den höchsten Lagen weist der eisüberschliffene granitische Fels häufig nur eine Blockstreu aus kantengerundeten Moränenblöcken auf (Kahlfjell). Die minerogene Moorunterlage wird im unteren Haukelvtal sowie im Tal des Klokkerelv im wesentlichen von marinen und fluvialen Ablagerungen gebildet, während weiter südlich im Neidental glazifluviale Sedimente vorherrschen (vgl. KJELDSEN & SOLLID 1979). Die stratigraphischen Verhältnisse und die Vegetation im Naturreservat Ferdesmyra, des größten Moores im Arbeitsgebiet, werden von VORREN (1972, 1979a) beschrieben.



Abb. 14: Auftauschichtmächtigkeiten von Palsas in Palsamooren der Varanger-Halbinsel 2 (aus MEIER 1996)

Die klimatischen Rahmenbedingungen im Arbeitsgebiet sind jenen im Raum Karlebotn-Varangerbotn vergleichbar (vgl. Tab. 3-7). Die kurzfristig arbeitende Wetterstation Bugöyfjord (1965-1981) weist eine Jahresmitteltemperatur von -0,4 °C auf; die rund 30 km weiter östlich am inneren Bökfjord gelegene Station Kirkenes ist im Zeitraum 1965-1990 durch eine Jahresmitteltemperatur von -0,7 °C gekennzeichnet (1991-2009: 0,2 °C). Der Juli ist der wärmste Monat, der Januar der kälteste (Bugöyfjord: 12,1 °C / -11,3 °C, Kirkenes: 12,1 °C / -12,1 °C). Pro Jahr werden 210-220 Frosttage registriert, von denen 145-150 Eistage darstellen. Die jährliche Niederschlagsmenge beläuft sich auf 450-500 mm (Bugöyfjord: 447 mm, Neiden 1961-1990: 435 mm, 1991-2009: 476 mm, Kirkenes 1965-1990: 434 mm, 1991-2005: 455 mm), wobei der meiste Niederschlag im Spätsommer und Herbst fällt. An rund 200 Tagen im Jahr liegt eine geschlossene Schneedecke, die im März-April ihre maximale Höhe von 50-60 cm erreicht.

Nach dem Modell von KING (1984) zählt das küstennahe Tiefland Südvarangers zur Stufe des sporadischen Permafrostbodens, in der Permafrostboden vornehmlich in Gestalt von Palsas auftritt. Die Höhenstufe des diskontinuierlichen Dauerfrostbodens beginnt in den Bergen in der Umgebung des Haukelv-Klokkerelv-Talzuges in einer Höhenlage von rund 100-150 m ü. M. (vgl. MEIER 1997). Außer in Palsas wurde Permafrostboden auch in größeren Pounu-Torfhügeln (Höhe >80 cm) und in feinkörnigen, frostempfindlichen minerogenen Sedimenten angetroffen. In den tief eingeschnittenen, zur Bildung von "Kaltluftseen" neigenden Klufttälern finden sich kleinere Permafrostlinsen ferner in grobblockigen Ablagerungen, wie z. B. Sturzschutthalden und Moränenwällen in Schattlagen. Inwieweit die höheren eisüberschliffenen Berge im Arbeitsgebiet (reliktären) Permafrostboden enthalten, ist mangels gezielter Untersuchungen unbekannt. Im Tagebau der ca. 30 km südöstlich gelegenen Eisenerzmine Kirkenes-Björnevatn wurde nach Auskunft der Minenleitung (1985) kein Permafrostboden angetroffen.



Abb. 15: Auftauschichtmächtigkeiten eines Palsas am inneren Varangerfjord (Varangerbotn 1982) (aus MEIER 1996)

Zwischen dem inneren Bugöyfjord und dem Neidenelv sind entlang der Straßenverbindung Varangerbotn-Neiden (E 6) mehrere Palsamoore (Sopnesmyra, Mallejaeggi, Ellenjarjaeggi, Attejaeggi, Linddebakjaeggi, Ferdesmyra) entwickelt, die seit 1979/81 Ziel wissenschaftlicher Untersuchungen waren. U. a. wurden auffällige morphologische Veränderungen an den Palsas dokumentiert, das saisonale Auftauverhalten untersucht sowie die maximale jährliche Auftautiefe registriert. Im Palsamoor Sopnesmyra an der Straßenabzweigung zum Ort Valen wurden 1986 umfangreiche Motorgrabungen und -bohrungen durchgeführt, um den inneren Bauplan (struktureller und sedimentärer Aufbau, Bodeneisgehalt etc.) mehrerer hoher Kuppelpalsas zu erfassen (vgl. MEIER 1987, 1988/89, 1991a, 1996). Ferner wurden einige Palsas im Palsamoor Böttemyra an der Straße Neiden-Sevettijärvi (R 893) studiert. Die eigenen Beobachtungen lassen sich mit Luftbildern aus den Jahren 1957 (1:20 000) und 1972 (1:15 000) sowie Feldfotos

und Kartierungen von VORREN (1972, 1979a) vergleichen. Die Luftbilder sind etwas zu kleinmaßstäbig, um zuverlässige Rückschlüsse auf die Palsamorphodynamik seit jener Zeit zu gestatten, während die Angaben und Palsakartierungen von VORREN interessante Hinweise auf langfristige Veränderungen an den Palsas im Palsamoor Ferdesmyra (Naturreservat) liefern.



Abb. 16: Maximale jährliche Auftautiefen von Palsas in der Fjordregion Finnmarks 1981-2011 I

Besondere Beachtung unter den erwähnten Palsamooren verdient das nur rund 1 km² große, 70 m ü. M. gelegene Palsamoor auf der Sopnes-Halbinsel (Sopnesmyra / Suoppajaeggi) etwa 2 km nördlich von Bugöyfjord (vgl. Abb. 1, Foto 10). Die Moorunterlage besteht in den zentralen, tiefgründigen, von Kuppel- und Komplexpalsas eingenommenen Moorbereichen aus ton- und schluffreichen marinen Sedimenten. Die peripheren, flachgründigen Moorpartien sind teils von feinmaterialreicher Grundmoräne, teils von glazifluvialen Sanden und Kiesen unterlagert (vgl. MEIER 1991a). Hier dominieren Strangpalsas, die mit permafrostfreien Moorsträngen eng vergesellschaftet auftreten. Grabungen und Bohrungen in einem der höchsten Kuppelpalsas geben Aufschluß über den strukturellen und sedimentären Palsaaufbau (vgl. Fotos 11, 12, Abb. 17). Der 2,5 m hohe Palsa besitzt einen mächtigen Mineralbodenkern, der von einer 40-50 cm dicken Torfhülle umgeben ist. Sie erreicht ihre größte Mächtigkeit auf der spaltenfreien, von einer geschlossenen Vegetationsdecke aus Zwergsträuchern überzogenen Palsanordflanke. Der Palsasüdhang zeigt deutliche Erosionsspuren: Die Torfhülle ist geringmächtiger, von zahlreichen tiefen Spalten durchsetzt und weist vereinzelt Lücken auf, in denen der Mineralboden zutage tritt. Stellenweise ist sie in Schollen und Blöcke zerfallen, die im Begriff sind, in den angrenzenden, mehr als 3 m tiefen Palsalagg zu gleiten ("Blockerosion"). Die Auftautiefe betrug zum Zeitpunkt der Grabungsarbeiten (Mitte Juli 1986) an

der Palsanordflanke 65-70 cm, an der Palsasüdflanke rund 80 cm, d. h. die Torfhülle und die obersten Sedimentlagen des minerogenen Palsakernes waren frostfrei. Die Frostbodenoberfläche verläuft im wesentlichen parallel zur Palsaoberfläche. Abweichungen sind vor allem dort zu beobachten, wo die thermisch isolierende Wirkung der Torfhülle durch die Bildung breiter Spalten beeinträchtigt worden ist. Die gefrorenen schluffreichen Sande sind nahe der Frostbodenoberfläche relativ eisarm. Ab 100-105 cm Tiefe nimmt der Eisgehalt deutlich zu, was als Hinweis auf die Lage der Frostbodenoberfläche gegen Ende der sommerlichen Auftauperiode (Permafrosttafel) zu deuten ist: Das Eis bildet millimeterdünne, mehr oder weniger rechtwinklig zueinander angeordnete Lamellen, die den Mineralboden in wenige Zentimeter große würfelförmige Aggregate gliedern. Ferner finden sich 1-2 cm dicke, wenige Dezimeter lange Eislinsen, die durch dünne Eislamellen in horizontaler und vertikaler Richtung miteinander verbunden sind. Ab einer Tiefe von etwa 120 cm Tiefe besteht der Palsakern fast ausschließlich aus Eis. Dieser "Eiskern" enthält zwar kleinere tonig-schluffige Feinsedimenteinschlüsse, doch machen diese insgesamt weniger als 10 Volumenprozent aus. Er erstreckt sich mindestens 1 m tief unter den Moorwasserspiegel, wie Bohrungen ergaben, dürfte stellenweise jedoch noch wesentlich tiefer in die minerogene Moorunterlage hinabreichen. Die Existenz eines derartigen "Eiskerns" unterscheidet den Palsa erheblich von den im Raum Karlebotn-Varangerbotn untersuchten Palsas mit minerogenem Kern (vgl. MEIER 1987, 1988/89, 1991a, 1996).





Foto 10: Übersicht über das Palsamoor Sopnesmyra bei Bugöyfjord in Südvaranger. Die peripheren, flachgründigen Moorabschnitte im Vordergrund sind durch ein Netzwerk aus Strangpalsas und permafrostfreien Moorsträngen gekennzeichnet. Im Bildhintergrund sind einige höhere Kuppel-, Wall- und Komplexpalsas zu erkennen. 15.7.1986

Foto 11: 2,5 m hoher Kuppelpalsa mit dünner Torfhülle und mächtigem Mineralbodenkern im zentralen, tiefgründigen Abschnitt des Palsamoores Sopnesmyra, organogene und minerogene Auftauschicht teilweise entfernt. Der scharf ausgeprägte Torf-Mineralboden-Kontakt ist durch eine Sand-Kies-Lage mit einzelnen Steinen und Blöcken markiert. Die Torfblöcke rutschen auf der gewölbten Oberfläche des Mineralbodenkerns gravitativ zum Palsarand und stürzen dort in die vorgelagerte Wasserrinne ("Palsalagg", Blockerosion). 17.7.1986



Foto 12: Grabungsprofil im Zentrum des Kuppelpalsas. Die 40-50 cm dünne Torfhülle des Palsas wird von schluffreichen Sanden unterlagert, die ab einer Profiltiefe von ca. 80 cm gefroren sind. Die Frostbodenoberfläche verläuft nahezu konform zur Palsaoberfläche. Unterhalb der saisonalen Gefrornis nimmt der Eisgehalt in Gestalt von Eislamellen und -linsen in 100-105 cm Tiefe deutlich zu (Lage der Permafrosttafel). Ab ca. 120 cm Tiefe besteht der Palsakern aus Eis mit kleinen tonig-schluffigen Sedimenteinschlüssen (Sedimentgehalt <10 Volumenprozent). 18.7.1986



Abb. 17: Querprofil durch einen Palsa mit sehr eisreichem Mineralbodenkern und dünner Torfhülle bei Bugöyfjord (aus MEIER 1987)

Das eigene Beobachtungsmaterial aus den Jahren 1979/81-2011 sowie die Angaben und Fotos von VORREN (1972, 1979a) vermitteln ein ungefähres Bild der Palsamorphodynamik im Raum Bugöyfjord-Neiden. Im Unterschied zum Arbeitsgebiet Karlebotn-Varangerbotn lässt sich in den Mooren keine Phase mit einer verstärkten Palsaneubildung nachweisen, obwohl vereinzelt embryonale Palsas angetroffen wurden. Diese waren mit einer Bestandsdauer von wenigen Jahren recht kurzlebig. Stattdessen waren die Moore in den letzten 4 Jahrzehnten durch Palsazerfall geprägt, der zum völligen Verschwinden der Palsas aus mehreren Mooren geführt hat.

Während es in den kalten 1960 er Jahren am inneren Varangerfjord zur Anlage zahlreicher neuer Palsas kam, finden sich in den Luftbildern sowie den Fotos und Angaben von VORREN (1972, 1979a) keine Hinweise auf eine verstärkte Palsaaggradation im Ferdesmyra (vgl. Abb. 1). Ebenso wurden zu Beginn der eigenen Untersuchungen im Raum Bugöyfjord-Neiden (1979) keine embryonalen Palsas oder Relikte von Palsas, die in den kalten Jahren 1965/66 oder 1968 entstanden sein könnten, angetroffen. Im Nordteil des Ferdesmoores existierten damals rund 40 ältere Palsas, die im wesentlichen mit den von VORREN kartierten Hügelformen identisch sein dürften. Darüberhinaus wurden 15-20 Palsas im Westteil des weitläufigen, ca. 15 km² großen Moorkomplexes beobachtet. Abseits dieser beiden Verbreitungsschwerpunkte fanden sich nur wenige, relativ kleine Palsas. Ein chaotisches Muster aus zahlreichen, teilweise von Ring-wällen umgebenen Thermokarstteichen lässt jedoch vermuten, dass die Anzahl der Palsas im Moor in den vorangegangenen Jahrzehnten erheblich größer war. Bei den erhaltenen Palsahügeln handelte es sich vornehmlich um Kuppelpalsas, Komplexpalsas und kleinere Plateaupalsas, die Moorflächen von einigen Dutzend Quadratmetern bis zu knapp einem Hektar bedeckten. Die Palsahöhen betrugen zwischen 1 m und gut 3 m. Die Mehrzahl der weithin vorherrschenden Kuppelpalsas war schon damals von tiefen und breiten Spalten durchzogen und unterlag der Blockerosion. Die flachwelligen, maximal 1 m hohen

Plateaupalsas wirkten noch recht intakt; bei ihnen beschränkte sich die Erosion auf die relativ steilen Palsaränder. Natürliche Anschnitte an den Palsarändern ließen auf Torfmächtigkeiten von 80-120 cm schließen. An den steilen Erosionshängen der höchsten Kuppelpalsas wurden Torfmächtigkeiten von bis zu 160 cm gemessen. Unter den Torfblöcken trat stellenweise der Mineralboden der Moorunterlage zutage, vornehmlich frostempfindliche tonig-schluffige Sande. Sie bildeten den Mineralbodenkern der Palsas und waren in größerer Tiefe noch gefroren. Andere Kuppelpalsas enthielten einen Permafrostkern aus einem Torf-Eis-Gemisch (vgl. auch VORREN 1972).

Im Palsamoor Sopnesmyra waren 1979 alle 5 ausgewiesenen Palsaformvarianten vertreten. In den zentralen tiefgründigen Moorbereichen waren Kuppel- und Komplexpalsas zu finden, die in der Umgebung von zwei kleinen Seen mit Höhen von 2,5-2,8 m ihre größten Abmessungen erreichten. Ferner waren mehrere bis zu 50 m lange und bis zu 2 m hohe Wallpalsas entwickelt. Die peripheren Moorbereiche waren von 1,0-1,2 m hohen Strangpalsas besetzt, die stellenweise in flache, 3-5 m breite und bis zu 0,5 m hohe Moorstränge übergingen. Sie bildeten ein auffälliges Netzwerk, das zahlreiche Schlenken einschloss. Im Unterschied zu den Strangpalsas waren die Moorstränge permafrostfrei. Am Ufer des östlichen Sees waren mehrere kleine, flache Plateaupalsas entwickelt, die sich nur wenige Dezimeter über den Moorwasserspiegel erhoben. Sie waren wie die nächst gelegenen Strangpalsas nahezu spaltenfrei und wiesen eine fast lückenlose Vegetationsdecke auf. Hingegen waren die Flanken der rund 20 Kuppel- und Komplexpalsas oftmals von breiten und tiefen Spalten überzogen, die die 0,5-1,0 m mächtige Torfdecke der Palsas in Blöcke zergliederte. Am Grunde der Spalten trat vielfach der feinkörnige Mineralboden der Moorunterlage zutage. Einige Palsas waren von einer tiefen Wasserrinne (Palsalagg) umgeben, in der von den angrenzenden Palsaflanken abgerutschte Torfblöcke schwammen. Die windexponierten Kronenbereiche mehrerer Kuppelpalsas und die Oberflächen der höchsten Wallpalsas waren infolge Deflation nahezu vegetationsfrei. Die freigelegten Torfflächen unterlagen bei hinreichenden Neigungsverhältnissen der Abspülung.

Die wie das Sopnesmoor auf gehobenen marinen und (glazi-) fluvialen Terrassen entwickelten und von feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimenten unterlagerten Moore Mallejaeggi, Ellenjarjaeggi, Attejaeggi und Linddebakjaeggi waren 1979 vornehmlich durch flachwellige, 0,5-1,0 m hohe kleine Plateaupalsas sowie maximal 1,5 m hohe Wall- und Kuppelpalsas gekennzeichnet. Sie enthielten zahlreiche Thermokarstsenken und -tümpel. In einigen Fällen war das Bodeneis offenbar als Folge einer Torfentnahme durch die Einwohner von Bugöyfjord ausgeschmolzen, wie nicht abtransportierte Torfsodenstapel neben den zumeist wassergefüllten Senken vermuten lassen. Charakteristisch für die relativ flachgründigen Moore entlang des Klokkerelv-Bachlaufes (Torfmächtigkeiten <1 m) ist das Auftreten von Palsas und Pounus in enger räumlicher Vergesellschaftung, wobei die bis zu 1 m hohen Pounuhügel vorzugsweise die flachen peripheren Moorbereiche einnehmen. Die Palsas waren 1979 auffällig spaltenarm und wiesen, abgesehen von den anthropogen beeinflussten Partien, kaum Erosionsspuren auf. An stärker windexponierten Plätzen wies die Vegetationsdecke kleinere Lücken auf und der nackte Torf trat als Folge deflatorischer Abtragungsprozesse zutage. Trotz der recht bescheidenen Abmessungen und der Spaltenarmut wirkten die Palsas alt, was durch die Art und Dichte des Flechtenbesatzes bestätigt wird. Embryonale Palsas oder sonstige Hinweise auf eine kurz zuvor stattgefundene Permafrostaggradation fanden sich nicht.

Das kleine, ca. 1 km² große, an der Straßenverbindung Neiden-Sevettijärvi rund 2 km vor der norwegisch-finnischen Staatsgrenze gelegene Palsamoor Böttemyra (vgl. Abb. 1) wurde zu Vergleichszwecken untersucht, da es sich von den Mooren bei Bugöyfjord und entlang des Klokkerelvs durch seine eindrucksvollen, hohen Palsas unterschied (1981). Die minerogene Moorunterlage besteht aus glazifluvialen Ablagerungen, vornehmlich Sanden und Kiesen, in die lokal höchst frostempfindliche tonig-schluffige Feinsedimente eingelagert sind. Die Mächtigkeit der Torfauflage variiert kleinräumig ganz erheblich; sie beträgt in den zentralen, tiefgründigen Moorabschnitten nach Ausweis von Motorbohrungen bis zu 2,5 m. Am Rande des Moores und entlang der Bachläufe stockt Birkenwald, während die in südlicher Richtung anschließenden felsigen Berghänge stellenweise von lichtem Kiefernwald eingenommen werden – ein Hinweis auf ein stärker kontinental getöntes Klima als in Varangerfjord-Nähe. In den zentralen Moorbereichen waren 1981 rund 15 Kuppel- und Komplexpalsas entwickelt, die sich 2-5 m über die umgebende Mooroberfläche erhoben. Sie wiesen eine dichte Vegetationsdecke aus Zwergsträuchern auf, waren äußerst spaltenarm, zeigten kaum Erosionsspuren und wirkten sehr intakt. Thermokarsterscheinungen infolge einer Bodeneisauflösung fanden sich vornehmlich im nordöstlichen Moorabschnitt am Rande eines kleinen, das Moor entwässernden Bachlaufes. Die höchsten Palsas besaßen unter einer 1,2-1,7 m mächtigen thermisch isolierenden Torfhülle einen Mineralbodenkern aus feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimenten, der Anfang September 1981 vollständig gefroren war. Die hohen, markanten Palsas haben sich offensichtlich an Plätzen mit frostempfindlichen tonig-schluffigen Sedimentlinsen im Untergrund entwickelt, während die weithin vorherrschenden sandig-kiesigen Ablagerungen permafrostfrei blieben.

Die relativ kalten 1980 er Jahre waren in den Palsamooren im Raum Bugöyfjord-Neiden weithin durch eine Stagnation der Palsamorphodynamik geprägt: Es war weder eine beschleunigte Palsa-Degradation noch eine verstärkte Palsa-Aggradation im Vergleich zu den wärmeren 1970 er Jahren zu beobachten, legt man das Datenmaterial von VORREN (1972, 1979a) zugrunde. Es wurden nur wenige neue Palsas angelegt, vorzugsweise in den kalten Jahren 1981, 1985 und 1987. Die meisten dieser Palsas entstanden 1981, begünstigt durch den kalten, langen Winter und den darauf folgenden kurzen, kühlen Sommer. Die Palsaund Permafrost-Aggradation konzentrierte sich dabei fast ausschließlich auf die Palsamoore Sopnesmyra (Seeuferbereich), Ferdesmyra (West- und Nordabschnitt) sowie Böttemyra (Nordostbereich am Rande der alten, hohen Palsas). In den Palsamooren entlang des Klokkerelv überdauerten einige Frostbodenlinsen den kühlen Sommer 1981, tauten aber im Sommer 1982 bereits wieder aus. Die Palsadegradation betraf vor allem die hohen, steilhängigen Kuppel- und Komplexpalsas in den Palsamooren Sopnesmyra, Ferdesmyra und Böttemyra, während die flachen Plateau-, Wall- und Strangpalsas keine markanten Veränderungen zeigten. Die erosiven Prozesse waren in den wärmeren Sommern 1983, 1984 und 1986 am auffälligsten. Dennoch bleibt unklar, ob die beobachteten Erosionserscheinungen klimainduziert waren, da die Palsadegradation ein natürlicher Bestandteil des zyklischen Palsaentwicklungsganges (Entwicklungskreislaufes) ist (vgl. u. a. SVENSSON 1962, ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1987, 1988/89, 1996). Die hohen Kuppel- und Komplexpalsas sind aufgrund ihrer spezifischen Morphodynamik der Spaltenbildung und der daraus resultierenden Blockerosion wesentlich stärker ausgesetzt als die übrigen Palsaformvarianten. Gegen eine enge Klimaabhängigkeit der beobachteten Erosionserscheinungen spricht u. a. die Tatsache, dass die Palsa-Degradation in den Mooren Sopnesmyra und Böttemyra in unmittelbarer Nähe von mehreren jungen, embryonalen Palsas auftrat.

Die letzten beiden warmen Jahrzehnte waren durch eine deutliche Palsa-Degradation gekennzeichnet, deren morphologische Folgen auffälliger waren als im Raum Karlebotn-Varangerbotn. Ihre Spuren waren in allen Palsamooren zu beobachten. Betroffen waren sämtliche Palsaformvarianten, wenn auch in unterschiedlichem Ausmaß. Die hohen Kuppel- und Komplexpalsas unterlagen verstärkt der Blockerosion und bildeten breite und tiefe Laggzonen (vgl. Foto 13). Die flachen Plateaupalsas zerfielen entlang ihrer Ränder; in ihren zentralen Partien entstanden infolge einer fortgeschrittenen Bodeneisauflösung Thermokarstmulden, in denen sich das Schmelzwasser sammelte und kleine Teiche bildete. Die niedrigen Strangund Wallpalsas kollabierten am unauffälligsten; das Bodeneis schmolz allmählich aus, wodurch sich die Palsahöhe im Laufe der Zeit verringerte. Die Anlage neuer, embryonaler Palsas beschränkte sich mit einigen Ausnahmen auf die kälteren Jahre 1998-2002, wobei nur die im besonders kalten Jahr 1998 gebildeten Palsas längerfristig Bestand hatten. Viele Frostbodenlinsen überdauerten bis in den August, tauten dann aber aus ohne Spuren in den Mooren zu hinterlassen.





Foto 13: Kollabierende, 2-5 m hohe Kuppel- und Komplexpalsas im Palsamoor Böttemyra südlich von Neiden. Die Palsas enthalten unter der 1-2 m mächtigen, durch Spaltenbildung in Blöcke zergliederten Torfhülle einen Kern aus frostempfindlichen, tonigschluffigen Feinsedimenten. Die Palsas unterlagen während der letzten beiden Jahrzehnte verstärkt der Blockerosion und bildeten breite und tiefe Laggzonen. Die Wasserflächen werden von den Rändern her von einer hygrophilen Vegetation besiedelt. 3.8.2011

Von den Palsas im Raum Bugöyfjord-Neiden sind die im Ferdesmyra und Sopnesmyra entwickelten Formvarianten am besten dokumentiert. Bei einzelnen Palsas lässt sich die Morphodynamik im Laufe der letzten 3 Jahrzehnte recht genau verfolgen. Von den rund 40 Palsas, die zu Beginn der eigenen Forschungen 1979 im Nordabschnitt des Ferdesmoores existierten, waren 2010 noch 7 kuppelförmige Hügel sowie mehrere kleine Palsaruinen (in Thermokarstteichen) erhalten. Die Abmessungen der verbliebenen Palsas hatten sich im Laufe der Zeit deutlich verringert. Zugleich waren die Komplexpalsas in mehrere Palsafragmente zerfallen. Die Ausdehnung und Höhe von zwei Plateaupalsas hatte abgenommen; ein weiteres Torfplateau war in mehrere Teile zergliedert worden. An die Stelle ehemaliger Palsas waren zumeist Thermokarstteiche getreten, die teilweise noch von permafrostfreien Ringwällen umgeben waren. Der höchste Palsa im Nordabschnitt des Moores hatte eine Entwicklung von einem Komplexpalsa zu einem Kuppelpalsa durchlaufen. Seine Höhe über dem Moorwasserspiegel hatte sich im Zeitraum 2003-2010 um ca. 50 cm auf 215 cm verringert (vgl. Foto 14). Ein anderer Kuppelpalsa war 1979 knapp 1,9 m hoch; 2004 hatte sich die Höhe auf 85 cm verringert, 2006 war der Palsa vollständig kollabiert und durch einen Thermokarsttümpel ersetzt worden. Die Palsas südwestlich des Ferdesvatn waren in den letzten beiden Jahrzehnten stark zusammengesunken oder unter Hinterlassung von Thermokarstteichen ganz verschwunden. Die Abmessungen des höchsten Palsas hatten sich seit den ersten Beobachtungen 1979 deutlich verringert. Die Grundfläche war halbiert worden; die Höhe hatte sich von ca. 3,5 m auf 2,3 m im Jahre 2010 verringert. Zwischen 2004 und 2008 hatte die Palsahöhe um ca. 75 cm abgenommen (vgl. HOFGAARD 2009).



Foto 14: 215 cm hoher Kuppelpalsa im nördlichen Abschnitt des Ferdesmyra in Südvaranger. Die Fläche des Palsas hat sich zwischen 2003 und 2010 unter Abnahme der Höhe um ca. 50 cm deutlich verringert. Zugleich hat sich eine Entwicklung von einem Komplexpalsa zu einem Kuppelpalsa vollzogen. Der von einer schmalen Laggzone umgebene Palsa ist stark im Zerfall begriffen. Die mächtige Torfhülle des Palsas ist infolge Spaltenbildung in Blöcke zergliedert, die auf dem gefrorenen Palsakern zum Palsalagg gleiten und im Wasser zerfallen. 12.9.2010



Abb. 18: Auftauschichtmächtigkeiten von Palsas in verschiedenen Palsamooren Finnmarks (aus MEIER 1991a)

Im Palsamoor Sopnesmyra unterlagen vor allem die hohen Kuppel- und Komplexpalsas in den zentralen Moorabschnitten der Erosion. Sie kollabierten entweder vollständig oder blieben als "Palsaruinen" inmitten tiefer Thermokarstteiche erhalten. 2010 war die Hälfte aller 1990 existierenden Palsas im Gebiet der beiden zentralen Seen zerfallen. An ihre Stelle waren offene Wasserflächen getreten. Der rasche Zerfall überrascht nicht, zeichneten sich die Palsas doch durch einen ungewöhnlich hohen Eisgehalt aus (vgl. MEIER 1987, 1988/89, 1991a). Zudem war die thermisch isolierende Torfhülle der Palsas so dünn, dass die Permafrosttafel bereits zum Zeitpunkt der Motorgrabungen 1986 im Mineralbodenkern lag. Die warmen frühen 1990 er Jahre und das warme letzte Jahrzehnt führten zu einer raschen, weiteren Absenkung der Permafrosttafel, nur leicht verzögert durch die kühlere Periode 1998-2002. Die wenigen, in dieser Zeit angelegten embryonalen Palsas überdauerten nur kurzfristig; sie kollabierten bereits in den warmen Sommern 2003 und 2004. Die folgenden warmen Sommer verhinderten eine weitere Permafrost-Aggradation in Gestalt von Palsas. Die Wallpalsas sind inzwischen stark zusammengesunken, die Plateaupalsas und Strangpalsas in kleine Fragmente mit zum Teil steilen Flanken zerfallen.

Das saisonale Auftauverhalten der Palsas im Raum Bugöyfjord-Neiden wurde im Zeitraum 1979-1986 in den Palsamooren Sopnesmyra, Ferdesmyra und Böttemyra systematisch erfasst (vgl. Abb. 18). In den Jahren 1988-2011 konnte nur die maximale sommerliche Auftautiefe Ende September / Anfang Oktober registriert werden (vgl. Abb. 19). Die Messungen im Palsamoor Sopnesmyra wurden auf einem hohen Kuppelpalsa (1979-1993) und auf einem flachen Wallpalsa (1979-2011) am Ostrand eines kleinen Sees vorgenommen. Die Messungen im Ferdesmyra konzentrierten sich auf einen flachwelligen Plateaupalsa am Nordrand des Ferdesvatn sowie auf einen weiter nördlich gelegenen hohen Kuppelpalsa (1979-2011). 1981-1986 konnten auch die saisonalen Auftautiefen auf einem hohen Kuppelpalsa im Westteil des Moores erfasst werden. Die Messungen im Böttemoor wurden im Kronenbereich eines hohen Kuppelpalsas durchgeführt.



Abb. 19: Maximale jährliche Auftautiefen von Palsas in der Fjordregion Finnmarks 1981-2011 II

Der Auftauvorgang beginnt in den Palsamooren im Raum Bugöyfjord-Neiden etwa zur gleichen Zeit wie am inneren Varangerfjord, d. h. im Mai, beginnend auf den Palsakronen, die früher ausapern als die schneereicheren Palsaflanken. Die Monate Juni und Juli sind durch ein rasches Absinken der Frostbodenoberfläche gekennzeichnet. Im August verlangsamt sich die Tieferschaltung der Frosttafel allmählich, um Ende September / Anfang Oktober mit Abnahme der Temperaturen und Auftreten der ersten Fröste ganz zum Erliegen zu kommen. Mitte Oktober hat sich auf den wind- und kälteexponierten Palsakronen häufig schon eine neue dünne Frostbodenlage gebildet, die das Überdauern von Neuschnee begünstigt.

Ein Vergleich der maximalen sommerlichen Auftautiefen lässt zwischen den einzelnen Jahren zwar Unterschiede erkennen, die aber recht gering ausfallen, berücksichtigt man die beträchtliche Länge der Meßperiode. Ebenso waren die Unterschiede zwischen den verschiedenen Palsaformvarianten (Kuppel-, Wall-, Plateaupalsa) geringer als erwartet; selbst zwischen den verschiedenen Palsamooren (Entfernung zwischen dem Sopnesmoor und dem Böttemoor: ca. 23 km) variierten die jährlichen maximale Auftautiefen nur geringfügig (maximal 22 cm). Die Vermutung, dass die Frostbodenoberfläche in Palsas mit nur dünner thermisch isolierender Torfhülle (Sopnesmyra) im Bereich des Mineralbodenkernes besonders rasch tiefer sinkt und größere maximale Auftautiefen erreicht werden, bestätigte sich nicht. Während der Meßperiode wiesen die kalten Jahre 1979-1988 geringere maximale Auftautiefen auf als die beiden folgenden wärmeren Jahrzehnte. In den kalten Jahren 1981, 1985, 1987 und 1998 blieben die maximalen Auftautiefen 12-25 cm unter den langjährigen Mittelwerten (Extremjahr: 1998). Die größten sommerlichen Auftautiefen wurden 1989, 1990 und 1992 erreicht, während die Auftautiefen in den warmen Jahren 2000, 2004 und 2005 den langjährigen Mittelwert nur geringfügig überschritten. Eine mögliche Erklärung liefern die hohen sommerlichen Niederschläge zu Beginn der 1990 er Jahre, die das Auftauen des Frostbodens und die Tieferschaltung der Frosttafel begünstigt haben dürften.

3.1.3. Skallelv – Komagelv

Das Arbeitsgebiet Skallelv-Komagelv umfasst die beiden auf der Varanger-Halbinsel zwischen Vadsö und Vardö gelegenen, durch das Holmfjell (241 m) getrennten breiten Talmulden von Skallelv und Komagelv (vgl. Abb. 1). Die zwei in NW-SE-Richtung verlaufenden Flüsse haben ihren Ursprung im Grythaugen-Ryggfjell-Gebiet auf der zentralen Varanger-Halbinsel und münden bei Skallelv und Komagvaer in den äußeren Varangerfjord. Die Untersuchungen konzentrieren sich auf die küstennahen, überwiegend unterhalb der marinen Grenze gelegenen, stark vermoorten Talabschnitte an den Unterläufen der Flüsse. Die Talfüllungen bestehen aus gehobenen marinen, glazifluvialen, fluvialen und äolischen Sedimenten, am Holmfjell auch aus blockreicher Grund- und Randmoräne (vgl. FOLLESTAD 1980). Die minerogenen Ablagerungen sind weithin von Mooren bedeckt, deren Torfmächtigkeiten an den Talflanken 0,5-1,0 m betragen, am Grunde der Täler in Flußufernähe aber bis zu 2 m erreichen können. Das Gebiet liegt im Grenzbereich Birkenwald- / Tundrenzone. Birkenwald stockt nur in Schutzlagen entlang der Fluß- und Bachläufe, während niedriges Weidengebüsch eine größere Verbreitung hat. Abseits der Moore dominieren Wiesen- und Zwergstrauchgesellschaften.

Das Klima ist maritimer als in den Arbeitsgebieten Karlebotn-Varangerbotn und Bugöyfjord-Neiden (vgl. Tab. 3-7). Die Jahresmitteltemperaturen der nächstgelegenen Wetterstationen Vadsö (ca. 35 km südwestlich) und Vardö (ca. 35 km nordöstlich) sind positiv (Vadsö 1961-1990: 0,7 °C, Vardö 1961-1990: 1,3 °C, 1991-2009: 2,2 °C). Der Juli ist der wärmste Monat im Jahr (Vadsö: 11,4 °C, Vardö: 9,2 °C), der Februar der kälteste (Vadsö: -8,0 °C, Vardö: -5,4 °C). Von den 190-200 Frosttagen pro Jahr sind 110-120 Eistage. Die jährliche Niederschlagsmenge beläuft sich auf 500-600 mm (Skallelv 1975-1998: 513 mm, Vardö 1961-1990: 561 mm, 1991-2009: 603 mm). Der meiste Niederschlag fällt im Oktober-November. An 180-200 Tagen im Jahr liegt eine geschlossene Schneedecke, die gegen Ende des Winters eine Höhe von mehr als 1 m erreichen kann. Die Daten der Stationen Vadsö, Skallelv und Vardö spiegeln die vom mittleren zum äußeren Varangerfjord in östlicher Richtung zunehmende thermische und hygrische Maritimität wider. Das Arbeitsgebiet befindet sich im Übergangsbereich zwischen dem stärker kontinental geprägten, kalttemperierten Df-Klima am inneren Varangerfjord und in Südvaranger sowie dem maritim getönten Tundrenklima (ET-Klima) am Nordostrand der Varanger-Halbinsel, dem ein Sommer im meteorologischen Sinne fehlt (Polarklima). Die "Sommer" sind kühler und feuchter als am inneren Varangerfjord, die Winter hingegen milder, schneereicher und stürmischer.

In den weitläufigen Moorgebieten an den Unterläufen von Skallelv und Komagelv findet sich ein vielfältiges Inventar aus frostdynamisch entstandenen Hügelformen unterschiedlicher Abmessungen. Außer Thufur aus Mineralboden und Pounus aus Torf sowie Übergangsformen zwischen diesen Hügelvarianten sind Palsas mit und ohne Mineralbodenkern entwickelt. Die höchsten Pounus (>1 m) sowie die Palsas enthalten einen Permafrostkern. Nach dem Modell von KING (1984) zählt das Gebiet zur Höhenstufe des sporadischen Permafrostbodens. Die Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens, in der Dauerfrostboden auch abseits der Palsamoore häufiger vorkommt, beginnt in den Grythaugen-Ryggfjell-Bergen in einer Höhenlage von rund 300 m ü. M. Es handelt sich um lokal begrenzte Vorkommen, etwa in Schattlagen im tief eingeschnittenen Komagelvtal, in unterkühlten Sturzschutthalden in Nordostauslagen sowie in wind- und kälteexponierten, im Winter schneefreien Moränenwällen und Osrücken. Das Auftreten von Permafrostboden im küstennahen Tiefland (<100 m ü. M.) am Skallelv und Komagelv überrascht insofern, als die klimatischen Verhältnisse (positive Jahresmitteltemperatur und Wärmebilanzsumme) für die Aggradation und Konservierung von Dauerfrostboden ungünstig erscheinen. Zwar sind die "Sommer" kühl und begünstigen ein langfristiges Überdauern von Frostbodenlinsen in den Mooren, doch sind die Winter zu schneereich und mild, um die Kältewellen hinreichend tief in das Substrat eindringen zu lassen. Der Dauerfrostboden ist offenbar nicht im Gleichgewicht mit den gegenwärtig herrschenden Klimabedingungen (reliktärer Permafrostboden, vgl. MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996).

Im Arbeitsgebiet Skallelv-Komagelv wurden Palsas in drei verschiedenen Mooren gezielt untersucht: Am Westufer des Komagelv am Zufahrtsweg zum Varanger-Halbinsel-Nationalpark, ca. 4,5 km landeinwärts der Küstenstraße Vadsö-Vardö (E 75), rund 1 km nordwestlich des Nationalpark-Parkplatzes (Finneset-Abrahamsenslåtta) sowie im Skallelvtal im Vorland des Randmoränen-Abrasionshanges am Fuße der Holmfjell-Südwestabdachung, rund 5 km nordwestlich der Flussmündung. Die Palsas wurden 1981 kartiert und ihr innerer Bau anhand von Motorbohrungen und -grabungen studiert. Zwischen 1979 und 1988 wurden die saisonalen Auftautiefen registriert. Ab 1989 konnte nur noch die maximale sommerliche Auftautiefe eines Plateaupalsas am Komagelvufer erfasst werden.

Die flachwelligen Plateaupalsas am Westufer des Komagelv erheben sich 0,5-1,0 m über die umgebende Mooroberfläche (vgl. Foto 15). Ihre Ausdehnung reicht von weniger als 100 m² bis zu über 1000 m². Die Plateauränder sind häufig stark zergliedert; gelegentlich ist eine räumliche Vergesellschaftung mit kleinen, bis zu 1 m hohen Kuppelpalsas zu beobachten. Die Oberflächen einiger Plateaupalsas weisen ein auffälliges Kleinrelief aus winderodierten Hügelbildungen auf. Die wenige Dezimeter hohen, flechtenbedeckten Hügel zeichnen sich durch scharfe Erosionskanten und -stufen aus, an denen der nackte Torf zutage tritt. Die Orientierung der Torfkanten und -stufen deutet auf vorherrschende starke Winde aus nordwestlicher Richtung. An der Oberfläche einiger Plateaupalsas finden sich wassergefüllte Thermokarstsenken. Längst überwachsene Haufen aus aufgestapelten Torfsoden weisen auf einen anthropogen induzierten Ursprung der Thermokarstmulden (Torfstich). Bei Motorbohrungen bis in 6 m Tiefe im Zentrum von drei ausgewählten Plateaupalsas (1986) wurde der Permafrostboden nicht durchteuft. Die Permafrosttafel verlief Mitte September in rund 60 cm Tiefe nahezu konform zur Palsaoberfläche. Die Torfmächtigkeit betrug 130-160 cm, am Rande des einen Palsas sogar 190-200 cm. Der gefrorene Torf war ungewöhnlich eisarm; erst am 110-120 cm Tiefe waren dünne Eislamellen und bis zu 3 cm dicke spindelförmige Eislinsen zu erkennen. Dagegen war der gefrorene Mineralboden der Moorunterlage überwiegend schluffreiche marine Sande – sehr eisreich. Die Struktur erinnert an die Mineralbodenkerne der Palsas im Raum Karlebotn-Varangerbotn: Der feinkörnige Mineralboden wird von einem Netzwerk aus millimeterdünnen Segregationseislamellen durchzogen, das das minerogene Substrat in mehr oder weniger würfelförmige, eisarme Aggregate gliedert. Tiefenwärts vergrößert sich die Maschenweite des Eislamellennetzes, und Eislinsen und -schichten treten in immer dichteren Abständen auf. Ihre Mächtigkeit ist allerdings geringer als in den Mineralbodenkernen der Kuppelpalsas am inneren Varangerfjord, was die geringere Höhe und Plateauform der Palsas am Komagelv erklärt. Die Anhebung der Substratlagen und die damit einhergehende Palsabildung beruht jedoch auch hier vornehmlich auf einer Eisbildung im Mineralboden und weniger im Torf, der hauptsächlich im Sommer als thermisch isolierende Deckschicht fungiert.

Bei den Palsakartierungen in den Mooren zwischen Finneset und Abrahamsenslåtta wurde ein knapp 2 m hoher kuppelförmiger Hügel entdeckt, der sich von den Palsas in der Umgebung durch das Zutagetreten von Mineralboden, Steinen und Blöcken im Kronenbereich unterschied. Da die Hügelgenese unklar war – Palsa mit stellenweise fehlender Torfhülle über einem Mineralbodenkern oder einzelner torfbedeckter Mineralbodenhügel andersartiger Entstehung innerhalb des Moorkomplexes – wurde der Hügel aufgegraben um Einsicht in den sedimentären und strukturellen Bauplan zu bekommen. Während die Kuppel- und Plateaupalsas in den angrenzenden Moorbereichen einen Kern aus feinkörnigen frostempfindlichen minerogenen Sedimenten enthalten, besteht der Hügel vornehmlich aus grobkörnigen Moränenablagerungen, die von einer 5-20 cm dünnen Torflage bedeckt sind. Die Torfdecke ist an den Hügelflanken am mächtigsten und dünnt zur Hügelkrone hin aus. Die Grenze zwischen Torfhülle und Mineralbodenkern ist scharf ausgeprägt. Letzterer besteht bis in 125-130 cm Tiefe aus schluffig-sandigem, stein- und blockreichem Moränenmaterial. Die obersten 15-30 cm sind podsoliert (Nanopodsol), was auf eine längerfristige Formungsruhe (mehrere hundert Jahre) deutet. Das Moränenmaterial wird von sandigkiesigen Sedimenten unterlagert, die zum Zeitpunkt der Grabungen (Ende September) gefroren waren. Ihr Eisgehalt war hoch und nahm tiefenwärts noch deutlich zu, wie Motorbohrungen bis in 5 m Tiefe belegen. Ab 285 cm Tiefe wurde vornehmlich Eis mit tonig-schluffigen Sedimenteinschlüssen durchteuft. Wie tief sich dieser "Eiskern" in den Untergrund erstreckte, konnte nicht festgestellt werden. Der Hügel enthielt den Grabungen und Bohrungen zufolge einen Permafrostkern unbekannter Mächtigkeit, wobei die Permafrosttafel in rund 130 cm Tiefe nahezu konform zur Hügeloberfläche verlief und in etwa der Grenzfläche zwischen blockreicher Moräne und sandig-kiesigen Ablagerungen folgte. Offen bleibt die Frage, ob der Permafrosthügel wie die Palsas in den nahe gelegenen Moorabschnitten rein frostdynamisch durch Segregationseisbildung entstanden ist oder ob der Hügel einen primär glaziären Ursprung (Moränenhügel) hat und sekundär durch Eisbildung an der Basis weiter in die Höhe gewachsen ist. Eine Permafrostaggradation in präexistenten Moränenhügeln und -wällen wird von MEIER (1996) u. a. aus dem Kongsfjordelvtal auf der zentralen Varanger-Halbinsel beschrieben. Eine Palsabildung in groben Moränenablagerungen mit dünner Torfbedeckung ist ungewöhnlich, wobei die aktuellen klimatischen Rahmenbedingungen im Komagelvtal für eine solche Morphogenese als eher ungünstig einzustufen sind. Die Existenz des Nanopodsol-Profils deutet allerdings auf ein höheres Alter des Permafrosthügels. Es könnte sich in diesem speziellen Fall um reliktären Permafrostboden handeln.



Foto 15: Niedriger, schildförmiger Palsa in einer Thermokarstmulde am Rande eines flachwelligen, 0,5-1,0 m hohen Plateaupalsas (Hintergrund) in der Tundrenzone am Komagelv. Die wind- und kälteexponierten, weithin von Flechten bedeckten Palsaoberflächen zeigen Spuren äolischer und ablualer Abtragungsvorgänge. Die Anordnung der Torfkanten und -stufen deutet auf vorherrschende starke Winde aus nordwestlicher Richtung. Das von Plateaupalsas eingenommene Areal hat sich in den letzten zwei Jahrzehnten durch rückschreitende Erosion von den Plateaurändern her und damit verbundener Permafrost-Degradation deutlich verringert. 15.9.1985

Die Palsas am Unterlauf des Skallelv befinden sich unterhalb der marinen Grenze in einem weitläufigen Moorgebiet am Fuße des Holmfjells. Die minerogene Moorunterlage besteht aus feinkörnigen, frostempfindlichen marinen Sedimenten, insbesondere schluffigen Sanden. Die Torfmächtigkeit beträgt 80-120 cm, überschreitet in den zentralen tiefgründigen Moorbereichen aber stellenweise 150 cm. An verschiedenen Plätzen treten isostatisch gehobene Strandwälle zutage. Im südlichen Teil des Moores finden sich zahlreiche durch Torfstich initiierte Thermokarstmulden. Im Norden grenzt das Moor an die marin abradierten Randmoränen-Ablagerungen am Fuße des Holmfjells, im Süden an die küstennahen Flugsandfelder und Dünen bei Skallelv. Im Moor treten Palsas und Pounus räumlich eng vergesellschaftet auf, wobei die Palsas vornehmlich die tiefgründigen zentralen Moorbereiche besetzen. Bei den Palsas lassen sich kuppel-, wall- und plateauartige Formen mit Höhen von bis zu 1,6 m unterscheiden. Alle Formvarianten waren 1981 spaltenarm und zeigten kaum Erosionsspuren. Den Grabungen und Bohrungen zufolge handelt es sich bei den Kuppelpalsas überwiegend um reine Torfpalsas, bei den Plateau- und Wallpalsas hingegen zumeist um Palsas mit Mineralbodenkern. Die Auftautiefe betrug Mitte September 1981 70-80 cm, wobei die Permafrosttafel bei allen untersuchten Hügeln mehr oder weniger konform zur Hügeloberfläche noch im Torf verlief. Der gefrorene Torf war ausgesprochen eisarm (Poreneis). Größere Eislinsen fanden sich nur in Moorwasserspiegelnähe. Die gefrorenen Mineralbodenkerne waren eisreicher. Ihr Gefüge konnte aber nur anhand von Bohrkernen untersucht werden, da sich die meisten Kerne unterhalb des Grundwasserspiegels befanden. Eine Grabung im Zentrum eines knapp 1 m hohen Plateaupalsas lieferte jedoch einige Hinweise auf den Bauplan dieses Palsatyps. Unter der ca. 75 cm mächtigen sommerlichen Auftauschicht befand sich hart gefrorener eisarmer Torf, der selbst mit Motorkraft nur schwer aufzubrechen war. Die Grenze Torf / Mineralboden war scharf ausgeprägt und verlief etwa parallel zur Palsaoberfläche. Der gefrorene Mineralbodenkern des Palsas bestand aus wechsellagernden schluffigen Sanden, dünnen Ton- und Schluffbändern sowie sandigen Feinkiesen. Der Eisgehalt war deutlich höher als im gefrorenen Torf, wobei die Eissegregation vorzugsweise entlang der Schichtgrenzen erfolgt war – ein Gefüge, das auch für viele Plateau- und Komplexpalsas im Raum Karlebotn-Varangerbotn typisch ist. Unterhalb des Grundwasserspiegels enthielt der gefrorene Palsakern nach Ausweis von Motorbohrungen größere Eislinsen und -schichten, deren Bildung für die Heraushebung der Torflagen im Moor und die damit verbundene Morphogenese eines plateauförmigen Palsahügels hauptverantwortlich ist.

Die kühlen 1980 er Jahre waren in den Palsamooren im Skallelvtal und Komagelvtal sowohl durch Permafrostaggradation als auch durch Permafrostdegradation geprägt. Es wurden zahlreiche neue Palsas angelegt, insbesondere in den kalten Jahren 1981 und 1985. Die meisten von ihnen hatten bis Anfang der 1990 er Jahre Bestand. Zugleich war bei einigen älteren Palsas eine Zunahme der Spaltenbildung zu beobachten. Diese ist nicht zwangsläufig klimainduziert, sondern kann auch eine Folge des Palsawachstums darstellen (vgl. u. a. SVENSSON 1962, ÅHMAN 1977, MEIER 1985). Sie ist eine wichtige Voraussetzung für die Blockerosion als wirksamstem erosiven Prozeß bei der Palsadegradation. Anzeichen einer verstärkten Erosion fanden sich vor allem im warmen Jahr 1984 sowie gegen Ende der 1980 er Jahre. Betroffen waren vorzugsweise die Kuppel- und Wallpalsas, während die Plateaupalsas weiterhin stabil und intakt wirkten. Wo die Palsavegetation durch Rentier- und Schaftritte beschädigt worden war, konnten deflatorische Abtragungsvorgänge ansetzen, insbesondere auf den windexponierten Kronen der Kuppel- und Wallpalsas.

Die warmen frühen 1990 er Jahre waren im Arbeitsgebiet Skallelv-Komagelv durch eine markante Palsadegradation gekennzeichnet. Die relativ kleinen Kuppel- und Wallpalsas kollabierten innerhalb weniger Jahre und hinterließen kleine Thermokarsttümpel als einzigen Beleg ihrer ehemaligen Existenz. Neue Palsas wurden zwar im kalten Jahr 1998 angelegt, doch überdauerten die Frostbodenlinsen nicht den relativ warmen Sommer 1999. Seitdem ist das Moor im Skallelvtal bis auf einige permafrostfreie Plateaupalsarelikte frei von Palsas. Die bis zu 1 m hohen, zumeist räumlich eng vergesellschafteten verbliebenen Torfhügel stellen Pounus dar, die nur in besonders kühlen Sommern einen Permafrostkern enthalten können. Die größeren Plateaupalsas am Ufer des Komagelv überdauerten die beiden letzten, warmen Jahrzehnte fast unbeschadet. Erosionsspuren finden sich vornehmlich an den Plateaurändern, insbesondere im stärker exponierten Flußuferbereich. An einigen wenigen Plätzen ist der Permafrostboden abgetaut. Die Plateauränder sind dort stark zergliedert. Kleinere Plateaureste sind abgeschnürt worden und dem Hauptplateau zeugenbergartig vorgelagert. Die auffälligsten morphologischen Veränderungen vollzogen sich in den warmen Perioden 1989-1992 und 2003-2007. In den kalten Jahren 1981, 1985, 1987 und 1998 wurden zwischen den Plateaus und in Thermokarstsenken auf den Plateaus zahlreiche neue Palsas angelegt. Die meisten von ihnen kollabierten bereits in den folgenden warmen Sommern; andere überdauerten diese ungünstigen Perioden, wuchsen rasch in die Höhe (in den ersten Jahren bis zu 20 cm pro Jahr) und existieren noch immer.

Der Auftauvorgang beginnt in den Palsamooren im Raum Skallelv-Komagelv etwas später als am inneren Varangerfjord, bedingt durch das maritimere, schneereichere Klima (vgl. Abb. 13, 14 u. 16). Anfang Juni apern zuerst die exponierten Palsakronen aus, dann die schneereicheren Palsaflanken. Im Juli sinkt die Frostbodenoberfläche rasch ab. In der zweiten Augusthälfte und im September verlangsamt sich dieser Prozeß allmählich, um im Oktober mit Einsetzen der Frostperiode und Schneebedeckung der Palsas ganz zum Erliegen zu kommen. Die sommerlichen Auftautiefen variierten stärker zwischen den verschiedenen Palsaformtypen als zwischen den drei untersuchten Palsamooren. Die größten Auftautiefen wurden auf den exponierten Kronen von Kuppel- und Wallpalsas erreicht, die geringsten auf den flachwelligen Plateaupalsas. Der in grobkörnigen, moränischen Ablagerungen entwickelte Permafrosthügel im Komagelvtal wies bei weitem die größten Auftautiefen auf (maximale sommerliche Auftautiefe >125 cm), was sich mit der guten Wärmeleitfähigkeit des Substrats erklären lässt. Ein Vergleich der maximalen sommerlichen Auftautiefen lässt in den 1980 er Jahren zwischen den einzelnen Jahren nur relativ geringe Unterschiede erkennen, die sich recht gut mit den klimatischen Rahmenbedingungen korrelieren lassen. Die Auftautiefen waren in den kalten Jahren 1981, 1985, 1987 am geringsten, in den warmen Jahren 1983, 1984 und 1989 am größten, was für alle Formvarianten in den drei untersuchten Mooren zutrifft. In den letzten zwei Jahrzehnten mussten sich die Messungen auf ein Palsaplateau am Ufer des Komagelv beschränken, da die Kuppel- und Wallpalsas in den beiden anderen Palsamooren in der Zwischenzeit kollabiert waren und somit nicht mehr für Messungen zur Verfügung standen. Die Messergebnisse vom Plateaupalsa variierten in den letzten zwei Jahrzehnten nur geringfügig um einen Mittelwert von 62 cm (Amplitude: 18 cm). Die maximalen sommerlichen Auftautiefen waren mit Ausnahme des kalten Jahres 1998 größer als während der kühlen 1980 er Jahre.

3.1.4. Lakselv – Kistrand

Das Arbeitsgebiet Lakselv-Kistrand umfasst ein weitläufiges Moorgebiet im Süden der östlich von Lakselv am inneren Porsangerfjord gelegenen Halbinsel Oldereidnes sowie zwei kleine Moorkomplexe (Madarjaeggi, Mårsajaeggi) zwischen den Flüssen Stabburselv und Ikkaldasjokka am westlichen Fjordufer an der Straßenverbindung (E 6) Lakselv-Kistrand (vgl. Abb. 1).

Auf der Halbinsel Oldereidnes wurden die westlichen und östlichen Teile eines rund 10 km² großen Moorkomplexes (Stormyra, Brennelvmyra, Ridajaenkae) untersucht. Teile des Moores wurden seit den 1960 er Jahren trockengelegt und dienen heute als Weideland. Die verbliebenen Moorbereiche reichen im Westen und Osten nahe an zwei schmale Buchten des inneren Porsangerfjordes heran (Vesterbotn, Austerbotn). Die nördliche Begrenzung bildet ein 120 m hoher Felsriegel, im Süden schließt sich Weideland an. Die westlichen Teile des Moores liegen ca. 15-20 m, die östlichen bis zu 45 m über dem Meeresspiegel, d. h. der gesamte Moorkomplex befindet sich unterhalb der marinen Grenze. Die Torfmächtigkeit variiert zwischen 0,5 m in den westlichen und bis zu 2,5 m in den östlichen Moorbereichen. Die minerogene Moorunterlage wird größtenteils von tonig-schluffigen, höchst frostempfindlichen marinen Sedimenten gebildet; nur im äußersten Südwesten, entlang des Brennelv-Bachlaufes, finden sich grobkörnigere, überwiegend sandige fluviale Sedimente (vgl. FOLLESTAD 1977). Die genaue Permafrostmächtigkeit der Moorunterlage ist nicht bekannt. Bei Motorbohrungen bis in 7-10 m Tiefe im westlichen, von flachwelligen Plateaupalsas eingenommenen Teil des Moores bei Abonbakta (Sommer 1981), wurde der Permafrostboden nicht durchteuft. Dies bestätigt die Angaben von ÅHMAN (1977), wonach sich der Permafrostboden bis in mindestens 18 m Tiefe, d. h. stellenweise bis unter das Meeresspiegelniveau, erstreckt.

Das Auftreten von Permafrostboden, insbesondere in so großer Mächtigkeit, überrascht insofern, als die klimatischen Rahmenbedingungen am inneren Porsangerfjord nach Ausweis von Klimadaten der nächstgelegenen Wetterstationen für die Aggradation und Konservierung von Dauerfrostboden ungünstig sind (vgl. Tab. 3-7). Sowohl Brennelv (ca.12,5 km südwestlich, 35 m ü. M.) als auch Banak (ca. 4 km westlich, 5 m ü. M.) weisen positive Jahresmitteltemperaturen und Wärmebilanzsummen auf (Brennelv 1961-1981: 0,7 °C / 281 °C, Banak 1961-1990: 0,6 °C / 244 °C, 1991-2009: 1,4 °C / 523 °C); allerdings sind beide Meßreihen recht kurz. Die relativ hohen Wärme- und Kältesummen, rund 200 Frosttage, davon ca. 120 Eistage im Jahr, die recht große Frostintensität sowie die geringen jährlichen Niederschlagssummen (Brennelv 1961-1981: 450 mm, Banak 1961-1990: 329 mm, 1991-2009: 373 mm) lassen trotz Fjordlage kontinentale Klimaeinflüsse erkennen (vgl. MEIER 1991a). Diese spiegeln sich auch in der Vegetation wider, die neben subarktischen Birkenwäldern auch größere Kiefernbestände aus Pinus sylvestris (Waldkiefer) umfasst. Offenbar wird das Auftreten von größeren Permafrostkörpern im küstennahen Tiefland bei Lakselv durch besondere mesoklimatische und edaphische Gunstfaktoren ermöglicht. Fjordauswärts ist eine Abnahme der thermischen und hygrischen Kontinentalität zu verzeichnen, wie die Daten der ca. 60 km weiter nördlich am mittleren Porsangerfjord gelegenen Wetterstation Kistrand (10 m ü. M.) zeigen. Während der Periode 1961-1986 betrug die Jahresmitteltemperatur 1,3 °C, die jährliche Wärmebilanzsumme 475 °C und die mittlere jährliche Niederschlagsmenge 562 mm (1998-2009: 537 mm). Pro Jahr werden 198 Frosttage registriert, wovon 115 Eistage darstellen. An rund 200 Tagen im Jahr liegt eine geschlossene Schneedecke.

Nach dem Modell von KING (1984) sind die tief gelegenen, küstennahen Permafrostvorkommen in den Palsamooren am Raum Lakselv-Kistrand der Höhenstufe des sporadischen Permafrostbodens zuzurechnen. Die Untergrenze der Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens ist nach dem Modell in Höhenlagen um 400 m ü. M. zu erwarten (vgl. MEIER 1997), wobei die obere Teilstufe mit weit verbreitetem Permafrostboden in Höhenlagen ab 600-650 m ü. M. anzusetzen ist (vgl. MEIER 1991a). Grabungen in fossilen Eiskeil- und Strukturbodenfeldern in der Tundrenstufe im östlichen flachwelligen Vorland (550-720 m ü. M.) des Ruitogaissa / Bieggavakkegaissa-Steilabfalles (1073 / 1118 m ü. M.) rund 20 km südlich von Lakselv bestätigen das Auftreten von Permafrostboden mit sommerlichen Auftautiefen von 170-225 cm, wenn auch das Ausmaß der Permafrostverbreitung unklar bleibt. Nach FARBROT, ISAKSEN & ETZELMÜLLER (2008) ist Dauerfrostboden in diesem Gebiet bereits in Höhenlagen über 350-450 m ü. M. verbreitet anzutreffen, zumindest in grobblockigen Ablagerungen, wie z. B. Blockgletschern und Moränen in Schattlagen, wie BTS-Messungen und indirekte geophysikalische Prospektionsmethoden vermuten lassen.

In den Jahren 1981 und 1986 wurden im Stormyra verschiedene Palsas mittels Motorgrabungen und -bohrungen detailliert untersucht. Dabei konnte der innere Bau aller 5 im Moor vorhandenen Hauptformtypen studiert werden: Flache Strang- und Wallpalsas im Nordwesten, 1,0-1,5 m hohe Plateaupalsas im Südwesten entlang des Fahrweges Nedre Brennelv-Abonbakta sowie Kuppel- und Komplexpalsas im nordöstlichen Teil des Moorkomplexes (Ridajaenkae). Letztere erreichen Höhen von 3-4 m und besetzen vornehmlich die tiefgründigen Moorbereiche, die sich durch eine große Torfmächtigkeit auszeichnen. Zu Vergleichszwecken wurden zusätzliche Grabungsarbeiten auf und am Rande des weitläufigen Moorkomplexes Brennelvmyra (Balåjaenkae) südlich der Straßenverbindung Lakselv-Börselv (R 98) durchgeführt.

Der sedimentäre und strukturelle Bau und damit auch der Formenschatz der Palsas im Moorkomplex variiert in Abhängigkeit von den stellenweise kleinräumig wechselnden edaphischen und hydrologischen Formungsbedingungen. Eine 4,2 m tiefe Motorgrabung in einer Thermokarstsenke am Rande eines flachwelligen Plateaupalsas im Südwestabschnitt des Stormyra sowie eine 3,5 m tiefe Grabung in einem Komplexpalsa im Ridajaenkae-Moor geben Aufschluß über den Bauplan der beiden am häufigsten im Moor anzutreffenden Palsaformvarianten.

Der spaltenfreie Plateaupalsa weist eine 85-90 cm mächtige Torfdecke aus mittelhumifiziertem Carex-Sphagnum-Torf auf, die Anfang August (1986) bis in 50-55 cm Tiefe frostfrei war. Darunter folgt eine 15-20 cm mächtige Lage aus gefrorenem, leicht zerbrechbarem Torf, die sich als Rest der saisonalen Gefrornis deuten lässt. Ab 70-75 cm Tiefe nimmt der Eisgehalt des Torfes deutlich zu. Das Substrat unterhalb der Permafrosttafel besteht aus einer harten Torf-Eis-Masse, die sich nur noch mit Motorkraft aufbrechen lässt. Der Torf ist durch Poreneis fest zementiert; eingelagerte Blatt-, Zweig- und Wurzelreste von Betula pubescens, Betula nana und Salix spec. sind eisgefüllt. Die Grenzfläche Torf / Mineralboden ist scharf ausgeprägt. Sie verläuft nahezu konform zur Palsaoberfläche. Die obersten 5-10 cm des gefrorenen minerogenen Palsakernes werden von schluffig-sandigen Sedimenten gebildet. An der Kontaktfläche zum Torf angereicherte kleine Steinchen sind in Eis eingebettet. Der Rest des gefrorenen Mineralbodenkerns ist bis zur Profilbasis in 420 cm Tiefe deutlich feinkörniger. Die Fraktionen Ton und Schluff umfassen zusammen 45-60 % des Korngrößenspektrums. Der oberste, 80-100 cm umfassende Profilabschnitt zeigt ein charakteristisches, brekzienähnliches Gefüge aus kubusähnlichen Eisanreicherungen im gefrorenen Mineralboden (vgl. ÅHMAN 1977). Darunter nimmt das Mineralboden-Eis-Gemisch ein regelmäßigeres Gefüge an. Der gefrorene Mineralboden ist von wenige Millimeter dünnen, vorzugsweise horizontal und vertikal angeordneten Eislamellen durchsetzt; die von ihnen eingeschlossenen, 3-5 cm großen würfelförmigen Mineralbodenaggregate sind auffällig eisarm, da das im minerogenen Sediment ursprünglich vorhandene Bodenwasser als Reservoir für die Eislamellenbildung diente und dabei aufgebraucht wurde. Ab 210-230 cm Tiefe treten mächtige, überwiegend horizontal verlaufende Eislinsen und -schichten auf. Die spindelförmigen Eislinsen erreichen Mächtigkeiten von 15-20 cm und Längen bis zu knapp 1 m. Die Eisschichten sind 50-80 cm mächtig und erstrecken sich 4-5 m weit über die gesamte Breite der Profilwand. An der Profilbasis befindet sich eine mindestens 110 cm mächtige, horizontal verlaufende Eisbank, die sich unterhalb des Grundwasserspiegels bis in unbekannte Tiefe fortsetzt. Bestimmungen des Eis- (Wasser-) Gehalts des gefrorenen Mineralbodens im Vertikalabstand von 20 cm zeigen eine deutliche Zunahme des Eisanteils mit der Tiefe. Der Eisanteil reicht von 43 % nahe der Mineralboden / Torf-Grenzfläche bis zu 155 % zwischen den Eisschichten an der Profilbasis.

Der Bauplan des untersuchten Komplexpalsas (Ridajaenkae) unterscheidet sich von dem des Plateaupalsas vor allem durch die mächtigere Torfdecke sowie die Körnungs- und Eisverhältnisse im gefrorenen Palsakern (vgl. Foto 16, Abb. 20). Die 195 cm mächtige, am Palsasüdrand von klaffenden Spalten durchzogene Torfdecke aus mittelhumifiziertem Carex-Sphagnum-Torf ist Ende August (1986) bis in eine Tiefe von 145 cm frostfrei. Darunter folgen 12 cm eisarmer und 38 cm eisreicher Torf (vgl. MEIER 1991a). Der eisarme Torf stellt einen Rest der saisonalen Gefrornis im Bereich der sommerlichen Auftauschicht dar, während der wesentlich härtere, eisreiche Torf bereits zum Permafrostkern des Palsas gehört. Die Grenzfläche zwischen dem eisarmen und dem eisreichen Torf bildet die Permafrosttafel. Einige der Spalten erstrecken sich 15-20 cm tief in den Permafrostkern des Palsas. Sie weisen eine Eisfüllung auf, die vornehmlich die Spaltenwände auskleidet und in der Spaltenmitte eine schmale Öffnung freilässt. Das Spalteneis resultiert vornehmlich aus Regenwasser und Schneeschmelzwasser, das im Permafrostkern des Palsas gefriert. Ferner kommt es durch Kondensation feuchter, in den Spalten zirkulierender Luft zur Eisbildung (vgl. ÅHMAN 1977). Die sommerliche Auftauschicht ist infolge der geringeren thermischen Isolation in der Spaltenumgebung zumeist etwas mächtiger als im Zentrum der Torfblöcke zwischen den Spalten. Der größte Teil des perennierend gefrorenen Palsakernes wird von ton- und schluffreichen marinen Ablagerungen gebildet. Korngrößenanalysen von Sedimentproben im 20 cm-Vertikalabstand ergaben einen Ton- und Schluffanteil zwischen 68 und 85 %, wobei der Anteil der Tonfraktion mit 20-26 % recht hoch ausfällt und tiefenwärts kaum variiert. Der hohe Anteil an pelitischen, höchst frostempfindlichen Sedimenten im gefrorenen Palsakern bildet einen wesentlichen Unterschied zum minerogenen Kern des beschriebenen Plateaupalsas. Außer Ton und Schluff enthalten die Sedimente 14-31 % Feinsand sowie <5 % Mittelsand, d. h. deutlich weniger als der Mineralbodenkern des Plateaupalsas. Größere Komponenten fehlen im minerogenen Palsakern mit Ausnahme einer 6-8 cm mächtigen Sand-Kieslage im Kontaktbereich zur organogenen Palsahülle. Sie enthält einzelne, in Eis eingebettete Steine und Blöcke und ist wahrscheinlich vor der Ablagerung der Torfe durch Frosthebungsprozesse und damit verbundene vertikale Sortierungsvorgänge entstanden. Die gefrorenen minerogenen Sedimente des Palsakernes werden im oberen Abschnitt von 2-3 mm dünnen Eislamellen durchzogen. Sie verlaufen vornehmlich parallel und rechtwinklig zur Frostbodenoberfläche und gliedern den Mineralboden in 0,5-2,0 cm große würfelförmige Aggregate. Die spindelförmigen, größeren Eislinsen sind überwiegend konform zur Palsaoberfläche angeordnet und in vertikaler Richtung häufig durch dünne Eislamellen verbunden. Mit zunehmender Tiefe vergrößert sich die Maschenweite des Eislamellennetzes. Ab ca. 250 cm Tiefe durchziehen Eisschichten den Mineralboden in immer dichteren Abständen. Im Bereich des Moorwasserspiegels und darüber finden sich stellenweise mächtige Eisschichten und -bänke (vgl. Foto 17). Der Eis- (Wasser-) Gehalt des gefrorenen Mineralbodens nimmt tiefenwärts zu: Er reicht von 52 % im Bereich der Sand-Kies-Lage über 72 %, 85 %, 91 %, 120 % und 154 % bis zu 175 % des Bodentrockengewichtes unmittelbar oberhalb des Grundwasserspiegels (vgl. MEIER 1991a). Die Aufwölbung der Mooroberfläche im Bereich des Komplexpalsas beruht, wie der Palsaaufbau zeigt, zum weitaus größten Teil auf einer Hebung des Substrats infolge einer Eisbildung im darüber befindlichen Torf. Letzterer fungiert vornehmlich als thermisch isolierende Schicht, die den gefrorenen Palsakern im Sommer vor dem Auftauen schützt. Der Palsaformtyp wird offenbar weitgehend durch die Körnungsverhältnisse, den Wasserzuzug und das daran geknüpfte Ausmaß der Eisbildung im Palsakern bestimmt.



Foto 16: 3,5 m tiefes Grabungsprofil in einem Kuppelpalsa im Palsamoor Ridajaenkae bei Lakselv am inneren Porsangerfjord. Die 195 cm mächtige Torfhülle des Palsas wird von gefrorenen, tonig-schluffigen, marinen Feinsedimenten unterlagert. Die Auftautiefe beträgt ca. 145 cm. Unter der konform zur Palsaoberfläche verlaufenden Frostbodenoberfläche findet sich bis in 157 cm Tiefe eisarmer Torf (Reste des saisonalen Frostbodens), der unterhalb der Permafrosttafel von eisreichem, zum Permafrostkern des Palsas zählendem Torf unterlagert wird. Darunter folgt eisreicher, tonig-schluffiger Mineralboden mit einem erhöhten Sandgehalt sowie einzelnen Steinen und Blöcken im obersten Abschnitt (Grobmaterialanreicherung durch Frosthebung vor Ablagerung der Torfe). 25.8.1986



Foto 17: Nahaufnahme des gefrorenen minerogenen Palsakernes in 240-350 cm Tiefe (vgl. Foto 16). Der Eisgehalt des Mineralbodens nimmt tiefenwärts zu und ist im Bereich des Moorwasserspiegels am größten. Die gefrorenen Feinsedimente werden im oberen Abschnitt des Mineralbodenkernes von einem Netzwerk aus 2-3 mm dünnen Eislamellen durchzogen, das den Mineralboden in 0,5-2,0 cm große würfelförmige Aggregate gliedert. Ab ca. 250 cm Tiefe ist das Sediment von 10-30 cm mächtigen spindelförmigen Eislinsen und unregelmäßiger geformten Eisschichten durchsetzt. 25.8.1986



Abb. 20: Querprofil durch einen Palsa mit Mineralbodenkern und spaltenreicher Torfhülle bei Lakselv (aus MEIER 1997)

Der Entwicklungsverlauf der Palsas im Stormyra lässt sich nur anhand der eigenen Feldstudien seit 1981 rekonstruieren. Zwar existieren ältere Luftbilder vom Gebiet, doch sind diese aufgrund der Nähe zum Militärstützpunkt Banak / Lakselv für Ausländer nicht zugänglich. ÅHMAN (1977) besuchte das Moor in den Jahren 1967 und 1968. Er beschreibt den inneren Bau der bei den Drainagearbeiten in den 1960 er Jahren (1964-1969) aufgeschlossenen Palsas, liefert aber keine Hinweise auf natürlich induzierte Aggradations- oder Degradationstendenzen der Palsas. Die bei den Feldstudien 1981 vorgefundenen embryonalen Palsas lassen sich jedoch anhand ihrer Abmessungen und ihres Vegetationsbesatzes ungefähr datieren. Ihre Verbreitung konzentriert sich auf den Nordabschnitt des Stormyra, den Südteil des Brennelvmyra sowie das Ridajaenkae-Moor, d. h. Bereiche, in denen Kuppel, Komplex-, Wall- und Strangpalsas vorherrschen. Von den knapp zwei Dutzend jungen Palsas dürfte über die Hälfte bereits in den kalten Jahren 1965/66 und 1968 angelegt worden sein, wie die Pflanzensukzessionen auf den Palsakörpern ausweisen. Danach haben sie die warmen Sommer 1972-1975 und 1979-1980 offenbar unbeschadet überdauert. Die restlichen embryonalen Palsas stellen nach Ausweis der Vegetationsbedeckung ganz junge Gebilde dar, die erst im kalten Jahr 1981 angelegt worden sind. Dies gilt auch für die wenigen embryonalen Hügel in den Palsaplateaugebieten, deren Verbreitung auf die Randbereiche der Plateaus sowie auf einzelne, in die Plateauflächen eingesenkte Thermokarstmulden beschränkt bleibt. In den folgenden Jahren wurden nur wenige neue Palsas angelegt, vorzugsweise im kleinen Moor Ridajaenkae (1985, 1987). Zugleich kollabierten mehrere der 1981 entstandenen Hügelformen, während die vermutlich in den 1960 er Jahren angelegten Palsas fortbestanden und um mehrere Zentimeter pro Jahr in die Höhe wuchsen. Die letzte Palsaneubildung fand nach Ausweis der Geländebefunde im kalten Jahr 1998 statt.

Während die Palsas im Stormyra noch zu Beginn der 1980 er Jahre sehr stabil und intakt wirkten und Erosions- und Thermokarstprozesse überwiegend auf die steilhängigen Flanken der Kuppel- und Komplexpalsas beschränkt blieben, gewannen seit Ende der 1980 er Jahre Erosionsvorgänge immer mehr an Bedeutung – eine Tendenz, die sich in den 1990 er Jahren fortsetzte und bis in die Gegenwart anhält. Dies zeigt sich morphologisch am deutlichsten in einer Intensivierung der Blockerosion an den Flanken der hohen Palsaformtypen. Viele Palsas sind inzwischen von einer breiten und tiefen Laggzone umgeben. An den Flanken der Kuppel- und Komplexpalsas haben sich häufig, insbesondere in Südexposition, kraterähnliche Mulden gebildet, deren Wasserfüllung tief in die Palsakörper zurückgreift und durch Unterminierung der in Blöcke zergliederten Torfhülle sowie Thermoerosion maßgeblich zum Palsazerfall beiträgt. Einige Palsas sind nur noch als kleine Torfhügel innerhalb von Thermokarsttümpeln erhalten, an die Stelle anderer sind Ringwallseen getreten. Auf den weitflächigen, flachwelligen Plateaupalsas im Stormyra und Brennelvmyra haben sich in den letzten beiden Jahrzehnten zahlreiche neue Thermokarstsenken gebildet. Die Ränder älterer Mulden unterlagen verstärkt der Blockerosion und haben sich, insbesondere am Rande von Thermokarsttümpeln, deutlich versteilt.

Die maximalen sommerlichen Auftautiefen der Palsas im Stormyra haben seit Beginn der systematischen Messungen (1981) deutlich zugenommen (vgl. Abb. 19). Die geringsten Auftautiefen wurden bei allen Palsaformtypen im kalten Jahr 1981 gemessen. Im Zeitraum 1982-1984 vergrößerten sich die Auftautiefen der flachen, spaltenfreien Plateaupalsas um 10-15 cm, die der hohen, stärker exponierten Kuppelund Komplexpalsas um 17-22 cm. Die kalten Jahre 1985 und 1987 hatten bei den meisten Palsas eine Verringerung der maximalen Auftautiefe um 3-7 cm zur Folge. Die erste Hälfte der 1990 er Jahre war durch Stagnation in den Auftautiefen gekennzeichnet. In den folgenden warmen Sommern vergrößerten sich die Auftautiefen geringfügig (Ausnahme: 1998); in den besonders warmen Jahren 2003 und 2004 wurden die größten Auftautiefen während der gesamten Meßperiode registriert. Bei zahlreichen Palsas selbst spaltenfreien Plateaupalsas – überschritt die maximale Auftautiefe Ende September 1 m, im Kronenbereich einiger hoher Kuppel- und Komplexpalsas in den Mooren Ridajaenkae und Brennelvmyra (Südabschnitt) sogar 130 cm. Letzteres war mit einer Absenkung und Verlagerung der Permafrosttafel aus der Torfhülle der Palsas in den eisreicheren minerogenen Palsakern verbunden. Durch das Ausschmelzen von Bodeneis im Mineralbodenkern beschleunigte sich der Palsazerfall erheblich. Dies erklärt u. a. das besonders rasch voranschreitende Kollabieren der hohen Palsas im Ridajaenkae-Moor im Laufe der letzten Jahrzehnte. Mehrere 1981 fast spaltenfreie, 2,0-2,5 m hohe Kuppelpalsas sind inzwischen durch das vollständige Ausschmelzen ihres Bodeneisgehaltes kollabiert und durch Thermokarsttümpel ersetzt worden. Ein Vergleich von Fotos aus den Jahren 1981 und 2010 dokumentiert, dass sich die von Palsas bedeckte Fläche im Ridajaenkae-Moor im Laufe der letzten drei Jahrzehnte fast halbiert hat.

Die Palsamoore Mårsajaeggi und Madarjaeggi befinden sich rund 15 km nördlich von Lakselv am Westufer des Porsangerfjordes, 1-2 km westlich der Straßenverbindung (E 6) Lakselv-Olderfjord (vgl. Abb. 1). Sie stehen über das Strangmoor Cuosgaljaeggi miteinander in Verbindung. Die Moore haben sich am Grunde von zwei ehemals marin überfluteten Becken entwickelt und werden von isostatisch gehobenen Meeressedimenten unterlagert. Das Gebiet grenzt im Süden an die fluvialen Terrassen des Stabburselv am Nordrand des Stabburselv-Landschaftsschutzgebietes, im Westen an die spätglazialen Randmoränen am Fuße des Cuosgallo-Bergzuges und im Osten an die von mächtigen Grundmoränen-Ablagerungen überzogenen Berge an der Porsangerfjordküste. Die Torfmächtigkeiten reichen von 0,5-1,0 m am Rande der Moore bis zu 1,8-2,2 m in den zentralen, tiefgründigen Partien. Die klimatischen Verhältnisse sind vermutlich etwas maritimer als in den Palsamooren bei Lakselv am inneren Porsangerfjord, aber nicht so maritim wie in Kistrand in mittlerer Fjordlage. Sowohl die Temperatur- als auch die Niederschlagsverhältnisse sind aufgrund der Hangfußlage (60 m ü. M.; Cuosgallo: 468 m) und Fjordnähe schwer einzuschätzen.

Im rund 1 km² großen Palsamoor Mårsajaeggi dominieren Kuppel-, Komplex- und Wallpalsas, die in den nördlichen und westlichen Moorabschnitten Höhen von bis zu 6 m erreichen. Darüber hinaus finden sich mehrere 2-3 m hohe Plateaupalsas. Am südwestlichen Moorrand treten Strangpalsas und Moorstränge vergesellschaftet auf. Sie leiten zum Strangmoor Cuosgaljaeggi über, das die Verbindung zum südlich gelegenen Palsamoor Madarjaeggi bildet. Zahlreiche Thermokarsttümpel in den zentralen Abschnitten des Strangmoores lassen auf die ehemalige Existenz von Palsas schließen. Im Madarjaeggi-Moor treten Palsas in den unterschiedlichsten Formvarianten auf. Die Palsas sind jedoch nicht so eindrucksvoll wie jene im Moor Mårsajaeggi; die Abmessungen sind deutlich geringer, wobei die Palsahöhen 3 m kaum überschreiten. In beiden Palsamooren treten reine Torfpalsas und Palsas mit Mineralbodenkern eng vergesellschaftet auf. Eine knapp 3 m tiefe Motorgrabung in einem 5 m hohen Komplexpalsa im Palsamoor Mårsajaeggi (Juli 1981) gibt Aufschluß über den sedimentären und strukturellen Bau eines Palsas mit minerogenem Kern. Er ist repräsentativ für diesen Palsatyp, wie die Ergebnisse von Motorbohrungen bis in 7 m Tiefe in benachbarten Palsas belegen.

Die 170 cm mächtige Torfhülle des Palsas ist bis in 55 cm Tiefe frostfrei. Darunter folgt eine 25 cm mächtige Lage aus eisarmem, gefrorenem Torf, die als Rest der winterlichen Gefrornis zu deuten ist. Ab ca. 80 cm Tiefe (Lage der Permafrosttafel) ist das Torf-Eis-Gemisch härter. Der Torf mit Blatt-, Zweigund Wurzelresten von Betula pubescens ssp. czerepanovii (Bergbirke) ist durch Poreneis fest zementiert. Ab 110-120 cm Tiefe nimmt der Eisgehalt deutlich zu. Außer dünnen Eislamellen finden sich mehrere Zentimeter dicke, spindelförmige Eislinsen, die vornehmlich konform zur Palsaoberfläche angeordnet sind. Die Grenzfläche Torf / Mineralboden ist scharf ausgeprägt. Der minerogene Palsakern besteht aus gefrorenen, blaugrauen marinen Sedimenten. Sie zeichnen sich durch einen hohen Ton- und Schluffgehalt von 45-62 % aus und sind höchst frostempfindlich. Der restliche Feinboden umfasst hauptsächlich Feinsande. Im Kontaktbereich zur Torfhülle ist der Ton- und Schluffanteil mit 8-15 % deutlich geringer. Es dominieren Fein- und Mittelsande, in die einzelne haselnußgroße Steinchen eingelagert sind. Der Eisgehalt der Sedimente nimmt tiefenwärts deutlich zu. Das Eis durchzieht den Mineralboden in Gestalt eines Maschenwerkes aus wenige Millimeter dünnen Lamellen, die mehr oder weniger würfelförmige, eisarme Mineralbodenaggregate einschließen. Die Maschenweite des Eislamellennetzes vergrößert sich tiefenwärts; zugleich treten Eislinsen und -schichten in immer größerer Häufigkeit auf. An der Profilbasis in ca. 3 m Tiefe ist eine 10-15 cm mächtige Eisschicht entwickelt. Die restlichen 2 m bis zum Moorwasserspiegel konnten aufgrund von Schmelzwasser, das in den Grabungsschacht eindrang, nur mittels Bohrungen erschlossen werden. Demzufolge wird der Mineralboden nahe der Profilbasis, insbesondere in Moorwasserspiegelnähe, von mächtigen Blankeisschichten und -bänken durchzogen. Sie sind hauptverantwortlich für die Heraushebung der Torflagen über die umgebende Mooroberfläche und die damit verbundene Hügelbildung. Der sedimentäre und strukturelle Palsaaufbau erinnert stark an den Bauplan des Komplexpalsas im Palsamoor Ridajaenkae bei Lakselv.

Während der Feldstudien 1981 wurden im Palsamoor Mårsajaeggi zahlreiche embryonale Palsas angetroffen, die auch gegen Ende der saisonalen Auftauperiode (Ende September) noch Bestand hatten. Sie waren in einigen Fällen räumlich eng mit kollabierenden Palsas vergesellschaftet. Ein embryonaler Palsa war innerhalb eines noch Frostboden enthaltenden Ringwalles entstanden. Die Palsas waren nach Ausweis der Vegetationsbedeckung erst im Beobachtungsjahr angelegt worden. Ferner fanden sich schildförmige, bis zu 1 m hohe Palsas, deren Alter anhand der morphologischen Befunde und der Art des Bewuchses auf gut zehn Jahre geschätzt werden konnte. Sie waren vermutlich in den kalten Jahren 1965/66 und 1968 entstanden und hatten die wärmeren Jahre des folgenden Jahrzehnts überdauert. Außer diesen Aggradationsstadien wurden die unterschiedlichsten Degradationsstadien beobachtet. Viele der höheren und älteren Palsas waren von tiefen und breiten Spalten überzogen. Die auf diese Weise gebildeten Torfblöcke rutschten auf dem gefrorenen, gewölbten Palsakern zum Palsarand. Dort wurden sie akkumuliert oder glitten in den Palsalagg, eine tiefe Wasserrinne, die viele Palsas umgibt. Im Palsamoor Madarjaeggi existierten ebenfalls im Aufbau und Zerfall befindliche Palsas in unmittelbarer Nachbarschaft zueinander. Allerdings fehlten ganz junge, embryonale Palsas. Die jüngsten Palsas stammten offenbar aus den kalten 1960 er Jahren. Im Strangmoor Cuosgaljaeggi wurden 1981 noch einige kleinere, kuppel- und wallförmige Palsas angetroffen; einige höhere Stränge enthielten einen Permafrostkern, was eine eindeutige Zuordnung zu einem der beiden Moortypen (Strangmoor, Palsamoor) erschwert. In den kalten Jahren 1985 und 1987 entstanden zwar einige neue Palsas im Mårsajaeggi-Moor, doch kollabierten diese bereits in den warmen Sommern 1988-1990. Im Madarjaeggi-Moor wurden in den kalten 1980 er Jahren keine neuen Palsas angelegt. Die letzten Palsas im Strangmoor Cuosgaljaeggi zerfielen 1990-1991; zeitgleich verschwand der Permafrostboden aus den höheren Moorsträngen. In den letzten beiden, wärmeren und niederschlagsreicheren Jahrzehnten war im Mårsajaeggi und im Madarjaeggi eine verstärkte Palsa-Degradation zu beobachten, ohne dass neue embryonale Palsas angelegt wurden. Der Palsazerfall tritt im Mårsajaeggi besonders markant in Erscheinung, vornehmlich in Gestalt hoher Blockerosionshänge an den Flanken der Kuppel- und Komplexpalsas. Im Unterschied zum Madarjaeggi existieren aber noch zahlreiche, relativ intakte Palsas ohne auffällige Erosionsspuren. Ihre Oberfläche zeichnet sich durch eine geschlossene Vegetationsdecke aus.

Der saisonale Auftauvorgang beginnt im Mårsajaeggi 1-2 Wochen später als in den Palsamooren auf der Halbinsel Oldereidnes bei Lakselv, vermutlich aufgrund der etwas höheren und küstenferneren Lage. Allerdings können erhebliche Unterschiede zwischen den einzelnen Jahren auftreten. So setzte der Auftauprozeß auf den Palsakronen in den kühlen Sommern 1981, 1987 und 1993 erst Anfang Juni ein, in den wärmeren Sommern 1989-1992 und 1999 aber schon Anfang Mai. Im langjährigen Mittel beginnt der Auftauvorgang in der zweiten Maihälfte, wenn die Palsakronen schneefrei werden. Im Juni, Juli und in der ersten Augusthälfte vergrößert sich die Auftautiefe relativ rasch (vgl. Abb. 18). Danach, mit Auftreten der september / Anfang Oktober setzt gewöhnlich die Bildung einer neuen Frostbodenlage an der Palsaoberfläche ein.

Die maximalen sommerlichen Auftautiefen im Mårsajaeggi und Madarjaeggi zeigten im Zeitraum 1981-2011 ein ähnliches Verhaltensmuster wie in den Mooren bei Lakselv (vgl. Abb. 19). Die geringsten Auftautiefen wurden am Ende der kühlen Sommer 1981, 1985, 1987 und 1998 gemessen, die größten 1983, 1984, 1990, 1997, 2000 sowie 2003 und 2004. Die Amplitude der maximalen Auftautiefe auf der vegetationsbedeckten Krone eines Kuppelpalsas reicht von 58 cm (1981) bis 85 cm (2004). Die kalten 1980 er Jahre waren insgesamt durch eine geringe maximale Auftautiefe gekennzeichnet. Ab Ende der 1980 er Jahre vergrößerten sich die Auftautiefen (Ausnahmen: 1993, 1998), wobei vor allem in der zweiten Hälfte der 1990 er Jahre sowie im letzten Jahrzehnt große Auftautiefen erreicht wurden, was morphologisch mit einer deutlichen Zunahme der Blockerosionshänge und Thermokarstteiche in den Palsamooren einhergeht. Im Vergleich zu den "Palsaruinen" im Palsamoor Ridajaenkae bei Lakselv wirken die meisten hohen Kuppel- und Komplexpalsas im Palsamoor Mårsajaeggi allerdings noch recht stabil und intakt.

3.1.5. Börselv

Das Arbeitsgebiet Börselv befindet sich rund 40 km nordöstlich von Lakselv am Ostufer des inneren Porsangerfjordes (vgl. Abb. 1). Das rund 1,5 km² große Palsamoor Giekkajaeggi grenzt im Westen an die Straßenverbindung Lakselv-Tana Bru (R 98), im Osten an den Giekkavarri-Bergzug. Die kleine Ortschaft Börselv am Mündungsdelta des gleichnamigen Flusses in den Porsangerfjord ist etwa 1 km entfernt. Das unterhalb der marinen Grenze in ca. 55 m Höhe ü. M. gelegene Palsamoor wird im Südwesten von marinen Ablagerungen, im Nordosten von fluvialen Sedimenten unterlagert (vgl. FOLLESTAD 1979). Die Torfmächtigkeit beträgt in den zentralen, tiefgründigen Moorabschnitten 1,0-1,5 m und nimmt zu den Randbereichen des Moores hin ab.

Die klimatischen Rahmenbedingungen im Palsamoor sind schwer abzuschätzen, da die nahe gelegene Wetterstation Börselv nur den Niederschlag, aber keine Temperaturdaten erfasst (vgl. Tab. 3-7). Die thermischen Verhältnisse sind vermutlich etwas maritimer als in Lakselv und dürften eher jenen in Kistrand ähneln, wobei mit einer Jahresmitteltemperatur zwischen 1,0 °C und 1,5 °C zu rechnen ist. Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge in Börselv belief sich während der Normalperiode 1961-1990 auf 461 mm, im Zeitraum 1991-2009 auf 580 mm, wobei der zuletzt genannte Wert recht hoch ausfällt, bedingt durch mehrere heftige Starkregenereignisse (z. B. im August 1999). Der meiste Niederschlag fällt in den Monaten Juli und August, der wenigste im Zeitraum März-Mai. Zwischen Oktober und April liegt eine geschlossene Schneedecke. Nach dem Modell von KING (1984) sind die tief gelegenen Palsavorkommen bei Börselv der Höhenstufe des sporadischen Permafrostbodens zuzuordnen. Die Untergrenze der Höhenstufe des diskontinuierlichen Dauerfrostbodens, in der Permafrostboden auch abseits der Palsamoore häufiger auftritt, ist in einer Höhenlage von 400-450 m ü. M. anzusetzen. Sie wird im 6 km südöstlich des Palsamoores gelegenen Stuorra Gåddecåkka-Calbmelanrassa-Höhenzug (650 m) überschrit-
ten. Ist die Einschätzung der Temperaturverhältnisse im Raum Börselv richtig, sind die dortigen Palsavorkommen ebenso wenig im Gleichgewicht mit den aktuellen klimatischen Verhältnissen wie die Palsas im Arbeitsgebiet Lakselv-Kistrand. Außer den thermischen Bedingungen dürften auch die relativ hohen jährlichen Niederschlagsmengen einer Palsabildung und -erhaltung abträglich sein.

Im Palsamoor Giekkajaeggi sind alle 5 ausgewiesenen Palsaformvarianten entwickelt. In den zentralen, tiefgründigen Moorabschnitten dominieren 1,5-1,8 m hohe Komplex- und Wallpalsas, zwischen denen einzelne Kuppelpalsas zu finden sind. Am Fuße des Giekkavarri-Bergzuges existieren zahlreiche, 1,2-1,5 m hohe Plateaupalsas, in die z. T. wassergefüllte Thermokarstsenken eingelassen sind. Der südwestliche, flachgründigere Moorabschnitt ist mit 0,7-1,0 m hohen Strangpalsas besetzt, die stellenweise in Moorstränge ohne Permafrostboden übergehen. Auffällig ist das Vorherrschen von Palsa-Degradationstadien im Moor, was vor allem die höheren Formvarianten betrifft. Auf den windexponierten Kronen der Kuppel-, Komplex- und Wallpalsas ist die Vegetationsdecke häufig lückenhaft oder fehlt vollständig. Stattdessen tritt der nackte Torf zutage (vgl. Foto 18). Die Flächen grenzen oftmals mit einer Kante oder Stufe an die verbliebenen, vegetationsbedeckten Palsapartien. Die Kahlflächen sind durch Deflation (Winderosion) entstanden, begünstigt durch breite Spalten an den ansonsten vegetationsbedeckten Palsaoberflächen. Die Spalten bieten dem Wind Angriffspunkte und dienen als Leitlinien der Erosion. Die Palsaflanken hingegen sind durch Blockerosion geprägt. Viele Palsas sind von einer breiten und tiefen Laggzone umgeben; andere existieren nur noch als vegetationsfreie Hügelruinen im Zentrum eines manchmal ringwallumgebenen Thermokarstteiches.

Der sedimentäre und strukturelle Aufbau der Palsas wurde anhand einer Motorgrabung in einem vegetationsbedeckten, 1,7 m hohen Wallpalsa sowie einer Reihe von Motorbohrungen in verschiedenen Palsaformvarianten untersucht (Juli 1981). Demzufolge enthalten nur die höchsten Palsas im Moor einen Mineralbodenkern. Die Mehrzahl der Palsas stellt reine Torfpalsas dar. Der aufgegrabene Palsa zeichnet sich durch eine 105 cm mächtige Torfdecke aus, die zum Grabungszeitpunkt bis in knapp 50 cm Tiefe aufgetaut war. Darunter folgt eine 32 cm mächtige Lage aus eisarmem, gefrorenem, leicht aufzubrechenden Torf, die sich als Rest der winterlichen Gefrornis interpretieren lässt. Ab ca. 82 cm Tiefe ist das Substrat deutlich härter. Dieser unterhalb der Permafrosttafel gelegene Torf ist durch Poreneis fest zementiert. Es füllt und umhüllt vor allem Blatt-, Zweig- und Wurzelreste von Betula pubescens ssp. czerepanovii und von verschiedenen Salix-Arten. Erst ab rund 95 cm Tiefe werden dünne Eislamellen und bis zu 2 cm dicke Eislinsen sichtbar, die vorzugsweise konform zur Palsaoberfläche angeordnet sind. Die Grenzfläche Torf / Mineralboden in 105 cm Tiefe ist scharf ausgeprägt. Im unmittelbaren Kontaktbereich zur Torfdecke besteht der gefrorene minerogene Palsakern vornehmlich aus sandig-kiesigen Sedimenten, in die neben zahlreichen kleinen Steinchen auch einzelne Blöcke eingelagert sind. Die Grobkomponenten sind an ihrer Unterseite zumeist in Blankeis eingebettet. Unterhalb dieser 5-10 cm mächtigen Lage besteht der Palsakern aus schluffig-sandigen marinen Sedimenten, die von einem Netzwerk aus dünnen Eislamellen durchzogen werden. Nahe der Profilbasis (Moorwasserspiegel) in 170 cm Tiefe sind 3-4 cm dicke, spindelförmige Eislinsen entwickelt. Nach Ausweis von Bohrungen treten unterhalb des Moorwasserspiegels auch größere, bis zu 12 cm mächtige Eisschichten auf, die für die Hügelbildung maßgeblich verantwortlich sind. Die Permafrostbasis wurde 235-240 cm unterhalb des Moorwasserspiegels angetroffen. Sie markiert offenbar die Grenzfläche zwischen den höchst frostempfindlichen tonig-schluffigen bis schluffigsandigen Sedimenten des gefrorenen Palsakernes und weniger frostgefährdeten, sandig-kiesigen Ablagerungen in der Moorunterlage. Die zahlreichen Motorbohrungen in verschiedenen Palsaformtypen und Entwicklungsstadien zeigen, dass der Mineralboden der Moorunterlage nur bei den höchsten Palsas an der Morphogenese beteiligt ist. Häufig ist die Permafrostbasis der Palsas mit der Torf / Mineralboden-Grenzfläche identisch, insbesondere wenn die minerogene Moorunterlage aus wenig frostempfindlichen, gröberen Ablagerungen besteht, wie im Nordostabschnitt des Moores. Bei manchen Palsas waren nur die obersten Dezimeter der minerogenen Moorunterlage gefroren, bei anderen waren sogar die untersten Bereiche der Torfdecke frostfrei. Oftmals verlief die Grenze zwischen gefrorenem und frostfreiem Substrat in Moorwasserspiegelnähe. Im Unterschied zu den bereits beschriebenen Palsamooren erstrecken sich die Permafrostkerne der untersuchten Palsas nicht weit in die minerogene Moorunterlage, was eine umfangreiche Segregationseisbildung, etwa in Gestalt mächtiger Blankeislinsen und -schichten im Mineralboden, verhindert und die relativ geringe Höhe der Palsas im Moor erklärt. Offenbar sind die minerogenen Sedimente der Moorunterlage weniger frostempfindlich als in den bereits vorgestellten Mooren und daher als Substrat für die Bodeneis- und Palsabildung weniger geeignet.



Foto 18: Durch deflatorischen Torfabtrag abgeflachte, nur noch lückenhaft von Vegetation bedeckte Palsakronen im Palsamoor Giekkajaeggi bei Börselv am inneren Porsangerfjord. Die Kahlflächen werden häufig von vegetationsbedeckten Torfkanten und -stufen begrenzt und unterliegen im Sommer der Abrasion und Abluation. Die Torfauswehung nimmt ihren Anfang vorzugsweise entlang breiter Spalten im Palsakronenbereich, die als Leitlinien der Erosion fungieren. 31.8.1986

Die Auswertung von Fotos von ÅHMAN aus dem Jahr 1966 (vgl. ÅHMAN 1977) zeigt, dass schon damals Palsadegradationsstadien im Moor vorherrschten. Die Palsas waren kaum höher, sondern zeichneten sich durch ähnliche Abmessungen aus wie zu Beginn der eigenen Untersuchungen im Jahr 1981. Bereits in den 1960 er Jahren waren die Kronenbereiche vieler Palsas infolge Deflation vegetationsfrei. Eine anthropogene Einflussnahme, etwa durch Schaf- und Rentierweide sowie Torfstich einschließlich Abbrennen der Vegetationsdecke, ist aufgrund der Ortsnähe des Moores nicht auszuschließen. Zäune auf einem flachwelligen Plateaupalsa deuten möglicherweise auf eine Nutzung des Moores als Weideland. Am Rande des Plateaus sind Thernokarstsenken mit steilen Blockerosionshängen entwickelt. Dagegen finden sich keinerlei Hinweise auf das Vorkommen junger embryonaler Palsas, obwohl das kalte Jahr 1966 für die Anlage neuer Palsas günstig war, wie Fotos und Beschreibungen aus anderen Palsamooren im küstennahen Tiefland Finnmarks belegen. Im Sommer 1981 wurden einige schildförmige, 50-60 cm hoher Palsas im Moor beobachtet, die möglicherweise in den 1960 er Jahren, vielleicht im kalten Jahr 1968 angelegt worden waren und danach die warmen 1970 er Jahre überdauert hatten. 1981 "überlebten" mehrere Frostbodenlinsen den Sommer, kollabierten aber in den folgenden Jahren. Ein 1987 angelegter Palsa zerfiel zu Beginn der 1990 er Jahre. Danach fand im Moor offenbar keine Palsaneubildung mehr statt. Im Laufe der letzten beiden warmen Jahrzehnte verstärkte sich die Palsadegradation, am auffälligsten in Form einer Ausweitung der Deflationsflächen auf den Palsakronen und der Bildung zahlreicher neuer Blockerosionshänge an den Palsaflanken. Die Fläche der Palsaplateaus verringerte sich durch rückschreitende Erosion an den Rändern sowie Bildung und Vergrößerung von Thermokarstmulden auf den Plateaus. Zeitgleich nahm die Höhe der Komplex-, Wall- und Kuppelpalsas durch Ausschmelzen des Bodeneises drastisch ab. 2011 erreichten nur noch wenige Palsas eine Höhe von mehr als 1 m. Aus den niedrigen Strangpalsas verschwand der Permafrostboden fast vollständig. Seit den warmen Jahren 2000-2004 ist der südwestlichste Moorabschnitt nahezu permafrostfrei. Am stabilsten wirken noch die niedrigen, flachwelligen Plateaupalsas und lang gestreckten Wallpalsas am Fuße des Giekkavarri-Bergzuges. Sie sind weniger windexponiert als die Palsas in den zentralen Moorbereichen und unterliegen daher weniger der Deflation. Allerdings weisen sie auch eine mächtigere und längere Schneebedeckung auf, was das Eindringen der winterlichen Kältewellen in die Palsakörper behindert und dem Palsaerhalt abträglich ist.

Die maximalen sommerlichen Auftautiefen wurden im Zeitraum 1981-2011 auf einem ursprünglich 1,65 m hohen, vegetationsbedeckten Wallpalsa gemessen (vgl. Abb. 19). Im letzten Jahrzehnt reduzierte sich die Palsahöhe, vermutlich durch Ausschmelzen von Bodeneis an der Palsabasis, auf ca. 1,10 m. Die geringsten Auftautiefen wurden 1981 (41 cm), 1987 (43 cm) und 1998 (48 cm) gemessen, d. h. in Jahren mit ungewöhnlich kühlen Sommern, die größten 1984 (55 cm), 1990 (52 cm), 2000 (51 cm), 2003 (60 cm) sowie 2004 (62 cm), d. h. in Jahren, die sich durch warme Sommer auszeichneten, wobei der extrem warme Sommer 2004 auch die deutlich größte Auftautiefe aufwies. Wie im Raum Lakselv-Kistrand und im küstennahen Tiefland am Varangerfjord lassen sich die Auftautiefen der Palsas recht gut mit den thermischen Verhältnissen korrelieren. Abweichungen sind möglicherweise niederschlagsbedingt. Bei Börselv

fällt wesentlich mehr Niederschlag als in den Moorarealen bei Lakselv. Die hohen sommerlichen, als Regen fallenden Niederschlagsmengen durchfeuchten die obersten Torflagen der Palsas, erhöhen auf diese Weise die Wärmeleitfähigkeit des Torfes und fördern so den Auftauvorgang, was sich letztlich in den Auftautiefen widerspiegelt. Dennoch bestätigen die Daten aus dem Palsamoor Giekkajaeggi bei Börselv den Trend der anderen Moore: Die kalten 1980 er Jahre waren durch geringe Auftautiefen gekennzeichnet. Danach nahmen die maximalen sommerlichen Auftautiefen deutlich zu, insbesondere im letzten, warmen Jahrzehnt. Dies manifestiert sich morphodynamisch in einer Intensivierung der Erosionsprozesse im Moor, als deren Folge u. a. die Palsas im südwestlichen Moorabschnitt vollständig kollabierten und nur noch anhand der verbliebenen Thermokarsttümpel nachzuweisen sind.

3.1.6. Sennaland

Das rund 10 km² große Arbeitsgebiet im Süden der Porsanger-Halbinsel befindet sich bei Levdun auf dem Sennaland-Plateau, etwa 35 km nordöstlich von Alta unmittelbar nördlich der E 6-Trasse (vgl. Abb. 1). Es umfasst ein vermoortes Becken zwischen dem Store Oksberg (588 m) im Süden und dem Suolorassa-Bergzug (594 m) im Norden. Die Westgrenze bildet ein mächtiger spätglazialer Randmoränenwall; im Osten reicht das Gebiet bis an die Ståkkecåmat-Berge. Das Becken enthält zahlreiche Seen und kleinere Teiche in Höhenlagen zwischen 300 m und 330 m ü. M., die über die Bäche Veggeneselv und Okselv zum Repparfjordelv entwässern. Das Arbeitsgebiet liegt deutlich über der marinen Grenze, ist rund 20 km von der Finnmarksküste entfernt und unterscheidet sich darin wesentlich von den bereits vorgestellten Untersuchungsgebieten. Es ist überwiegend waldfrei. An windgeschützten, trockenen Standorten findet sich stellenweise lichter Birkenwald. Die zahlreichen kleinen Bachläufe sind von niedrigem Weidengebüsch gesäumt. Die minerogene Moorunterlage wird vornehmlich von schluffreichen, sandigen Grundmoränen-Ablagerungen mit einem hohen Stein- und Blockgehalt gebildet. Entlang des Veggeneselv sind stellenweise glazifluviale Sedimente anzutreffen. Die ehemalige Eisrandlage am Westrand des Arbeitsgebietes besteht aus zahlreichen Moränenwällen und -hügeln, zwischen denen wassergefüllte oder vermoorte Sölle zu finden sind. Das Moränenmaterial variiert zwischen schluffig-sandigen Sedimenten und kantengerundeten, steinig-blockigen Ablagerungen, wie ein Aufschluß (Kiesgrube) in Straßennähe belegt. Die Moränenablagerungen am Ostrand der Sennalandsvatna (Sennaland-Seen) trennen das Arbeitsgebiet von einem westlich angrenzenden, ebenfalls vermoorten Becken. Dort sind die Torfmächtigkeiten geringer als im östlichen Becken, in dem Torfmächtigkeiten von 1,0-1,5 m vorherrschen (lokal bis zu 2 m) - eine mögliche Erklärung, warum sich Palsas nur östlich der Eisrandlage entwickeln konnten.

Die klimatischen Bedingungen im Arbeitsgebiet sind schwer zu beurteilen, da es auf dem Sennaland keine Wetterstationen gibt. Die nächstgelegenen Stationen befinden sich in innerer Fjordlage am Altafjord und Porsangerfjord in Meeresspiegelnähe. Aus Alta (ca. 25 km südwestlich) und Lakselv (ca. 45 km südöstlich) stehen sowohl Temperatur- als auch Niederschlagsdaten zur Verfügung (vgl. Tab. 3-7). Dagegen wird in Skaidi (ca. 40 km nordöstlich im unteren Repparfjordtal) und Porsa (ca. 30 km nördlich am Vargsund) nur der Niederschlag gemessen. Eine Extrapolation der Temperaturwerte von Alta und Lakselv (0,53 °C / 100 Höhenmeter) ergibt für das Arbeitsgebiet für die Normalperiode 1961-1990 eine Jahresmitteltemperatur von -0,5 / -1,0 °C (1991-2009: 0,5 / - 0,4 °C). Obwohl diese Werte mit Vorbehalt zu betrachten sind, erscheint eine Jahresmitteltemperatur knapp unter 0 °C (1961-1990: -1,0 bis 0 °C) realistisch. Nimmt man die Vegetation als Temperaturindikator (Waldgrenzbereich), dürfte die Temperatur des wärmsten Monats 10 °C kaum überschreiten. Pro Jahr ist mit rund 200 Frosttagen zu rechnen, wobei mehr Eistage als Frostwechseltage zu erwarten sind. Die jährlichen Niederschlagsmengen sind auf dem Sennaland-Plateau gewiß höher als in den Tieflagen am inneren Alta- und Porsangerfjord. Sie dürften in der Größenordnung von 600-700 mm liegen (Skaidi 1969-1990: 577 mm, 1991-2010: 676 mm). Die am Porsa-Kraftwerk am Vargsund in der Nähe des Seilandjökel (Seiland-Gletscher) gemessenen Werte (1961-1990: 736 mm, 1991-2010: 820 mm) werden wahrscheinlich nicht erreicht. Der meiste Niederschlag fällt im Herbst und Frühwinter. Aufgrund der Beckenlage und der in großer Zahl anzutreffenden Seen ist das Arbeitsgebiet häufig in Nebel gehüllt. Schneefälle im September sind keine Seltenheit. An rund 210 Tagen im Jahr liegt eine geschlossene Schneedecke, die in den untersuchten Mooren gegen Ende des Winters eine Mächtigkeit von 70-100 cm erreicht.

Nach dem Modell von KING (1984) handelt es sich bei den Palsas auf dem Sennaland-Plateau um sporadische Permafrostvorkommen. Die Untergrenze der Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens verläuft in rund 500 m Höhe ü. M., d. h. rund 200 m über dem Beckenboden. Sie wird vermutlich in den Gipfelbereichen der angrenzenden, um 600 m hohen Berge überschritten. Erstaunlicherweise wurde Permafrostboden in den Jahren 1981 und 1985-1987 abseits der Palsamoore bereits in Höhenlagen von 300-350 m ü. M. angetroffen. Die Vorkommen beschränken sich auf wind- und kälteexponierte, im Winter schneearme Plätze im Kronenbereich der Moränenwälle und -hügel. Gefroren waren vornehmlich sehr feinmaterialreiche, durch einen hohen Ton- und Schluffgehalt gekennzeichnete Moränenpartien, während die weithin vorherrschenden, eher sandig-steinigen Moränenablagerungen am Ende der sommerlichen Auftauperiode frostfrei waren. Die Auftauschichtmächtigkeit der Permafrostvorkommen betrug 150-180 cm; die Dauerfrostbodenmächtigkeit konnte nicht festgestellt werden. Das Überdauern von Permafrostboden in relativ tiefer Lage wird hier gewiß durch die kühlen, nebelreichen "Sommer" sowie die Bildung von "Kaltluftseen" in den Becken begünstigt. Die relativ großen winterlichen Schneemengen behindern allerdings das Eindringen der Kältewellen in den Boden und sind somit für die Bildung von Permafrostboden ungünstig. Möglicherweise handelt es sich bei den Permafrostvorkommen um "fossilen" Dauerfrostboden, der mit den aktuellen Klimabedingungen nicht im Gleichgewicht ist.

In den Mooren zwischen den Moränenwällen und Seen waren 1981 Palsas in unterschiedlichen Formvarianten und Entwicklungsstadien zu beobachten. In den großflächigeren Moorarealen existierten zumeist mehrere Formtypen in enger räumlicher Vergesellschaftung, wobei die Kuppel- und Komplexpalsas die zentralen, tiefgründigen Moorbereiche besetzten. In den zahlreichen kleinen, oftmals nur wenige Hektar umfassenden Mooren war häufig nur eine Palsaformvariante entwickelt. Flachwellige, 1,0 -1,5 m hohe Plateaupalsas waren am weitesten verbreitet. In sanft geböschten Moorabschnitten dominierten niedrige Wall- und Strangpalsas in Abhängigkeit von der im Moor vorherrschenden Abflußrichtung. An den flachgründigeren Moorrändern wurden die Palsas häufig von Pounus, stellenweise auch von permafrostfreien Moorsträngen abgelöst. Palsadegradationsstadien herrschten vor. Die Ränder der Plateau- und Wallpalsas sowie die steilen Flanken der Kuppel- und Komplexpalsas unterlagen zumeist der Blockerosion, während die niedrigen Strangpalsas noch recht intakt wirkten. Auf den hohen Palsaformvarianten war die Vegetationsdecke stellenweise zerstört und Torf ausgeweht worden. Vor den durch Deflation gebildeten Kanten und Stufen trat der nackte Torf zutage. In einigen Moorabschnitten war der Palsazerfall besonders weit fortgeschritten. Die Palsahügel waren durch Ausschmelzen des Bodeneises nahezu vollständig kollabiert. An ihre Stelle waren Thermokarsttümpel getreten, die in einigen Fällen noch von Ringwällen aus Torf umgeben waren. Die Ringwälle markierten die Ränder der ehemaligen Palsas. Einige enthielten noch Permafrostreste. Inmitten anderer Thermokarstteiche existierten noch Reste der kollabierten Palsas. Diese "Palsaruinen" bestanden aus zerfallenden, häufig vegetationsfreien Torfblöcken.

Zum Studium des inneren Bauplans wurden 1981 und 1986 mehrere Palsas aufgegraben und eine Reihe von Motorbohrungen durchgeführt (vgl. Fotos 19, 20). Demzufolge stellen die meisten Palsas in den Mooren reine Torfpalsas dar. Die minerogene Moorunterlage ist offenbar nur selten an der Hügelgenese beteiligt. Dies war zu erwarten; die Moränenablagerungen sind weithin zu grobkörnig und nicht frostempfindlich genug, um in die Palsabildung mit einbezogen zu werden. In diesen Fällen ist die Permafrostbasis mit der Torf / Mineralboden-Grenzfläche identisch. Wo das Moränenmaterial hingegen feinkörnige, schluffreiche, frostempfindliche Sedimente enthält, war der Permafrost unter Bildung von Segregationseis in den Mineralboden eingedrungen. An diesen Stellen hatten sich Palsas mit Mineralbodenkern entwickelt. Bei den reinen Torfpalsas beruhte die Aufwölbung der Torflagen und damit die Hügelbildung allein auf der Eisbildung im Torf. Der Mineralboden der Moorunterlage fungierte dabei bestenfals als Widerlager. Dagegen vollzog sich die Eisbildung bei den Palsas mit Mineralbodenkern sowohl im Torf als auch im Mineralboden, was die größere Höhe dieses Palsatyps erklärt. Das Gefüge des Mineralboden-Eis-Gemisches konnte nur im oberen, über dem Moorwasserspiegel liegenden, maximal 60 cm umfassenden Bereich der gefrorenen Mineralbodenkerne studiert werden. Der Eisgehalt war den Grabungsbefunden zufolge höher als in den minerogenen Kernen der Palsas im küstennahen Tiefland. Ferner war das Bodeneis weniger regelhaft verteilt. Dies lässt sich auf die unterschiedliche Körnung des Mineralbodenkerns zurückführen. Die Moränenablagerungen auf dem Sennaland sind grobkörniger und enthalten im Unterschied zu den gehobenen marinen Sedimenten auch Steine und Blöcke. Letztere sind zumeist in Eis eingebettet. Ein Eislamellennetz mit scharf abgegrenzten, würfelförmigen Mineralbodenaggregaten, wie es für die gefrorenen Mineralbodenkerne der küstennahen Palsas typisch ist, bildet eher die Ausnahme. Stattdessen dominiert ein chaotisches Mineralboden-Eis-Gemisch ohne deutlich erkennbares, regelhaftes Muster. Der sedimentäre und strukturelle Aufbau der gefrorenen Mineralbodenkerne konnte unterhalb des Moorwasserspiegels nur bedingt untersucht werden. Die zahlreich in den Feinboden eingelagerten Steine und Blöcke behinderten die Bohrarbeiten erheblich. Wo halbwegs komplette Bohrkerne gezogen werden konnten, setzte sich das oberhalb des Moorwasserspiegels beobachtete Mineralboden-Eis-Gefüge tiefenwärts unter Zunahme des Eisgehalts fort. Eine zuverlässige Bestimmung der Permafrosttiefen mittels Bohrung war aufgrund des hohen Stein- und Blockgehaltes der Substrate kaum möglich. Sondierungen am Rande einiger höherer Kuppel- und Komplexpalsas deuten auf eine Permafrostmächtigkeit unterhalb des Moorwasserspiegels von wenigen Metern.

In den Palsamooren auf dem Sennaland dominierten, abweichend von den Palsavorkommen im küstennahen Tiefland, bereits in den kalten 1980 er Jahren Degradationsprozesse. Neue Palsas wurden nicht angelegt. Die jüngsten in den Mooren angetroffenen Palsas stammten nach Ausweis der Vegetationsbedeckung vermutlich aus den 1960 er Jahren. In den wärmeren 1990 er Jahren nahmen die Erosionsprozesse nochmals zu. Die höheren Kuppel-, Komplex- und Wallpalsas unterlagen verstärkt der Blockerosion und kollabierten schließlich ganz unter Hinterlassung typischer Thermokarsttümpel. Die niedrigeren, eisärmeren Plateau- und Strangpalsas überdauerten bis in das letzte Jahrzehnt. Die letzten Permafrostkerne tauten im Laufe der warmen Sommer 2003 und 2004. Einige eisfreie Palsaruinen waren noch 2010 in den Mooren auffindbar. Mehrere in den 1980 er Jahren gebildete Thermokarsttümpel sind im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte von *Carex*- (Seggen-) Arten besiedelt worden und inzwischen kaum noch als ehemalige Palsastandorte erkennbar.

Die maximalen sommerlichen Auftautiefen wurden im Zeitraum 1981-2003 im Zentrum eines vegetationsbedeckten, 145 cm hohen Plateaupalsas (ohne Mineralbodenkern) gemessen (vgl. Abb. 19). Die Auftautiefen waren in den kalten 1980 er Jahren am geringsten, wobei sich die Jahre 1981 und 1987 durch besonders geringe maximale Auftautiefen (54 bzw. 58 cm) auszeichneten. Die größten sommerlichen Auftautiefen wurden in den wärmeren Jahren 1983 und 1984 erreicht (62 bzw. 65 cm). Ab 1989 nahmen die maximalen Auftautiefen deutlich zu. Sie lagen 1989-1992 bei 70 cm, sanken danach bis auf 65 cm (1998) ab und stiegen anschließend kontinuierlich an. Im September 2004 wurde an der Meßstelle kein Permafrost mehr angetroffen. Die Plateauform des Palsas existierte noch, doch hatte sich die Fläche des Palsas durch rückschreitende Erosion von den Palsarändern her seit Beginn der Messungen im Jahre 1981 deutlich verkleinert. Die Palsahöhe war im gleichen Zeitraum auf knapp 85 cm geschrumpft.



Foto 19: Ringwallsee in einem vermoorten Becken im Grenzsaum Wald- / Tundrenstufe auf dem Sennaland-Plateau ca. 35 km nordöstlich von Alta. Der Ringwall kennzeichnet die Ränder eines ehemaligen, inzwischen kollabierten Kuppelpalsas im zentralen, tiefgründigen Moorabschnitt. Er repräsentiert ein weit fortgeschrittenes Palsa-Zerfallsstadium, enthält aber noch Permafrostreste. 14.7.1986



Foto 20: Querprofil durch den Ringwall auf dem Sennaland-Plateau (vgl. Foto 19). Der vegetationsbedeckte Wall besteht vollständig aus Torf. Am Innenhang gleiten Torfblöcke in den Palsasee (Thermokarst-Teich, Blockerosion). Die Auftautiefe Mitte Juli beträgt ca. 30 cm. Unter den Resten der saisonalen Gefrornis ist noch Permafrostboden aus eisreichem Torf erhalten, der sich bis auf die minerogene, frostfreie Moorunterlage erstreckt. 13.7.1986

Bei einem Kontrollbesuch im September 2010 wurden im westlichsten Moorabschnitt zwischen den Moränenwällen und -hügeln der spätglazialen Eisrandlage und dem Bierfalljavri-See (326 m) rund ein Dutzend kleine, durch eine helle Vegetationsdecke gekennzeichnete Hügel beobachtet (vgl. Fotos 21, 22). Sie ähnelten aufgrund ihrer, infolge der Heraushebung über den Moorwasserspiegel abgestorbenen, Sphagnum- (Torfmoos-) Vegetation embryonalen Palsas. Sie unterschieden sich von letzteren jedoch durch ihre steileren Flanken, tiefe, klaffende Spalten an den Hügeloberflächen sowie ihre Blankeiskerne. Die Hügel sind kreisrund bis lang gestreckt und im Aufriß kuppelförmig. Die Mehrzahl der Hügel ist 30-50 cm hoch, wobei die lang gestreckten Formen eine Länge von bis zu 3 m erreichen können. Die höchsten und markantesten Hügel sind am Rande eines kleinen Bachlaufes entwickelt. Sie sind knapp 1 m hoch, tragen ein Vegetationskleid aus abgestorbenen hygrophilen Pflanzenarten (Carex, Sphagnum spec.) und enthalten einen Blankeiskern. Luftblasen im Eis und markante Risse und Spalten in den Hügeln zeugen von einer raschen Bildung der Eiskerne. Die Massiveiskerne bestehen offensichtlich aus Injektionseis und nicht aus langsam durch Kryosuktion gebildetem, für Palsas typischem Segregationseis. Die Lage am Fuße des Oksberg-Nordhanges (mit der E 6-Trasse) und des Moränenwalles sowie die Nähe zu einem Fließgewässer bieten gute Voraussetzungen für die Entwicklung von Injektionseishügeln vom Frostblister-Typ. Durch die Hangfußlage kann artesisch Druck aufgebaut werden. Das unter hydrostatischem Druck stehende Wasser wird im Spätherbst beim Vordringen der Frostfront in das Substrat über einem Wasserstauer (hier vermutlich eine Tonlage oder Fels im Untergrund des Moores) eingeengt und wölbt beim Gefrieren die oberflächlichen Torflagen im Moor hügelförmig auf. Der Vegetationsbesatz der Hügel lässt vermuten, dass es sich bei den Frostblistern um junge, maximal zwei Jahre alte Gebilde handelt. Mitte September 2011 waren die höchsten Hügel entlang des Bachlaufes bereits kollabiert, während die flacheren, mehr schildförmigen Hügel fortbestanden. Die Permafrosttafel befand sich wie im Vorjahr in 20-30 cm Tiefe und war mit der Oberfläche des Blankeiskerns identisch. Das weitere Überdauern der Hügel dürfte vor allem von den Temperaturverhältnissen in den nächsten Sommern abhängen.



Foto 21: Junge, kuppelförmige Frostblister mit heller, abgestorbener, hygrophiler Moorvegetation auf dem Sennaland-Plateau. Die Hügel haben sich in einer vermoorten Senke am Rande eines Bachlaufes in Hangfußlage entwickelt. Tiefe, klaffende Spalten an den Hügeloberflächen der höchsten Hügel deuten auf ein rasches Hügelwachstum. Unter der Torfhülle der Hügel befindet sich ein Blankeiskern. 11.9.2010



Foto 22: Grabung in einem 1 m hohen Frostblister auf dem Sennaland, Torfhülle teilweise entfernt. Unter der 30-35 cm dicken, frostfreien Torfhülle des Hügels ist ein mächtiger Massiveiskern entwickelt. Er besteht aus Injektionseis. Luftblasen im Eis zeugen von einer raschen Eisbildung. Die Eiskern- und Hügelentwicklung vollzog sich innerhalb eines einzigen Winters. 11.9.2010

3.1.7. Gargia – Grönåsen

Das Arbeitsgebiet befindet sich rund 25 km südöstlich von Alta zwischen den Flüssen Gargiaelv und Altaelv (vgl. Abb. 1). Es umfasst eine 440-500 m ü. M. gelegene flachwellige Hochfläche östlich des alten Fahrweges Gargia-Solovomi. Sie grenzt im Norden und Osten an das tief eingeschnittene Tal des Altaelv, im Süden an die Berge Store Björnhaugen (620 m) und Steinfjell (610 m). Die Hochfläche liegt bereits oberhalb der Waldgrenze, während die Hänge des Gargiaelv-Tales und des Altaelv-Tales von dichtem Birkenwald bestanden sind. Die zahlreichen Mulden auf dem Plateau werden von Seen und zumeist flachgründigen Mooren eingenommen. Das Substrat besteht aus stellenweise mächtigen, stein- und blockreichen Grundmoränen-Ablagerungen. In Schutzlagen (Senken) finden sich Wälle und Hügel aus Ablationsmoräne. Auf den höher aufragenden Bergen und Bergrücken sowie an den Talhängen von Gargia- und Altaelv tritt das im Untergrund anstehende Festgestein, vornehmlich Quarzite, Amphibolite, Konlomerate, Gneise und Granite, zutage. Die Gesamtfläche des Arbeitsgebietes beläuft sich auf rund 30 km². Der größte Teil der Feldarbeiten wurde nördlich des Touristenweges von der alte Straße Gargia-Solovomi zum Alta-Canyon durchgeführt (ca. 8 km²). In den vermoorten Senken zwischen den flachen, von Grundmoränen-Ablagerungen bedeckten sowie stellenweise von fossilen Eiskeilnetzen und Strukturböden überzogenen Bergrücken waren 1981 zahlreiche Palsas entwickelt. Einige von ihnen wurden in den Jahren 1985 und 1986 aufgegraben. Ferner wurden Motorbohrungen auf ausgewählten Profillinien quer zum Verlauf der lang gestreckten vermoorten Senken und der von fossilen Eiskeilspalten überzogenen Wälle abgeteuft, um die aktuelle Verbreitung von Permafrostboden in den Mooren und möglicherweise auch in deren Umgebung zu erfassen. Auf einem flachen, vegetationsbedeckten Plateaupalsa wurde im Zeitraum 1981-1986 das saisonale Auftauverhalten registriert. Ab 1987 konnte nur noch die maximale sommerliche Auftautiefe gemessen werden.

Die klimatischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet lassen sich nur mittels Extrapolation von Daten der Wetterstationen in Alta (3 m ü. M.), Solovomi (377 / 381 m ü. M.) und Jotkajavre (389 m ü. M.) abschätzen (vgl. Tab. 3-7). Alta liegt ca. 25 km nordwestlich, Solovomi ca. 22 km südlich und Jotkajavre ca. 12 km östlich des Grönåsen-Plateaus, wobei die zuletzt genannte Station nur Niederschlagsdaten (bis 2007) erfasst. Die Extrapolation von Temperaturdaten der Station Alta am inneren Altafjord ergibt eine Jahresmitteltemperatur von -1,5 °C (1961-1990) bzw. 0,5 °C (1991-2009), diejenige von Datenmaterial der kontinentaleren und höher gelegenen Station Solovomi hingegen eine Jahresmitteltemperatur von -3,1 °C (1964-1990) bzw. -2,3 °C (1991-2009). Berücksichtigt man die küstenferne, kontinentale Plateaulage des Arbeitsgebietes am Nordrand der Finnmarksvidda sowie die Wind- und Kälteexposition oberhalb der Waldgrenze, erscheint eine Jahresmitteltemperatur zwischen -2 °C und -3 °C realistisch. Die Juli-Mitteltemperatur (wärmster Monat) dürfte 10 °C kaum übersteigen; die Januar-Temperatur (kältester Monat) liegt vermutlich bei -15 °C. Pro Jahr sind 240-250 Frosttage zu erwarten, wovon zwei Drittel Eistage darstellen. Bei einer mittleren jährlichen Kältesumme von ca. -2000 °C und einer Wärmesumme um 1000 °C ist die mittlere jährliche Wärmebilanzsumme deutlich negativ (ca. -1000 °C). Die jährlichen Niederschlagsmengen dürften sich in der Größenordnung von 450-500 mm bewegen (Solovomi 1961-1990: 449 mm, 1991-2009: 480 mm; Jotkajavre 1961-1990: 453 mm, 1991-2007: 493 mm), aufgrund der Höhenlage und Exposition des Arbeitsgebietes eventuell sogar um 550 mm. Der meiste Niederschlag fällt im Juli-August, der wenigste im Winter und Frühjahr. An rund 240 Tagen im Jahr liegt eine geschlossene Schneedecke, die infolge der windexponierten Lage des Gebietes kaum mächtiger als 50-60 cm wird.

Die Verbreitung und Mächtigkeit von Permafrostboden im Arbeitsgebiet ist unklar. Nach dem Modell von KING (1984) befindet sich das Gebiet knapp über der Untergrenze der Höhenstufe mit diskontinuierlichem Permafrostboden (ca. 400 m ü. M.). Während der Feldarbeiten wurde Permafrostboden an wind- und kälteexponierten Standorten in feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimenten in Moränenwällen und -hügeln sowie in unterkühlten Sturzschutthalden und Blockakkumulationen am Steinfjell und Alta-Canyon ergraben. Nach Auskunft des Bauleiters (1984) wurde Dauerfrostboden beim Bau des Alta-Staudammes und -kraftwerkes sogar im Festgestein in Höhenlagen um 300 m ü. M. angetroffen. Dabei dürfte es sich vermutlich um reliktären Permafrostboden handeln, der mit den aktuellen Klimaverhältnissen nicht im Gleichgewicht steht. Bei Grabungsarbeiten in fossilen Eiskeilnetzen und Strukturbodenfeldern in der Umgebung der Palsavorkommen wurde Permafrostboden in schluffig-sandigen, stein- und blockreichen Moränenablagerungen beobachtet. Die Vorkommen sind an kälteexponierte, im Winter schneearme Standorte geknüpft. Die oberflächlichen Spaltenmuster der fossilen Eiskeilpolygone waren von Eiskeilpseudomorphosen unterlagert, die sich in einigen Fällen bis unter die in 1,7-2,2 m Tiefe entwickelte Permafrosttafel erstreckten (vgl. MEIER 1991a). Gezielte Motorbohrungen am Rande mehrerer Moore zeigten, dass das Auftreten von Permafrostboden nicht zwangsläüfig auf die Kerne der Palsas beschränkt bleibt. Wo Palsas auch die peripheren Moorbereiche besetzen, erstreckt sich der Dauerfrostboden mitunter bis in die angrenzenden minerogenen Sedimente, sofern diese feinkörnig und frostempfindlich sind. Der Eisgehalt ist allerdings deutlich geringer als in den Mineralbodenkernen der Palsas, wahrscheinlich als Folge des verminderten Wasserzuzugs außerhalb der Moorränder. Aufgrund des Fehlens einer thermisch isolierenden Torfdecke über den minerogenen Sedimenten ist die Mächtigkeit der Auftauschicht in aller Regel größer als in den Palsakörpern.

Die Palsamoore auf dem Grönåsen-Plateau sind relativ kleinflächig (maximal 0,5 km²) und flachgründig. Die Torfmächtigkeiten in den zentralen Moorbereichen überschreiten selten 1 m. Die Moorunterlage wird von moränischen oder glazifluvialen Ablagerungen unterschiedlicher Körnung und Mächtigkeit gebildet. Als Wasserstauer fungiert oft das in geringer Tiefe anstehende Festgestein. Unter den ausgewiesenen Palsaformvarianten dominieren niedrige Kuppel- und Plateaupalsas, die singulär oder räumlich locker vergesellschaftet auftreten. Die Abmessungen der Palsas sind aufgrund der begrenzten Torf- und Feinsedimentmächtigkeiten in der Tundrenstufe geringer als im Birkenwaldbereich. Die Palsahöhen betragen 80-120 cm, die Radien der kuppel- und schildförmigen Varianten kaum mehr als 2,5 m. Die größten Plateaupalsas bedecken Flächen von 1000-5000 m². Fast alle Formvarianten sind spaltenarm. Blockerosion findet sich nur an den Rändern der höchsten Kuppelpalsas. Die Palsas besetzen vornehmlich die zentralen, tiefgründigeren Moorbereiche. Einige am Moorrand entwickelte Plateaupalsas gehen ohne scharfe Abgrenzung in die benachbarten flachen Moränenwälle über, wobei sich die Torfmächtigkeit sukzessive verringert und die Auftauschichtmächtigkeit zunimmt. Die Moorpartien zwischen den Palsas sind wie in den Mooren der Birkenwaldstufe permafrostfrei, wie Bohrungen auf Querprofilen durch die Moore ausweisen.

Grabungen und Bohrungen in gut ein Dutzend Palsas belegen, dass in den Mooren sowohl reine Torfpalsas als auch Palsas mit einem Mineralbodenkern unter der Torfdecke entwickelt sind. Die Frostbodenoberfläche befand sich zum Zeitpunkt der Grabungen bei allen Palsas im Torf oberhalb des Moorwasserspiegels (vgl. Foto 23). Sie verlief vor allem bei den Plateaupalsas auffällig konform zur Palsaoberfläche. Unter Resten des winterlichen Frostbodens wurde die Permafrosttafel in 60-75 cm Tiefe angetroffen, markiert durch eine deutliche Zunahme der Härte und des Eisgehaltes des Substrats. Klaffende Spalten an der Oberfläche der höchsten Kuppelpalsas erstreckten sich in einzelnen Fällen bis in den Permafrostkern der Palsas. Sie waren unterhalb der Permafrosttafel eisgefüllt. Das Eis hatte sich offenbar durch Gefrieren von Kondensationswasser an den Spaltenwänden gebildet. Die Spaltenmitte war dabei stellenweise eisfrei geblieben. Abseits dieser Spalten war der Torf recht eisarm. Der Eisgehalt nahm erst in Moorwasserspiegelnähe deutlich zu. Außer Poreneis waren dort auch dünne Eislamellen und dickere, deutlich sichtbare spindelförmige Eislinsen entwickelt, die mehr oder weniger parallel zum Moorwasserspiegel angeordnet waren. Dieses Torf-Eis-Gefüge setzte sich nach Ausweis der Bohrungen unterhalb des Moorwasserspiegels bis an die Permafrostbasis fort, die bei den meisten Palsas im Kontaktbereich Torf / Mineralboden der Moorunterlage verlief. In den meisten Fällen war das Moränenmaterial der Moorunterlage infolge eines zu geringen Feinmaterialgehaltes und der damit verknüpften geringen Frostgefährdung permafrostfrei. Wo der Mineralboden einen hinreichend hohen Pelitanteil aufwies, war der Permafrostboden stellenweise bis in die minerogene Moorunterlage eingedrungen, allerdings kaum mehr als 70-80 cm tief. Der Eisgehalt war höher als im gefrorenen Torf. Die geringe Mächtigkeit dieser eisreichen Lage im Untergrund erklärt die vergleichsweise bescheidene Höhe der Palsas auf dem Grönåsen-Plateau. Das stellenweise in geringer Tiefe anstehende Festgestein wurde bei der Bildung der Palsa-Permafrostkerne in keinem Fall erreicht. Es hätte als Widerlager bei der Heraushebung der Torf- und Mineralbodenschichten fungieren und dadurch das Höhenwachstum der Palsas beschleunigen können.

Die Morphodynamik der Palsas auf dem Grönåsen-Plateau vor Beginn der eigenen Feldstudien 1981 ist schwer abzuschätzen. Zwar existieren Schwarzweiß-Luftbilder aus den 1950 er und 1960 er Jahren, doch sind diese zu kleinmaßstäbig, um Rückschlüsse auf Aggradations- oder Degradationsprozesse ziehen zu können. Die 1981 beobachteten Palsas trugen ein dichtes Vegetationskleid aus Zwergsträuchern und wirkten stabil. Sie sind wahrscheinlich schon vor den kalten 1960 er Jahren angelegt woden, vielleicht im kalten Jahr 1955. Einige Frostbodenlinsen überdauerten zwar den kühlen Sommer des Jahres 1981, kollabierten aber schon im darauf folgenden Jahr. 1985 und 1987 "überlebten" mehrere Frostbodenlinsen bis Anfang September. Danach wurden keine embryonalen Palsas mehr angetroffen. In den kalten 1980 er Jahren fand offenbar keine nennenswerte Palsaneubildung statt, doch fanden sich auch keine Anzeichen, die auf eine wirksame Palsa-Degradation deuten. Das Jahrzehnt war insgesamt durch eine Stagnation in der Palsa-Morphodynamik geprägt. Dagegen führten die warmen 1990 er Jahre zum Zerfall vieler kleiner Kuppelpalsas, während die Plateaupalsas fortbestanden und nur an den Rändern deutliche Erosionsspuren zeigten. Im letzten Jahrzehnt verstärkten sich die Erosionsprozesse nochmals, insbesondere in den warmen Sommern der Jahre 2003 und 2004. Die Fläche der Plateaupalsas verringerte sich durch rückschreitende Erosion von den Plateaurändern her. Auf den Plateaus entstanden durch Ausschmelzen des Bodeneises Thermokarstsenken, die sich immer stärker eintieften und verbreiterten. Schließlich zerfielen die Palsaplateaus in kleinere Einzelteile, aus denen der Permafrostboden nach und nach austaute. 2010 wurden nur noch niedrige, maximal 50 cm hohe Palsarelikte angetroffen, die keinen Permafrostkern mehr enthielten. An die Stelle der vollständig kollabierten Kuppelpalsas waren kleine Thermokarsttümpel getreten, von denen einige bereits wieder von Sphagnum-Arten besiedelt worden waren.



Foto 23: Spaltenfreier Rand eines Plateaupalsas mit teilweise entfernter Auftauschicht auf dem Grönåsen-Plateau bei Gargia am Alta-Fluß. Die Auftautiefe Mitte Juli beträgt ca. 30 cm. Die Frostbodenoberfläche verläuft nahezu konform zur Palsaoberfläche. Unter den Resten der winterlichen Gefrornis folgt in ca. 60 cm Tiefe eisreicher Torf als Teil des Permafrostkörpers, der sich bis in die schluffreiche, sandige Grundmoräne der Moorunterlage erstreckt. 11.7.1986

Der Auftauvorgang beginnt in den Palsamooren auf dem Grönåsen-Plateau erwartungsgemäß später als in den Mooren des küstennahen Tieflandes. Ende Mai / Anfang Juni apern zuerst die exponierten Palsakronen aus, danach die Palsaflanken und tiefer gelegenen Moorbereiche. In der zweiten Juni-Hälfte und im Juli nimmt die Mächtigkeit der Auftauschicht rasch zu. Mitte August verlangsamt sich dieser Prozeß allmählich. Ende August / Anfang September treten die ersten Fröste und Schneefälle auf, in deren Gefolge sich die Auftaugeschwindigkeit weiter verringert. Nach der Bildung einer Schneedecke auf den Palsakronen (Ende September / Anfang Oktober) kommt der Auftauvorgang zum Erliegen. Das Auftauverhalten der Palsas kann jedoch von Jahr zu Jahr erhebliche Unterschiede aufweisen. So kann der Beginn der Auftauperiode in Abhängigkeit von den winterlichen Schneemengen und frühsommerlichen Temperaturen um bis zu zwei Wochen variieren. Ebenso kann sich das Ende des saisonalen Auftauvorganges bei einem warmen Herbst und einer späten Bildung der Schneedecke um 2-3 Wochen verzögern.

Die maximale sommerliche Auftautiefe an der Meßstelle auf dem Plateaupalsa schwankte in den 1980 er Jahren zwischen 55 cm und 64 cm, wobei die geringsten Werte in den kalten Jahren 1981 und 1987, die größten hingegen am Ende der relativ warmen Sommer 1983 und 1984 erreicht wurden (vgl. Abb. 19). In den wärmeren 1990 er Jahren nahmen die maximalen Auftautiefen deutlich zu. Die größten Auftautiefen wurden in den warmen Jahren 1990-1993 gemessen (72-78 cm); im kalten Jahr 1998 wurde allerdings nur eine Auftautiefe von 65 cm erreicht. Im letzten Jahrzehnt nahmen die maximalen Auftautiefen nochmals drastisch zu. Sie überschritten seit Ende des extrem warmen Sommers 2004 90 cm und vergrößerten sich danach kontinuierlich. 2010 waren zwar noch Teile des Plateaupalsas im Moor erhalten; es wurde jedoch kein Permafrostboden mehr angetroffen.

3.1.8. Corgosjokka

Das Arbeitsgebiet im oberen Corgosjokkatal befindet sich am Nordrand der Finnmarksvidda zwischen dem inneren Porsangerfjord im Westen und den Gaissa-Bergen (Rastigaissa: 1067 m) im Osten (vgl. Abb. 1). Der untersuchte Talabschnitt wird von den in die Frostschuttstufe hineinreichenden Bergen Maseloaivi (678 m) im Norden und Guiverassa (963 m) im Süden umrahmt. Die westliche und östliche Begrenzung bilden mächtige, blockreiche, das Tal querende Moränenwälle. Der von ihnen abgeriegelte beckenförmige Talabschnitt liegt 550-600 m über dem Meeresspiegel und 250-300 m über der Waldgrenze. Der Talboden besteht aus feinkörnigen glazifluvialen Sedimenten, insbesondere ton- und schluffreichen Sanden, die von einer dichten Grasvegetation bedeckt sind. Die feuchtesten Talabschnitte entlang des Corgosjokka-Bachlaufes zeichnen sich durch Staunässe und einen hohen Grundwasserspiegel aus. Eine Torfdecke fehlt weithin. Bültenböden vom Thufa-Typ sind weit verbreitet. Die feuchten, sanft geneigten Hänge am Talrand sind gelisolifluidal überprägt; auf den Terrassen und Moränenwällen haben sich Strukturböden als Ausdruck frostdynamischer Sortierungsvorgänge entwickelt.

Die klimatischen Verhältnisse im oberen Corgosjokkatal lassen sich mangels Wetterstationen in geeigneter Entfernung und Höhenlage nur grob abschätzen. Verwendet man die Meßreihen der Stationen Banak am inneren Porsangerfjord (ca. 35 km westlich) sowie Levajok-Evjen (ca. 25 km südöstlich) und Nuorgam (ca. 70 km östlich) im Tanatal als Grundlage einer Interpolation, so ist im Arbeitsgebiet unter Berücksichtigung der Höhenlage mit einer Jahresmitteltemperatur zwischen -2,5 °C und -4,0 °C (1961-1990: -3,0 °C bis -4, 0 °C, 1991-2009: -2,5 °C bis -3,3 °C) zu rechnen (vgl. Tab. 3-7). Die Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli) dürfte 8-9 °C, die des kältesten Monats (Januar) ca. -15 °C betragen. Die mittlere jährliche Wärmebilanzsumme dürfte für die Normalperiode 1961-1990 mit ca. -1000 °C (1991-2010: ca. -800 °C) deutlich negativ ausfallen. Pro Jahr sind rund 250 Frosttage zu erwarten, wovon ca. 150 Eistage darstellen. Für eine Beurteilung der Niederschlagsverhältnisse stehen nur Daten von Wetterstationen am inneren Porsangerfjord (Lakselv / Banak, Börselv) und im mittleren Tanatal (Polmak, Sirbma, Levajok-Evjen, Valjok) zur Verfügung, deren Werte aufgrund der spezifischen Lagebedingungen der Stationen (geringe Höhenlage über dem Meeresspiegel, Lage im Regenschatten hoher Berge, "Trockental" des Tanaflusses) für das Arbeitsgebiet viel zu niedrig erscheinen (1961-1990: 300-450 mm pro Jahr). Eine jährliche Niederschlagsmenge von 500-600 mm ist eher realistisch (vgl. u. a. Werte der höher gelegenen Station Bidjovagge auf der Finnmarksvidda). Auf eine relativ hohe jährliche Niederschlagsmenge im Corgosjokkatal deuten auch die stark gelisolifluidal überprägten Talhänge. Der meiste Niederschlag fällt im Juli und August, der wenigste im Winter (Dezember-März). Von Mitte September bis Anfang Juni ist der Talboden weithin von Schnee bedeckt (ca. 265 Tage).

Das Arbeitsgebiet befindet sich nach dem Modell von KING (1984) in der Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens. Ihre Untergrenze verläuft in den Rassa-Bergen bei Lakselv in einer Höhenlage von gut 400 m ü. M., in den Gaissa-Bergen bei Levajok knapp darunter. Der zwischen diesen Bergen gelegene, untersuchte Talabschnitt ist der unteren Teilstufe des diskontinuierlichen Dauerfrostbodens zuzuordnen. Die Untergrenze der oberen Teilstufe, in der Permafrostboden weit verbreitet vorkommt, wird im Talbodenbereich wahrscheinlich nicht überschritten. Sie verläuft in einer Höhenlage von 600-650 m ü. M. und wird in den Gipfelbereichen der umliegenden Berge zweifellos erreicht. Die von Blockfeldern bedeckten Gipfelpartien des 12 km weiter östlich gelegenen Rastigaissa-Berges dürften sich bereits bis in die Höhenstufe des kontinuierlichen Gebirgspermafrostes erstrecken. Während der Feldstudien (1986, 2000) wurde Permafrostboden vereinzelt in wind- und kälteexponierten Moränenwällen in Talbodennähe beobachtet. Bei Grabungen in Os- und Moränenwällen 2-3 km westlich des Rastigaissa wurde Dauerfrostboden bereits in Höhenlagen von 550-650 m ü. M. angetroffen. Daß Permafrostboden in den hoch aufragenden Bergen am Corgosjokka-Oberlauf weit verbreitet vorkommt, belegen zahlreiche Schneefelder und perennierende Schneeflecken in mittleren und höheren Lagen (vgl. MEIER 1987, 1991a).

Auffälligstes Kennzeichen des untersuchten Talabschnitts ist das Vorkommen zahlreicher kreisrunder bis ovaler, von einem flachen Ringwall umgebener Teiche (vgl. Foto 24, Abb. 21). Sie treten in Gruppen vergesellschaftet zusammen mit anderen, unregelmäßiger gestalteten und nicht von Wällen begrenzten Tümpeln auf. Auf Luftbildern ähnelt das Terrain, insbesondere in Bachnähe, einem Palsamoor, dessen Palsas weitgehend kollabiert und durch Thermokarstseen ersetzt worden sind (vgl. Foto 25). Das Tal wurde daher bereits 1965 von SVENSSON besucht und kurz beschrieben (vgl. SVENSSON 1969). Die Auswertung von Luftbildern aus den Jahren 1961, 1965, 1967, 1970 und von Feldfotos aus dem Jahr 1965 (vgl. SVENSSON 1969) sowie eigene Feldstudien in den Sommern 1986 (vgl. MEIER 1987) und 2000 lassen interessante Veränderungen seit Beginn der 1960 er Jahre erkennen. Diese betreffen sowohl die Gestalt der minerogenen Ringwälle als auch die Abmessungen und Umrisse der Wasserflächen.



Foto 24: Satellitenbild (Landsat 2002) des oberen, beckenförmigen Corgosjokkatales zwischen dem inneren Porsangerfjord und den Gaissa-Bergen bei Levajok. Der im Grenzsaum Tundren- / Frostschuttstufe gelegene Beckenboden wird von ton- und schluffreichen Sanden gebildet. In den feuchteren Talabschnitten beidseits des Bachlaufes sind zahlreiche, von minerogenen Ringwällen umgebene Teiche entwickelt, die sich als fortgeschrittene Zerfallsstadien minerogener Permafrosthügel (Lithalsas) deuten lassen. August 2002



Abb. 21: Geomorphologische Übersichtskarte des oberen Corgosjokkatales (Guiverassalaekki) (aus MEIER 1997)



Foto 25: Bodenfoto des beckenartig ausgebildeten oberen Corgosjokkatales (vgl. Foto 24). Im grasbedeckten Talgrund (580 m ü. M.) sind mehrere Ringwallseen zu erkennen. Die 950-1000 m hoch aufragenden, blockfeldbedeckten Berge im Bildhintergrund sind von Permafrost durchsetzt. 14.8.1986

Verschiedene Teiche hatten im Jahr 2000 einen größeren Durchmesser als 1961; bei anderen war eine Abrundung der Konturen festzustellen. Der Durchmesser der Teiche beträgt weniger als 50 m, wobei die Wasserkörper schalen- bis trichterförmig in den Talboden eingelassen sind. Die minerogenen, grasbedeckten Ringwälle erreichen Breiten von wenigen Metern und Höhen von maximal 1,5 m (1986) bzw. 1,3 m (2000). Die höchsten Wälle besitzen ein asymmetrisches Querprofil, das durch einen steilen Außenhang und einen flacheren Innenhang gekennzeichnet ist. Zwischen den Feldbesuchen 1986 und 2000 hatte sich die Höhe der markantesten Wälle etwas verringert, während die Breite zugenommen hatte. Die 1986 beobachteten tiefen, klaffenden tangentialen Spalten mehrerer Ringwälle (vgl. Foto 26) hatten sich im Laufe der folgenden 14 Jahre stark verbreitert, so dass die feinkörnigen Sedimente stellenweise zutage traten. Die auffälligsten morphologischen Veränderungen in den letzten Jahrzehnten haben im westlichsten Abschnitt des oberen Corgosjokkatales stattgefunden. Dort hat sich im Zeitraum 1961-2000 aus einer Hügelform ein Ringwallsee entwickelt. Luftbilder aus den 1960 er Jahren sowie ein Feldfoto aus dem Jahr 1965 (vgl. SVENSSON 1969) belegen die Existenz einer flachen Vollform ("tabular mound" nach SVENSSON) anstelle des heutigen Ringwallsees. Zum Zeitpunkt der eigenen Felduntersuchungen 1986 war der Zerfall der ursprünglichen Hügelform bereits weit fortgeschritten (vgl. Fotos 27, 28; MEIER 1987, 1988/89, 1991a). Es hatte sich ein Ringwall aus tonig-schluffigen Sedimenten gebildet, der sich von den übrigen Ringwällen im Tal vor allem durch seine größere Breite und seine auffälligen Erosionsspuren unterschied. Das durch zahlreiche tangential angeordnete Spalten in vegetationsbedeckte Plaggen gegliederte Feinmaterial glitt ähnlich den Torfpaketen bei der Palsa-Blockerosion in den zentralen See und zerfiel dort im Wasser. Ein Teilabschnitt des Ringwalles war kollabiert und bildete eine wassergefüllte Hohlform, die mit dem See in Verbindung stand. Im Jahre 2000 war diese Mulde bereits Teil des zentralen, wallumgebenen Sees. Letzterer hatte sich auf Kosten des nun schmaleren minerogenen Ringwalles vergrößert. Weder im August 1986 noch im September 2000 wurde bei Grabungen und Sondierungen in den Ringwällen Permafrostboden angetroffen. Das am nächsten gelegene Permafrostvorkommen befindet sich ca. 100 m südwestlich des zuletzt beschriebenen Ringwalles im wind- und kälteexponierten, im Winter schneearmen Topbereich einer sandig-blockigen Moränenablagerung (vgl. MEIER 1997).



Foto 26: Minerogener Ringwall (Lithalsa-Relikt) im oberen Corgosjokkatal mit klaffender Tangentialspalte im Kronenbereich. Der ca. 1 m hohe, grasbedeckte, in schluffigen Sanden angelegte Wall zeichnet sich durch einen flachen Innenhang und einen steileren Außenhang aus. Der vom Wall umschlossene runde See ist schalenförmig in den Talboden eingesenkt. Der Wasserspiegel des ca. 1,7 m tiefen Sees befindet sich 25-30 cm über dem Grundwasser-Niveau außerhalb des Walles. 14.8.



Foto 27: Ringwallsee (Lithalsa-Relikt) im oberen Corgosjokkatal. Der abgeflachte, breite, minerogene Wall erhebt sich maximal 1,3 m über den Grundwasserspiegel des angrenzenden, versumpften Bereiches. Der Ringwallsee hat sich im Zeitraum 1965-1986 aus einer flachen Vollform entwickelt (vgl. MEIER 1987). Der zentrale Teil der Vollform ist infolge des Ausschmelzens von Bodeneis im Zuge der Permafrost-Degradation kollabiert. 14.8.1986



Foto 28: Nahaufnahme des kollabierenden, nordwestlichen Ringwallabschnittes. Der flache Innenhang des in tonig-schluffigen Feinsedimenten angelegten Walles ist durch tangential verlaufende klaffende Spalten gegliedert. Die vegetationsbedeckten Substratblöcke gleiten in den Wasserkörper und zerfallen dort (Blockerosion). Im westlichsten Abschnitt des Walles (hinter der Person) hat sich eine wassergefüllte Thermokarstmulde gebildet. Im Zeitraum 1986-2000 hat sich die Wasserfläche auf Kosten des Ringwalles deutlich vergrößert. 14.8.1986

Die Entwicklung einer wassergefüllten Hohlform aus einer Hügelform im Laufe von 40 Jahren lässt sich unter Berücksichtigung der topographischen, edaphischen, hydrologischen und klimatischen Rahmenbedingungen im oberen Corgosjokkatal am ehesten mit dem Ausschmelzen von Bodeneis aus einem minerogenen Permafrosthügel erklären, auch wenn bei den Felduntersuchungen kein Dauerfrostboden (mehr) gefunden wurde (vgl. MEIER 1987). In diese Richtung weisen auch die weniger markanten morphologischen Veränderungen an den benachbarten Ringwällen. Die Ringwallseen werden von SVENS-SON (1969) als kollabierte Übergangsformen zwischen Palsas und Pingos gedeutet. Die Untersuchungen im Raum Karlebotn-Varangerbotn zeigen, dass in Finnmark an edaphisch-hydrologisch begünstigten Standorten auch gegenwärtig minerogene Permafrosthügel ohne thermisch isolierende Torfhülle existieren können, sogar unter milderen klimatischen Verhältnissen als im oberen Corgosjokkatal. Von einem minerogenen Wall umgebene, runde Seen werden aber nicht nur als Endstadium bei Zerfall von Mineralbodenpalsas, sondern auch beim Ausschmelzen von Injektionseiskörpern aus Pingos und Frostblistern gebildet. Die Tallage entlang eines Bachlaufes bietet für die Entwicklung von Permafrosthügeln durch Injektionseisbildung günstige Voraussetzungen. Die klimatischen Verhältnisse scheinen die Entwicklung und Erhaltung von Pingos im Corgosjokkatal auszuschließen, während die Bildung frostblisterartiger Permafrosthügelformen möglich ist, wie die jüngsten Funde solcher Hügel auf dem Sennaland zeigen. Die winterliche Schneedecke ist infolge der geringen Niederschläge im Zeitraum Dezember-März recht dünn und erlaubt ein tiefes Eindringen des Bodenfrostes - eine wichtige Voraussetzung für die Palsaentwicklung. Die im Talgrund vorherrschen ton- und schluffreichen, wassergesättigten Feinsedimente stellen einen weiteren Gunstfaktor für die Segregationseis- und Palsaentwicklung dar (vgl. SVENSSON 1969). Die Ringwallseen lassen sich daher am ehesten als fortgeschrittene Zerfallsstadien von mineralbodenpalsaähnlichen Permafrosthügelformen deuten. Die mögliche Existenz eines Injektionseiskerns während eines früheren Entwicklungsstadiums lässt sich allerdings nicht ausschließen (vgl. MEIER 1988/89, 1991a).

3.1.9. Bidjovagge – Stuorajavri

Das Arbeitsgebiet befindet sich am Südwestrand der Finnmarksvidda an der Straßenverbindung Kautokeino-Bidjovagge (vgl. Abb. 1). Die Südwestgrenze bildet die Straße zur aufgelassenen Kupfermine in Bidjovagge, die Nordostgrenze der alte Traktorweg zwischen der Mine und der Nordspitze des großen Stuorajavri-Sees. Im Norden grenzt das Gebiet an den Njoaskevarri-Berg, im Süden an den Suvdusjokka-Bach. Es umfasst rund ein Dutzend kleinere Palsamoore in Höhenlagen von 350-470 m ü. M. Das größte von ihnen (Laemsejaeggi), im Nordwestzipfel des Arbeitsgebietes gelegen, wird von der Minenstraße und Provinzgrenze Finnmark / Troms gequert. Die flachwellige, seenreiche Hochfläche wird von mehreren Bergkuppen überragt, die westlich der Fahrstraße Höhen von knapp 600 m ü. M. erreichen. Die trockenen Partien der Hochfläche sind mit lichtem Birkenwald bestanden, während die feuchteren See- und Bach-uferbereiche durch dichtes Weidengebüsch gekennzeichnet sind. Die Waldgrenze verläuft, je nach Exposition, Hangneigung, Substrat und hydrologischen Verhältnissen, in einer Höhenlage von 450-500 m ü. M. Die höchsten Bergkuppen sind waldfrei und weithin von Zwergsträuchern bewachsen. Palsamoore sind vornehmlich in der Birkenwaldstufe entwickelt. Fast das gesamte Arbeitsgebiet ist von mächtigen Grundmoränen-Ablagerungen bedeckt; nur lokal sind Randmoränenwälle sowie glazifluviale Sedimente in Gestalt von Delta- und Osresten erhalten (vgl. TOLGENSBAKK & SOLLID 1983).

Die klimatischen Bedingungen im Arbeitsgebiet lassen sich anhand von Daten der Wetterstationen Kautokeino (ca. 25 km südöstlich) und Bidjovagge (ca. 5 km nördlich) kennzeichnen, wobei die zuletzt genannte Station nur den Niederschlag im Zeitraum 1975-1994 gemessen hat (vgl. Tab. 3-7). Die in Kautokeino registrierten Temperaturdaten dürften jedoch auch für das Arbeitsgebiet repräsentativ sein. In Kautokeino betrug die Jahresmitteltemperatur während der Normalperiode 1961-1990 -2,6 °C, im Zeitraum 1991-2009 -1,6 °C. Die Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli) belief sich auf 12,5 °C (1991-2009: 13,3 °C), die des kältesten Monats (Januar) auf -16,1 °C (1991-2009: Februar -13,6 °C). Die mittlere jährliche Wärmebilanzsumme ist mit -901 °C (1991-2009: -582 °C) deutlich negativ. Pro Jahr treten ca. 240 Frosttage auf, wovon etwa 160 Eistage darstellen. Im Zeitraum 1961-1990 wurden im Mittel 349 mm Niederschlag im Jahr registriert (1991-2009: 412 mm). Der meiste Niederschlag fällt im Sommer und

Frühherbst (Juli-September), der wenigste im Winter und Frühjahr (Januar-April). Die höher gelegene Wetterstation in Bidjovagge (701 m ü. M.) verzeichnete für die kurze Meßperiode 1975-1994 einen Mittelwert von 476 mm im Jahr. Im Arbeitsgebiet ist mit rund 450 mm Niederschlag im Jahr zu rechnen. An 205-210 Tagen des Jahres liegt eine geschlossene Schneedecke, zumeist von Mitte Oktober bis Mitte Mai. Ihre Mächtigkeit überschreitet nur in Schutzlagen 50-60 cm.

Das Arbeitsgebiet liegt im unteren Abschnitt der Höhenstufe mit diskontinuierlichem Permafrostboden nach dem Modell von KING (1984). Die rechnerisch anhand von Temperaturdaten der Station Kautokeino ermittelte theoretische Untergrenze dieser Höhenstufe verläuft in einer Höhenlage von rund 300 m ü. M. Sie wird von der Hochfläche der Finnmarksvidda weiträumig überschritten, wie das Auftreten zahlreicher Palsamoore mit Permafrostboden ausweist. Auch abseits der Palsamoore wurde Dauerfrostboden angetroffen, vornehmlich in minerogenen feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimenten in wind- und kälteexponierter Lage außerhalb des Birkenwaldes. Die obere Teilstufe des diskontinuierlichen Gebirgspermafrostbodens, in der Dauerfrostboden in minerogenen Sedimenten weit verbreitet auftritt, wird im Arbeitsgebiet nicht erreicht. Ihre Untergrenze (ca. 600 m ü. M.) wird vermutlich im Gipfelbereich des 2 km nördlich des Arbeitsgebietes gelegenen Albasoaivi-Berges (770 m) überschritten. Darauf deuten Permafrostfunde in Moränen- und Oswällen in ca. 620 m Höhe ü. M. sowie die Angaben von Minenarbeitern der 1 km entfernten Kupfergrube (1985), denen zufolge selbst das Festgestein in Höhenlagen zwischen 600 m und 700 m ü. M. stellenweise vom Permafrost durchsetzt ist.

Im Arbeitsgebiet Bidjovagge-Stuorajavri wurden zwei Palsamoore detailliert untersucht. Das kleinere der beiden Moore befindet sich rund 1 km südlich des Gårvesluobbal-Sees zwischen der Straße und der Anhöhe 411 m in einer Höhenlage von 395 m ü. M. Der mit Palsas besetzte Abschnitt des namenlosen, in der Birkenwaldstufe gelegenen Moores bedeckt eine Fläche von ca. 2 Hektar. Das größere Palsamoor (Laemsejaeggi) ist unmittelbar nördlich des Wanderweges von der Straße zum Raisjavri-See an den Laemsejavrit-Seen (470 m ü. M.) entwickelt. Der westliche Abschnitt des rund 2 km² großen Moores zählt bereits zur Provinz Troms. Das Palsamoor unterscheidet sich vom zuerst genannten Moor vor allem durch seine Lage knapp oberhalb der Waldgrenze sowie seinen Palsaformenschatz. In beiden Palsamooren wurden in den Jahren 1985 und 1986 umfangreiche Motorgrabungen und -bohrungen durchgeführt, um den inneren Aufbau der Palsas zu erfassen. Außerdem wurde das saisonale Auftauverhalten ausgewählter Palsas studiert. Ab 1987 konnte nur noch die maximale jährliche Auftautiefe (Ende September) ermittelt werden.

Das kleinere Palsamoor in der Birkenwaldstufe enthält mächtige Kuppel-, Komplex- und Wallpalsas, die in den zentralen Moorabschnitten Höhen von 5-6 m erreichen. Im südöstlichen Bereich des Moores, Richtung Suvdusjokka-Bachlauf, sind ferner kleinere Plateaupalsas mit Höhen von bis zu 2 m entwickelt. Die westexponierten Hänge der hohen Kuppel- und Komplexpalsas sind von tiefen Spalten durchzogen und durch Blockerosion geprägt. An einigen Stellen hat sich eine Laggzone gebildet. Ansonsten wirken die Palsas intakt und stabil. Am Ostrand des Moores grenzen die hohen, dicht mit Zwergsträuchern bewachsenen Palsas steil an ein kleines Birkenwäldchen. Hier finden sich Spuren von Torfstich und einer alten Hütte. Die viereckigen, ca. 0,5 m tiefen Gruben sind inzwischen von Pflanzen wieder besiedelt worden. Die Entnahme von Torf hat offenbar keine Erosion initiiert und die Morphodynamik der Palsas wenig beeinflusst. Auf einem sanft zum Moorrand geböschten Palsahang wachsen Birken (*Betula pubescens* ssp. *ezerepanovii*) als Indiz relativer Formungsruhe.

Eine 2,0 m tiefe Grabung am Westrand eines 3,8 m hohen Komplexpalsas (vgl. Foto 29) sowie 8 Bohrungen auf einem West-Ost-Transekt quer über den Palsa geben Aufschluß über den strukturellen und sedimentären Palsaaufbau. Bei der Grabung wurde bis zum Niveau des Moorwasserspiegels kein Mineralboden angetroffen. Der Palsatorf war zum Grabungszeitpunkt (Juli 1985) 55-60 cm tief aufgetaut. Darunter folgte eine 15-22 cm mächtige Lage aus eisarmem, mit dem Motorspaten leicht abzutragenden Torf, die als Rest der winterlichen Gefrornis zu interpretieren ist. Der eigentliche Permafrostkern aus hartem, etwas eisreicherem Torf war am Palsarand nur 80-110 cm mächtig. Der Torf darunter war bis an die Profilbasis (Moorwasserspiegel) frostfrei. Er löste sich während der Grabungsarbeiten vom Permafrostkern und zerfiel im eindringenden Moorwasser. Die Grabungsbefunde am Palsarand erweckten den Eindruck, dass es sich um einen reinen Torfpalsa handelt, dessen Permafrostkern von unten her abtaut. Die Motorbohrungen quer über den Palsa bis in 7 m Tiefe lieferten jedoch ein anderes Bild. Demzufolge besteht der Palsa aus einer mächtigen Torfhülle, die von einem Mineralbodenkern unterlagert wird. Die Auftautiefe ist am westlichen Palsarand am größten, variiert auf der knapp 40 m langen Bohrprofillinie aber nur geringfügig zwischen 40 cm und 45 cm. Dagegen wurde die Torf- / Mineralboden- Kontaktfläche an den Palsarändern und im Palsazentrum in unterschiedlichen Tiefen erbohrt. Auf der Palsakrone verläuft sie in 210-220 cm Tiefe, am Palsawestrand in ca. 250 cm Tiefe und am Palsaostrand in ca. 235 cm Tiefe. Diese überraschende Zunahme der Torfmächtigkeit zu den Palsarändern hin lässt sich am besten mit der unterschiedlichen Wirksamkeit von Abtragungsprozessen erklären. Die inzwischen wieder von einer dichten Zwergstrauchvegetation bedeckten, windexponierten Palsakronen unterlagen in der Vergangenheit verstärkt der Deflation, während die steileren, an dichten Birkenwald grenzenden Palsaflanken weithin vor der Torfausblasung geschützt waren. Auf diese Weise wurden die obersten Torflagen auf der Palsakrone abgetragen und die Palsaoberfläche tiefer geschaltet, was sich auch stratigraphisch anhand der Lagerungsverhältnisse der Torfschichten nachweisen lässt. Die Torf / Mineralboden-Grenze befindet sich tief im gefrorenen Palsakern und ist in allen Bohrkernen scharf ausgeprägt. Der Mineralboden ist feinkörnig, sortiert und geschichtet. Er unterscheidet sich darin markant von der stein- und blockreichen Grundmoränendecke der angrenzenden Hänge. Es handelt sich vermutlich um glazifluviale oder glazilakustrine Sedimente. Schluffig-sandige und tonig-schuffige Sedimente finden sich in Wechsellagerung; dazwischen sind gelegentlich dünne Feinkieslagen entwickelt. Der Eisgehalt der minerogenen Sedimente ist deutlich höher als im gefrorenen Torf der Palsahülle. Das Bodeneis hat sich vorzugsweise zwischen Sedimentlagen unterschiedlicher Körnung gebildet. Im Bereich des Moorwasserspiegels und darunter ist der Eisgehalt am größten. Dort wurden bis zu 35 cm mächtige Eisschichten durchbohrt. Die Permafrostbasis wurde bei keiner der Bohrungen erreicht, d. h. ein großer Teil des gefrorenen Palsakernes befindet sich unterhalb des Moorwasserspiegels. Der sedimentäre und strukturelle Aufbau des Palsas zeigt insgesamt viele Gemeinsamkeiten mit dem Bauplan der Palsas am See Måkkejavri auf dem gehobenen Delta südlich von Karlebotn.



Foto 29: 2,0 m tiefes Grabungsprofil am Rande eines 3,8 m hohen Komplexpalsas am Gårvesluobbal-See südöstlich von Bidjovagge. Die Auftautiefe des Torfes beträgt 55-60 cm (Juli). Darunter folgt 15-22 cm eisarmer Torf (Rest der winterlichen Gefrornis), der von hartem, eisreichem Torf des Palsa-Permafrostkernes unterlagert wird. Der Permafrostkern ist am Palsarand nur 80-110 cm mächtig und taut an seiner Basis im Niveau des Moorwasserspiegels ab. 26.7.1985

Vom Arbeitsgebiet existieren Schwarzweiß-Luftbilder im Maßstab 1:20 000 und 1:43 000 aus den Jahren 1958 und 1980. Letztere sind jedoch zu kleinmaßstäbig um Rückschlüsse auf die Morphodynamik im Palsamoor ziehen zu können. Die älteren Luftbilder erlauben einen Vergleich des Palsagroßformenschatzes im Jahre 1958 mit dem des Jahres 1981, als die eigenen Feldforschungen begannen. Demzufolge waren in der Zwischenzeit nur wenige Palsas kollabiert, vornehmlich im südöstlichen Teil des Moores. An einigen noch 1958 intakten, stabilen Palsas am westlichen Moorrand waren Blockerosionshänge entstanden. Zugleich waren mehrere Thermokarstteiche von Pflanzen wieder besiedelt worden. Sie waren so weit zugewachsen, dass sie 1981 im Moor kaum noch auffindbar waren. Nichts deutete mehr auf die ehemalige Existenz von Palsas in diesen Moorabschnitten. Hinweise auf die Anlage neuer Palsas im Laufe der 23 Jahre fanden sich in den Luftbildern – maßstabsbedingt – nicht. Die 1981 kartierten Palsas existierten bereits 1958. Auf ein deutlich höheres Alter der Palsas deutet auch ihr Vegetationsbesatz. In den kalten 1960 er Jahren waren offensichtlich keine neuen Palsas angelegt worden, oder eventuell gebildete embryonale Palsas hatten die wärmeren 1970 er Jahre nicht überdauert. Seit 1981 sind, soweit die Beobachtungen reichen, ebenfalls keine neuen Palsas entstanden, obwohl die klimatischen Bedingungen in den kalten 1980 er Jahren für eine Palsa- und Permafrostaggradation günstig waren. Stattdessen hatten sich die Erosionsprozesse an den höchsten Palsas verstärkt. Es hatten sich zahlreiche neue Palsas im Torf gebildet. Durch Blockerosion waren verschiedene, westexponierte Palsahänge mehrere Meter zurückverlegt worden. Am Fuße der Hänge waren neue Laggzonen entstanden oder bereits vorhandene hatten sich verbreitert. Dennoch wirken die meisten Palsas im Vergleich zu jenen der Küstenregion relativ stabil. Mögliche Ursachen dafür sind die für die Erhaltung von Permafrostboden günstigeren klimatischen Verhältnisse sowie die Existenz einer über 2 m mächtigen thermisch isolierenden Torfdecke auf den Palsakörpern, die die Permafrostkerne im Sommer vor dem Auftauen schützt.

Die maximale sommerliche Auftautiefe, gemessen im spaltenfreien, vegetationsbedeckten Kronenbereich eines 4,2 m hohen Komplexpalsas, variierte im Zeitraum 1981-2011 zwischen 48 cm (1981) und 80 cm (2004). Die kalten 1980 er Jahre waren mit Ausnahme der wärmeren Jahre 1983, 1984 und 1988 durch Auftautiefen von <60 cm gekennzeichnet (vgl. Abb. 22). Danach schwankten die maximalen Auftautiefen um 70 cm. Nach dem kalten Jahr 1998 (62 cm) war nochmals eine Zunahme der Auftautiefen zu verzeichnen, die im Extremwert am Ende des warmen Sommers 2004 gipfelte. In den folgenden Jahren pendelte der Wert zwischen 75 und 85 cm. Infolge der mächtigen Torfdecke des Palsas befand sich die Permafrosttafel während des gesamten Beobachtungszeitraumes im thermisch isolierenden Torfbereich weit oberhalb des minerogenen Palsakerns.

Das Palsamoor Laemsejaeggi zeichnet sich durch eine große Vielfalt an Palsaformvarianten und -entwicklungsstadien aus. Es dominieren 1,5-2,0 m hohe flachwellige Plateaupalsas und bis zu 3,5 m hohe Kuppel- und Komplexpalsas. Darüberhinaus finden sich einzelne 1,0-2,0 m hohe, 50-80 m lange, geschwungen verlaufende Wallpalsas. Am südwestlichen und östlichen Moorrand sind niedrige Strangpalsas entwickelt. Die Mehrzahl der Palsas ist spaltenarm und von einer dichten Vegetationsdecke überzogen. Andere Palsas unterliegen der Block- oder Winderosion. Die hohen Komplex- und Plateaupalsas am Rande der Laemsejavrit-Seen grenzen mit steilen Blockerosionshängen an die Wasserflächen (vgl. Foto 30). Die Palsaränder werden vom Seewasser unterminiert und steil gehalten. Durch Vegetationszerstörung und Torfauswehung entstandene Kahlflächen sind vorzugsweise in den windexponierten Topbereichen der hohen Kuppel- und Komplexpalsas anzutreffen; sie treten vereinzelt aber auch auf den Plateau- und Wallpalsas auf. Die Vegetationszerstörung oder -schädigung als Voraussetzung der Deflation wird oftmals durch Fußtritte weidender Rentiere hervorgerufen, wie während der Feldstudien wiederholt zu beobachten war. Auffallend im Moor sind die zahlreichen Teiche und Seen, deren Ursprung nicht immer zu erkennen ist. Viele dieser Gewässer markieren die Lage ehemaliger, inzwischen kollabierter Palsas, wie Ringwallreste am Rande der Wasserflächen ausweisen. Im Falle anderer, insbesondere größerer Gewässer, ist ein Thermokarst-Ursprung nicht sicher. Das Moor befindet sich in einem ehemaligen Toteisgebiet und ist stellenweise von Ablationsmoräne unterlagert. Einige der Seen und Teiche könnten daher wassergefüllte Sölle repräsentieren, selbst wenn sie zwischen Palsas gelegen sind.

Eine Grabung im Randbereich eines 1,8 m hohen Plateaupalsas (Juli 1986) und eine Reihe von Motorbohrungen auf verschidenen anderen Palsas belegen, dass zumindest die höheren Palsas im Moor einen Mineralbodenkern enthalten. Die Mächtigkeit der Torfdecke variiert offenbar erheblich – in den Bohrkernen allein zwischen 60 cm und 145 cm. Ebenso unterscheiden sich die Körnungsverhältnisse bereits kleinräumig sehr stark. Außer schluffig-sandiger, stein- und blockreicher Moräne wurden stellenweise geschichtete, tonig-schluffige bis sandig-kiesige Sedimente erbohrt und ergraben. Letztere lassen sich teils als glazifluviale Ablagerungen eines ehemaligen Gletscherbaches (Nordabschnitt des Moores), teils als Sedimentfüllungen von Toteislöchern (Südwest- und Nordostabschnitte) deuten. Die zahlreichen Steine und Blöcke in der gefrorenen Ablationsmoräne behinderten die Bohrarbeiten erheblich; auf mehreren Palsas mussten die Bohrungen abgebrochen werden, da das Substrat selbst mit Motorkraft nicht zu durchdringen war. Bei der Grabung wurde unter der saisonalen Auftauschicht (40 cm) und einem Rest der winterlichen Gefrornis (12 cm) harter, durch Poreneis zementierter Torf angetroffen, der einige dünne Eislinsen enthält und dem Permafrostkern des Palsas zuzurechnen ist.

Die Torf- / Mineralboden-Kontaktfläche verläuft in 75-80 cm Tiefe nahezu konform zur Palsaoberfläche. Der Mineralboden besteht aus ton- und schluffreicher, sandiger Ablationsmoräne mit zahlreichen, teilweise frostdynamisch gespaltenen Granit-, Gneis- und Quarzitblöcken. Die Grobkomponenten sind an ihren Unterseiten häufig in Blankeis eingebettet. Das Mineralboden-Eis-Gemisch besitzt keine regelmäßige Struktur, wie etwa in den gefrorenen Mineralbodenkernen der Palsas am Varangerfjord (Eislamellen mit Mineralbodenaggregaten), sondern enthält unregelmäßig angeordnete Eisanreicherungen und eisarme Partien, wobei der Eisgehalt bis in 155-160 cm Tiefe kaum zunimmt. Erst unmittelbar oberhalb des Moorwasserspiegels finden sich 5-6 cm mächtige Eislinsen und -schichten in fast horizontaler Lage. Eine Bohrung bis 1 m unter den Grundwasserspiegel durchteufte jedoch bis 18 cm mächtige Eisschichten. Das Gefüge des gefrorenen Mineralbodens in größerer Tiefe und die Vertikalerstreckung des Permafrostbodens konnten aufgrund des hohen Stein- und Blockgehaltes des Substrats nicht ermittelt werden. Die Mineralbodenkerne der hohen Kuppel- und Komplexpalsas bestehen nach Ausweis der Bohrungen vornehmlich aus geschichteten, feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimenten. Sie zeichnen sich durch einen hohen Ton- und Schluffgehalt aus. Typisch ist eine Wechsellagerung aus tonig-schluffigen und sandigen Schichten. Die Eisanreicherung konzentriert sich dabei vor allem auf die Schichtgrenzen sowie die tonig-schluffigen Lagen, die von einem Netzwerk aus dünnen Eislamellen durchzogen werden. Das Eis bildet in größerer Tiefe und im Bereich des Moorwasserspiegels bis zu 50 cm mächtige Blankeisschichten. Sie sind für die erhebliche Aufwölbung der Schichten im Moor und damit für die Palsahöhe maßgeblich verantwortlich. Die Permafrostbasis wurde bei den 7-8 m tiefen Bohrungen im Kronenbereich der hohen Kuppel- und Komplexpalsas nicht durchbohrt. Offenbar befindet sich ein größerer Teil der Palsa-Permafrostkerne unterhalb des Moorwasserspiegels.



Foto 30: Rand eines flachwelligen, ca. 2 m hohen Plateaupalsas im Palsamoor Laemsejaeggi bei Bidjovagge. Der Palsa grenzt mit einem steilen Blockerosionshang an einen der Laemsejavrit-Seen. Der Palsarand wird vom Seewasser unterminiert und zurück verlegt. Die durch das randnahe Spaltennetz ausgegliederten Torfblöcke stürzen in den See und zerfallen dort im Laufe der Zeit. 25.7.1986

Ein Vergleich mit Luftbildern aus dem Jahre 1958 zeigt, dass bis zum Beginn der eigenen Feldstudien 1981 einige Veränderungen im Palsamoor stattgefunden haben. So hat sich die Fläche mehrerer Gewässer deutlich vergrößert und neue Teiche sind entstanden - Veränderungen, die sich nur mit dem Ausschmelzen von Bodeneis erklären lassen. Mehrere kleine, in den Luftbildern von 1958 gerade noch erkennbare Tümpel waren 1981 nicht mehr auffindbar. Sie waren in der Zwischenzeit offenbar zugewachsen. An den Rändern einzelner Palsas hatten sich markante Blockerosionshänge gebildet; zwei Palsas waren nur noch als vegetationsfreie Relikte innerhalb von Thermokarstseen erhalten. Eindeutige Hinweise auf die Anlage neuer Palsas in den 23 Jahren fanden sich nicht. Eine Handvoll kleiner, 70-80 cm hoher, von einer dichten Zwergstrauchvegetation bedeckter Palsas könnte eventuell in den kalten 1960 Jahren angelegt worden sein. Junge, noch nicht begrünte Palsas wurden 1981 nicht beobachtet. In den Jahren 1982, 1985 und 1987 überdauerten zwar einige in den vorangegangenen Wintern gebildete Frostbodenlinsen bis weit in den Sommer, kollabierten aber noch vor Beginn des folgenden Winters. Die Blockerosion an den Rändern verschiedener Palsas schritt in den kalten 1980 er Jahren nur langsam voran, am auffälligsten noch dort, wo bereits eine Laggzone entwickelt war. Es wurden nur wenige neue Blockerosionshänge angelegt. Im Kronenbereich einiger höherer Kuppel- und Komplexpalsas sowie auf einzelnen Plateaupalsas entstanden kleinere Deflationsflächen, die aber nur wenige Quadratmeter umfassten. Insgesamt waren in den 1980 er Jahren nur kleinere morphologische Veränderungen an den Palsas festzustellen. Dies änderte sich zu Beginn der 1990 er Jahre. Die warmen Jahre 1990-1992 hatten eine Intensivierung der Erosionsprozesse, insbesondere der Blockerosion, zur Folge. In den letzten beiden warmen Jahrzehnten dominierten erosive Prozesse im Moor; neue Palsas wurden nicht angelegt. Dies gilt auch für das kalte, für die Bildung embryonaler Palsas günstige Jahr 1998. Im Laufe der letzten 7-8 Jahre sind mehrere Kuppelpalsas unter Hinterlassung von Thermokarstteichen vollständig kollabiert. Zeitgleich wurden die Ränder verschiedener, an Seen grenzender Plateaupalsas durch Blockerosion um mehrere Meter zurück verlegt. Die von Palsas eingenommene und von Permafrostboden unterlagerte Fläche im Moor hat sich seit Beginn der Feldforschungen 1981 deutlich verringert. Das Moor unterscheidet sich darin wesentlich von dem bereits vorgestellten, nur ca. 8 km entfernten, in der Birkenwaldstufe gelegenen Palsamoor, dessen Palsas die letzten drei Jahrzehnte relativ intakt überdauerten. Eine mögliche Ursache für das abweichende Verhalten der Palsas in den beiden Mooren bei vergleichbaren klimatischen Verhältnissen stellt die unterschiedlich mächtige Torfbedeckung dar. Die Palsas in der Birkenwaldstufe sind von einer besonders mächtigen thermisch isolierenden Torfhülle umgeben. Ihre Permafrostkerne sind dadurch im Sommer besser vor dem Auftauen geschützt.

Der saisonale Auftauvorgang beginnt im Palsamoor Laemsejaeggi Mitte Mai, kann sich aber nach einem schneereichen Winter und kalten Frühjahr, wie etwa 1981, um bis zu zwei Wochen verzögern. Nach Schmelzen der Schneedecke schreitet der Auftauvorgang rasch bis Mitte August voran. Danach treten die ersten Nachtfröste und, ab Mitte September, die ersten Schneefälle auf, wodurch sich die Auftaugeschwindigkeit allmählich verringert. Nach der Bildung einer geschlossenen Schneedecke auf den Palsas findet der Auftauvorgang bald sein Ende.

Die maximale sommerliche Auftautiefe, gemessen im Zentrum eines spaltenarmen, vegetationsbedeckten, ca. 1,7 m hohen Plateaupalsas, zeichnete sich im Zeitraum 1981-2011 durch eine erstaunlich geringe Variationsbreite aus, zieht man die zeitgleichen erheblichen morphologischen Veränderungen an den Palsas in Betracht. Die Auftautiefe schwankte in den 1980 er Jahren zwischen 60 cm (1981) und 72 cm (1984). Sie lag in den 1990 er Jahren bei 70 cm, erreichte im kalten Jahr 1998 aber nur 65 cm (vgl. Abb. 22). Die größten Auftautiefen wurden im letzten Jahrzehnt registriert. Ab 2003 wurden maximale Auftautiefen zwischen 75 cm (2003) und 82 cm (2005) registriert. Die Zunahme der Auftautiefen lässt sich gut mit der Temperaturentwicklung im Gebiet korrelieren: Die letzten 8 Jahre waren nach Ausweis der Wetterstation in Kautokeino die wärmsten während des gesamten Meßzeitraumes 1981-2011.

3.1.10. Vuoddasjåkka – Cuovdatmåkki

Das Arbeitsgebiet befindet sich auf der südlichen, flachwelligen Finnmarksvidda-Hochfläche beidseits der Straßenverbindung Gievdneguoika-Karasjok (R 92) (vgl. Abb. 1). Die Westgrenze bildet das Nordostende des Vuoddasjavri-Sees, die Ostgrenze der Caerrugaesjåkka-Bachlauf nahe der Mündung in den Iiesjåkka-Fluß. Der untersuchte, rund 17 km lange W-E-orientierte Geländestreifen folgt den muldenförmigen Flusstälern von Vuoddasjåkka (zwischen Vuoddasjavri und Suossjavri) und Iiesjåkka (zwischen Suossjavri und Cuovdatmåkki). Er bedeckt eine ca. 25 km² große Fläche zu beiden Seiten der Flussläufe. Die flachen, weithin vermoorten Talböden befinden sich in einer Höhenlage von 270-340 m ü. M. Sie werden im Norden und Süden von locker mit Birkenwald bestandenen, sanft auslaufenden Hängen begrenzt. Die höchsten Bergkuppen (Vuoddasoaivi: 470 m, Akkarvarri: 446 m, Jalgesvarri: 439 m, Aitevarri: 422 m) reichen knapp über die in rund 400 m ü. M. verlaufende Waldgrenze hinaus. Die Talfüllungen bestehen überwiegend aus glazifluvialen Sedimenten, die von Torfdecken unterschiedlicher Mächtigkeit überlagert werden. In den Tälern von Aitejåkka und Cuovdatjåkka sowie in der Umgebung der kleinen Siedlung Cuovdatmåkki sind Reste von Kamesterrassen und Oswällen erhalten. Die Moore an der Einmündung des Vuoddasjåkka-Flusses in den Suossjavri-See sind von Deltasedimenten unterlagert. An der Südflanke des Akkarvarri-Berges sowie in der südlichen Umgebung von Cuovdatmåkki finden sich Wälle und Hügel aus Ablationsmoräne. Die flachen Hänge zu beiden Seiten des Talgrundes sowie die waldlosen, mit niedrigen Zwergsträuchern bewachsenen Bergkuppen sind von stein- und blockreichen Grundmoränen-Ablagerungen bedeckt, die stellenweise Mächtigkeiten von mehr als 10 m erreichen.

Die klimatischen Verhältnisse lassen sich durch Datenmaterial der im östlichsten Teil des Arbeitsgebietes gelegenen Wetterstation Cuovdatmåkki kennzeichnen (vgl. Tab. 3-7). Dort betrug die Jahresmitteltemperatur in der Periode 1967-1990 -2,5 °C, im Zeitraum 1991-2009 -1,6 °C. Die Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli) belief sich auf 12,5 °C (1991-2009: 12,9 °C), die des kältesten Monats (Januar) auf -16,1 °C (1991-2009: Februar -13,0 °C). Die mittlere jährliche Wärmebilanzsumme ist mit -898 °C (1991-2009: -555 °C) deutlich negativ. Im Jahr treten im Mittel 244 Frosttage auf, wovon 157 Eistage darstellen. Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge lag im Zeitraum 1967-1990 bei 365 mm (1991-2009: 409 mm). Der meiste Niederschlag fällt im Sommer und Frühherbst (Juli-September), der wenigste im Winter und Frühjahr (Dezember-April). An 220-230 Tagen pro Jahr ist der Boden schneebedeckt, wobei die Schneedecke in den offenen Moorarealen eine Mächtigkeit von rund 50 cm erreichen kann.

Das Arbeitsgebiet liegt in der Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens, deren (theoretische) Untergrenze nach dem Modell von KING (1984) in einer Höhenlage von rund 200 m ü. M. anzusetzen ist. Das Auftreten von Dauerfrostboden ist den Feldbefunden zufolge auf Palsamoore beschränkt, die allerdings in großer Anzahl und räumlich eng vergesellschaftet entwickelt sind. Bei mehreren Testbohrungen in feinkörnigen minerogenen Substraten abseits der Palsamoore wurde kein Permafrostboden angetroffen. Offenbar ist eine thermisch isolierende Torfdecke von einer gewissen Mindestmächtigkeit erforderlich, damit der in den kalten Wintermonaten gebildete Frostboden die im kontinentalen Binnenland relativ warmen Sommer überdauern kann. Die Untergrenze der oberen Teilstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens, in der Dauerfrostboden auch in minerogenen Substraten ohne Torfbedeckung weit verbreitet auftritt, ist nach dem Modell von KING (1984) in einer Höhenlage von ca. 450 m ü. M. zu erwarten. Bei einer gezielten Motorbohrung auf der flachen, wind- und kälteexponierten Bergkuppe des Vuoddasoaivi (470 m) wurde kein Permafrostboden angetroffen. Möglicherweise ist die dort vornehmlich aus sandiger, stein- und blockreicher Grundmoräne bestehende Lockersedimentdecke über dem anstehenden Festgestein zu grobkörnig, um die Bildung und Erhaltung von Dauerfrostboden zu gestatten.

Im Arbeitsgebiet wurden zwei Palsamoore detailliert untersucht. Das größere der beiden Moore (Håttejaeggi) befindet sich ca. 3 km westlich der Siedlung Suossjavri am Südufer des Vuoddasjåkka-Flusses. Es hat sich in einer gut 2 km² großen beckenförmigen Mulde in einer Höhenlage von 320-330 m ü. M. entwickelt. Das Moor zeichnet sich durch einen besonders vielfältigen Palsaformenschatz aus. Die Kuppelpalsas im östlichen Teil des Moores zählten noch vor kurzem zu den höchsten in Nordfennoskandien. Das kleinere Palsamoor füllt eine Senke (280-290 m ü. M.) zwischen der R 92 und den Häusern von Cuovdatmåkki aus. Es enthält mächtige Kuppel- und Komplexpalsas in unterschiedlichsten Entwicklungsstadien. Die Klimadaten der unmittelbar am Südrand des Moores gelegenen, seit Ende 1966 arbeitenden Wetterstation erlauben eine recht genaue Charakterisierung der klimatischen Verhältnisse im Palsamoor. In beiden Palsamooren wurden 1984 Motorgrabungen und -bohrungen vorgenommen. Das Palsamoor bei Cuovdatmåkki wurde 2011 zusätzlich anhand zahlreicher Bohrungen auf einem N-S-Transekt untersucht. Ferner wurde ein 2,2 m tiefes Grabungsprofil in einem Komplexpalsa angelegt. Seit 1981 wird die maximale saisonale Auftautiefe auf zwei Kuppelpalsas (Håttejaeggi) und einem Komplexpalsa (Cuovdatmåkki) registriert.

Im Palsamoor Håttejaeggi sind alle 5 ausgewiesenen Palsaformvarianten vertreten. Im östlichen Moorabschnitt finden sich in Flußufernähe mehrere weitgespannte, 1,0-1,5 m hohe Plateaupalsas. Daran schließen sich zahlreiche 3-6 m hohe Kuppel- und Komplexpalsas an, auf deren windexponierten Kronen stellenweise der nackte Torf zutage tritt. Einige Palsas sind infolge Deflation fast vollständig vegetationslos. Die steilen Palsaflanken unterliegen oftmals der Blockerosion. Im südöstlichsten, vermutlich tiefgründigsten Moorabschnitt sind mehrere einzeln stehende Kuppelpalsas entwickelt, die sich durch ihre ungewöhnlich große Höhe von den übrigen Palsas im Moor unterscheiden. Die Krone des höchsten Palsas befand sich im Jahre 2003 11,5 m über der Mooroberfläche. Es handelt sich somit – nach Wissen des Autors – um den höchsten bisher aus Nordfennoskandien beschriebenen Palsa. Nach Nordwesten hin verringern sich die Abmessungen der Palsas im Moor. Die Palsas treten zudem stärker verstreut auf. Es sind alle Formtypen anzutreffen, wobei einige Kuppel- und Komplexpalsas zwischen Flußmäandern und abgeschnürten Flußschlingen (Totarmen) im Birkenwald zu finden sind. Die Palsas sind maximal 3 m hoch und von einer dichten Zwergstrauchvegetation überzogen. Am südlichen und südwestlichen Moorrand sind kleinere, 1,0-2,0 m hohe Plateau-, Wall- und Strangpalsas entwickelt, wobei letztere in 0,5-1,0 m hohe, permafrostfreie Moorstränge überleiten.

1,8-2,0 m tiefe Motorgrabungen in je einem Kuppel-, Plateau- und Wallpalsa sowie eine Reihe von bis zu 7 m tiefen Motorbohrungen (September 1984) in allen im Moor vertretenen Palsaformvarianten geben Aufschluß über den inneren Bauplan der Palsas. Demzufolge enthalten die meisten Palsas einen Mineralbodenkern. Die Mächtigkeit der thermisch isolierenden Torfdecke variiert relativ kleinräumig, beträgt aber häufig zwischen 0,8 m und 1,5 m. Die minerogene Moorunterlage besteht weithin aus geschichteten glazifluvialen und glazilakustrinen Sedimenten; nur am südlichen und südwestlichen Moorrand sind schluffig-sandige Grundmoränen-Ablagerungen an der Morphogenese der Palsas beteiligt. Die hohen Palsas im östlichen Teil des Moores besetzen Standorte, die sich sowohl durch eine große Torfmächtigkeit als auch durch besonders feinkörnige, frostempfindliche minerogene Sedimente im Untergrund auszeichnen. Sie weisen einen hohen Ton- und Schluffanteil im Feinboden auf, während Grobkomponenten nahezu fehlen. Die minerogenen Feinsedimente sind entweder in abgeschnürten Armen eines ehemaligen Gletscherbaches, in einem proglaziären See oder in einem Eisstausee abgelagert worden, ehe die Torfbildung einsetzte. Die Permafrosttafel befand sich 1984 bei allen untersuchten Palsas in der Torfhülle. Der darunter befindliche gefrorene Torf war eisärmer als der gefrorene Mineralboden. Der strukturelle Bau der gefrorenen minerogenen Palsakerne ähnelte dem der Palsas auf den gehobenen Terrassen der Küstenregion: Die tonig-schluffigen bis schluffig-sandigen Sedimente sind von einem Netzwerk dünner Eislamellen durchzogen, dessen Maschenweite sich tiefenwärts vergrößert. Wo schluffig-sandige Lagen mit Feinkieslagen abwechseln, treten Eislinsen und -schichten vorzugsweise an den Schichtgrenzen auf. Der Eisgehalt des Mineralbodens nimmt tiefenwärts deutlich zu und erreicht seinen Maximalwert im Bereich des Moorwasserspiegels und darunter. Dort finden sich in aller Regel mächtige Eislinsen und -bänke. Der 11,5 m hohe Kuppelpalsa wies nach Ausweis der aus technischen Gründen auf 7 m Tiefe begrenzten Motorbohrung einen etwas abweichenden Bauplan auf: Unter der 1,5 m mächtigen Torfhülle (Permafrosttafel in 72 cm Tiefe) folgten bis in 370 cm Tiefe tonig-schluffige und sandige Schichten in Wechsellagerung, die millimeterdünne Eislamellen und mehrere Zentimeter dicke Eisschichten enthielten. Sie wurden bis in rund 560 cm Tiefe von sehr eisreichen tonig-schluffigen Sedimenten unterlagert, wobei das Eis außer dünnen Lamellen mehrere Dezimeter mächtige Schichten bildete. Darunter folgte bis in 7 m Tiefe Blankeis, in dem einzelne tonig-schluffige Mineralbodenaggregate eingeschlossen waren. Die Tiefenerstreckung des Blankeisbereiches ließ sich nicht feststellen. Möglicherweise enthält der Palsa einen "Blankeiskern", vergleichbar dem Bauplan des im Sopnesmoor bei Bugöyfjord aufgeschlossenen Kuppelpalsas. Die Existenz eines solchen "Blankeiskernes" würde die ungewöhnlich große Höhe des Palsas schlüssig erklären.

Zu Beginn der eigenen Feldstudien im Jahre 1981 waren im Palsamoor sehr unterschiedliche Palsa-Entwicklungsstadien anzutreffen. Außer weit fortgeschrittenen Erosionsstadien waren helle, embryonale Palsas zu beobachten. Vor allem die Hänge der hohen Palsaformvarianten im nordöstlichen Teil des Moores waren durch Blockerosion geprägt. Die obersten Torflagen mancher Palsas waren zwar vegetationsbedeckt, aber schon von breiten Spalten durchzogen. Bei anderen Palsas glitten die so gebildeten Torfblöcke bereits hangabwärts zum Palsafußbereich. Dort hatte sich bei mehreren Palsas stellenweise eine schmale Laggzone gebildet. Zwei Palsas waren fast ganz von einer tiefen Wasserrinne umgeben. Die Torfblöcke rutschten auf den Resten des gefrorenen Palsakernes zum Palsarand, wurden dort vom Laggwasser unterminiert und schließlich aufgelöst. Ein Palsa existierte nur noch in Gestalt einer vegetationslosen, permafrostfreien "Ruine" inmitten eines stellenweise von einem Torfwall umgebenen Sees. Auf einigen Palsas fanden sich nackte Deflationsflächen. Die hohen Kuppelpalsas im südöstlichen Moorabschnitt waren von einer dichten Vegetationsdecke überzogen und wirkten stabil. Dies gilt auch für die meisten Plateaupalsas. Nur wenige hatten niedrige Blockerosionshänge entwickelt, vorzugsweise am Rande von Gewässern. Die Kuppel- und Komplexpalsas im teils waldbestandenen Nordwestabschnitt des Moores zeigten fast keine Erosionserscheinungen. Ahnliches gilt für die niedrigen Plateau-, Wall- und Strangpalsas im Südwestteil. Nur wenige Palsas wiesen lokal Deflationskahlstellen auf. Außer diesen Degradationsstadien existierten junge Palsas unterschiedlichen Alters. Die jüngsten waren offensichtlich erst im Beobachtungsjahr angelegt worden, begünstigt durch den langen, kalten Winter und den kühlen Sommer. Sie hatten eine schildförmige Gestalt und waren 20-30 cm hoch. Ihr auffälligstes Merkmal war eine helle Oberfläche aus hygrophilen, infolge der Heraushebung über den Moorwasserspiegel abgestorbenen Pflanzen. Ferner fanden sich größere, maximal 1 m hohe, schild- bis domförmige Palsas, die ebenfalls noch eine hellgraue Oberfläche aus abgestorbenen hygrophilen Pflanzen aufwiesen, aber stellenweise schon von xerophilen Zwergsträuchern besiedelt worden waren. Ihr Alter lässt sich schwer schätzen; Erfahrungen aus dem Raum Karlebotn deuten jedoch auf ein Alter von 10-15 Jahren. Die Palsas sind höchstwahrscheinlich in den kalten 1960 er Jahren, insbesondere 1965/66 oder 1968, angelegt worden. Darüberhinaus waren zahlreiche junge, spaltenfreie Palsas von ähnlicher Gestalt zu beobachten, die bereits von einer xerophilen, grünen Zwergstrauchvegetation bedeckt waren und daher ein etwas älteres Entwicklungsstadium repräsentierten.

In den folgenden Jahren setzte sich der Zerfall der hohen Kuppel- und Komplexpalsas im nordöstlichen Moorabschnitt fort. Mehrere der 1981 angelegten embryonalen Palsas kollabierten im Spätsommer 1984. Im kalten Jahr 1987 überdauerten einige Frostbodenlinsen im südlichen Moorabschnitt, zerfielen aber schon in den wärmeren Jahren 1989 und 1990. In den 1990 er Jahren verstärkten sich die Degradationsprozesse in allen Teilen des Moores. Dennoch wurden 1995 und 1998 mehrere embryonale Palsas am Südwestrand der kleinen Seengruppe im zentralen Teil des Moores angelegt. Sie hatten bis zum warmen Sommer 2004 Bestand. Im letzten Jahrzehnt, insbesondere in den warmen Jahren 2003-2006, beschleunigte sich der Palsazerfall nochmals. Davon waren die hohen Kuppel- und Komplexpalsas im Ostteil des Moores am stärksten betroffen. Ihre Blockerosionshänge wurden in einigen Fällen um mehrere Meter zurückverlegt. Zugleich verbreiterten sich die Laggzonen am Rande der Palsas. Klaffende Spalten erstreckten sich nun auch bis in die Kronenbereiche der Palsas und begünstigten den Zutritt von Warmluft zu den gefrorenen Palsakernen. Sie fungierten zudem als Leitlinien der Winderosion, indem sie den Abtrag von Torf initiierten. Mehrere Kuppelpalsas kollabierten durch Ausschmelzen des Bodeneises vollständig und hinterließen im Moor tiefe Thermokarstteiche als einzigen Beleg ihrer ehemaligen Existenz. Der im Jahr 2003 noch 11,5 m hohe, mit Ausnahme des südlichen Kronenbereiches von einer dichten Zwergstrauchvegetation überzogene Palsa veränderte sich bis zum Sommer 2011 besonders markant: Sein nördlicher Teil kollabierte im Laufe der letzten 8 Jahre nahezu vollständig; es entstand ein tiefer Thermokarsttümpel, stellenweise umgeben von 1,0-1,5 m hohen Palsaresten. Die Höhe des südlichen Palsaabschnitts verringerte sich auf knapp 5 m. Dieser noch Permafrostboden enthaltende, inzwischen von tiefen Spalten durchzogene Palsarest grenzt mit einem hohen und steilen Blockerosionshang an den Thermokarsttümpel (vgl. Foto 31). Sein Zerfall dürfte innerhalb der nächsten 10-15 Jahre abgeschlossen sein.



Foto 31: Kollabierender Palsa im Palsamoor Håttejaeggi (Vuoddasjåkka) nahe Suossjavri auf der zentralen Finnmarksvidda. Die Höhe des Kuppelpalsas verringerte sich im Zeitraum 2003-2011 von 11,5 m auf knapp 5 m. Der nördliche Abschnitt des Palsas zerfiel durch Ausschmelzen mächtiger Eiskörper im minerogenen Permafrostkern, wodurch ein tiefer, stellenweise von 1,0-1,5 m hohen Palsaresten umgebener Teich entstand. Der südliche Abschnitt ist noch als Vollform erhalten und grenzt mit einem steilen, über 4 m hohen Blockerosionshang an den Thermokarstteich. 28.8.2011

Der sich besonders rasch vollziehende Kollaps dieses Palsas lässt sich mit dem extrem hohen Eisgehalt des Palsakernes ("Blankeiskern") erklären. Die niedrigeren Plateaupalsas im nordöstlichen Teil des Moores sowie in der Umgebung der Seengruppe zeigten ebenfalls Anzeichen einer verstärkten Degradation im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte, doch konzentrierte sich die Erosion vornehmlich auf die Palsarandbereiche. Diese wurden stellenweise, insbesondere an den Seeufern, um mehrere Meter zurückverlegt. Auf den flachwelligen Plateauflächen vermehrten und vergrößerten sich die Kahlflächen als Folge deflatorischer Prozesse. Darüberhinaus nahm die Anzahl der Thermokarsttümpel deutlich zu. Die stellenweise von Birkenwald umgebenen und daher etwas vor der Einstrahlung geschützten Kuppel- und Komplexpalsas zwischen den Flußmäandern sowie die niedrigen Wall- und Strangpalsas im südwestlichen Moorabschnitt waren von der Zunahme der Degradation am wenigsten betroffen.

Die maximale jährliche Auftautiefe wurde im Zeitraum 1981-2011 auf der südlichen, vegetationsbedeckten Krone eines 5,5 m hohen Kuppelpalsas im nordöstlichen Moorabschnitt gemessen (vgl. Abb. 22). Sie variierte in den kühlen 1980 er Jahren zwischen 68 cm (1981) und 85 cm (1989). Zu Beginn der 1990 er Jahre schwankte die Auftautiefe zwischen 70cm und 80 cm. Im kalten Jahr 1998 wurden 64 cm gemessen. Die größten Auftautiefen (82-88 cm) wurden in den Jahren 2003-2005 erreicht, die sich durch ungewöhnlich warme Sommer auszeichneten. In den folgenden, etwas kühleren Jahren wurden Werte von 75-85 cm registriert. Messungen auf der nördlichen Krone des ehemals 11,5 m hohen Kuppelpalsas zeigten bis zum Jahr 2004 denselben Trend; die maximalen saisonalen Auftautiefen waren jedoch in den meisten Jahren 2-5 cm größer. Im Sommer 2005 begann der rasche Zerfall des Palsas; die vegetationsbedeckte Torfhülle wurde durch Spaltenbildung in Blöcke zergliedert, wovon auch die Meßstelle betroffen war. Die Auftautiefe musste nun in einem von Spalten umgebenen, ca. 1 m² großen Torfblock gemessen werden. Sie erreichte in den Jahren 2006 und 2007 Werte von 92 bzw. 95 cm. Danach wurde der Torfblock durch Blockerosion aus seiner ursprünglichen Position gerissen, so dass weitere Messungen keinen Sinn mehr machten. Im Großen und Ganzen lassen sich die maximalen saisonalen Auftautiefen gut mit den sommerlichen Temperaturverhältnissen korrelieren. Abweichungen dürften vor allem durch den im Sommer als Regen fallenden Niederschlag hervorgerufen werden. Der vom Regen durchfeuchtete Torf an der Palsaoberfläche zeichnet sich durch eine gute Wärmeleitfähigkeit aus. Dadurch wird der Auftauvorgang beschleunigt, was letztendlich zu einer größeren maximalen Auftautiefe im Jahr führt.



Abb. 22: Maximale jährliche Auftautiefen von Palsas im Binnenland Finnmarks 1981-2011

Das kleine, zwischen der Straßenverbindung Gievdneguoika-Karasjok (R 92) und den Häusern von Cuovdatmåkki gelegene Palsamoor enthält im nördlichen Abschnitt hohe Kuppel- und Komplexpalsas, im südlichen, an die Hauswiesen grenzenden Teil mehrere flache Plateaupalsas. Im westlichsten Abschnitt des Moores finden sich, teilweise im dichten Birkenwald versteckt, einige Kuppelpalsas. Daran schließt sich nach Süden ein größerer Plateaupalsa an, der nahe des Iiesjåkka-Flußlaufes vom Grenzzaun des westlichen Gehöftes gequert wird. Unmittelbar östlich des Zufahrtsweges zur Siedlung ist ein weiteres, kleineres Palsamoor mit Kuppel- und Komplexpalsas anzutreffen. Die Kuppel- und Komplexpalsas beider Moore zeichnen sich durch Höhen von 3-5 m aus. Die Plateaupalsas sind 1,0-1,5 m, an einigen Plätzen bis zu 2 m hoch. Alle drei Palsaformvarianten liegen in unterschiedlichen Entwicklungsstadien vor. Es finden sich sowohl Aggradationsstadien als auch Degradationsstadien, stellenweise räumlich eng vergesellschaftet. Die steilen Hänge der hohen Kuppel- und Komplexpalsas unterliegen oftmals der Blockerosion. In die flachwelligen Plateaupalsas sind stellenweise Thermokarstmulden eingesenkt. Zwischen den älteren, von einer xerophilen, grünen Zwergstrauchvegetation bedeckten Palsas sind vereinzelt jüngere Entwicklungsstadien mit einer hellgrauen Oberfläche aus abgestorbenen hygrophilen Pflanzen anzutreffen. Sie sind spaltenfrei und zeigen keinerlei Anzeichen von Erosion. Außer jungen embryonalen Palsas existieren etwas ältere Aggradationsstadien, bei denen die Besiedlung mit Zwergsträuchern bereits an den Rändern eingesetzt hat. Insgesamt dominiert die Palsadegradation; es sind mehr Erosions- als Aggradationsstadien im Moor zu beobachten.

Nach Ausweis von Motorgrabungen und -bohrungen in allen 3 Formvarianten sind im Palsamoor sowohl reine Torfpalsas als auch Palsas mit Mineralbodenkern entwickelt (vgl. Foto 32). Die höchsten Palsas enthalten alle einen Mineralbodenkern. Die Torfmächtigkeit variiert kleinräumig sehr stark, manchmal sogar in verschiedenen Abschnitten desselben Palsas. Auf einem knapp 4 m hohen Komplexpalsa wurde im Kronenbereich eine Torfmächtigkeit von 1,5 m gemessen, während am Nordostrand eine 2,2 m mächtige Torflage festgestellt wurde. Die Permafrosttafel befand sich bei allen Palsas innerhalb der Torflage. Die Auftauschichtmächtigkeiten schwankten 1984 zwischen 75 cm und 88 cm, wobei die größten Werte im Topbereich von Kuppelpalsas registriert wurden. Die gefrorenen Mineralbodenkerne der Palsas bestehen aus feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimenten, vornehmlich ton- und schluffreichen Fein- und Mittelsanden. Der Mineralboden der Plateaupalsas am flußnahen Südrand des Moores ist grobkörniger als die minerogenen Sedimente der Kuppel- und Plateaupalsas in den zentralen und westlichen Moorabschnitten, die oftmals einen Ton- und Schluffgehalt von >60% aufweisen. Die Sedimente sind geschichtet; sie wurden offensichtlich in Geländedepressionen im Bereich einer ehemaligen Toteislandschaft abgelagert. Darauf deuten die zahlreichen Moränenhügel und -wälle in der Umgebung des Moores. Der strukturelle Aufbau der gefrorenen Mineralbodenkerne gleicht demjenigen der Palsas im Håttejaeggi-Moor: Der Eisgehalt des Substrats nimmt tiefenwärts zu; Eislinsen und -schichten sind vorzugsweise an den Grenzflächen von Lagen unterschiedlicher Körnung entwickelt; besonders ton- und schluffreiche Lagen sind von einem Netzwerk dünner Eislamellen durchzogen, dessen Maschenweite sich tiefenwärts vergrößert. In größerer Tiefe sowie im Bereich des Moorwasserspiegels sind mehrere Dezimeter mächtige Eisschichten entwickelt. Ein "Blankeiskern" wurde bei den 7 m tiefen Bohrungen allerdings bei keinem der untersuchten Palsas angetroffen.

Luftbilder oder Beschreibungen des Moores aus der Zeit vor Beginn der eigenen Feldstudien sind nicht erhältlich. Daher ist die Morphodynamik der Palsas vor 1981 schwer einzuschätzen. Auch das Alter der jungen Palsas lässt sich nicht exakt bestimmen. Der Pflanzenbewuchs und die Abmessungen lassen vermuten, dass einige Palsas in den kalten 1960 er Jahren angelegt worden sind. Ist der Palsa abseits des grauen Kronenbereiches an den Flanken bereits von Zwergsträuchern besiedelt, kann ein höheres Alter angenommen werden. Als günstige Jahre für die Anlage neuer Palsas kommen vor allem die durch kalte Winter und kühle Sommer gekennzeichneten Jahre 1955 und 1956 in Frage. Hinweise auf die Morphodynamik der älteren, höheren Palsas liefern die Masten einer erst nach dem 2.WK installierten, das Moor querenden Telefonleitung. Sie wurden gewiß in sicherer, stabiler Lage auf den vegetationsbedeckten Palsakronen positioniert. 1981 befanden sich mehrere Masten bereits in Palsarandlagen in unmittelbarer Nähe von Blockerosionshängen. Die Masten waren durch die Verlagerung der Torfblöcke aus ihrer ursprünglichen, festen Position gerissen worden und zeichneten sich durch eine auffällige Schrägstellung aus. Ein Mast auf einem Palsarelikt im westlichen Teil des Moores hatte seine Verankerung im Untergrund vollständig verloren und wurde nur noch vom Telefonkabel in Position gehalten und am Umfallen gehindert. Die Palsadegradation setzte sich auch in den kalten 1980 er Jahren im Moor fort. Die hohen Kuppelund Komplexpalsas unterlagen an ihren Flanken den Prozessen der Blockerosion. Die Ränder der Komplexpalsas wurden stellenweise etwas zurück verlegt. Thermokarstsenken vergrößerten und vertieften sich. Zwei 1987 in Thermokarstmulden angelegte embryonale Palsas kollabierten bereits in den Jahren 1989 bzw.1990. In den wärmeren 1990 er Jahren zerfielen auch die meisten der vermutlich in den 1960 Jahren gebildeten Palsas. Die hohen Kuppel- und Komplexpalsas entwickelten steile, bis zu 3 m hohe Blockerosionshänge mit vorgelagerten Laggzonen. Im östlich des Zufahrtsweges zu den Häusern von Cuovdatmåkki gelegenen kleinen Moor kollabierten zwei Palsas unter Hinterlassung von Thermokarstteichen. Die Erosionsprozesse verstärkten sich nochmals in den warmen Jahren 2003-2005. Dabei zerfielen die meisten der in den letzten 50 Jahren gebildeten Palsas. Im Bereich der hohen Kuppel- und Komplexpalsas entstanden durch Rückverlegung der Blockerosionshänge im letzten Jahrzehnt stellenweise karförmige Erosionsnischen.

Durch Ausschmelzen von Bodeneis vergrößerten sich einige Thermokarstsenken an den Flanken der Komplexpalsas und auf den Plateaupalsas ganz erheblich. Einzelne von ihnen fanden auf diese Weise Anschluß an die Moorflächen außerhalb der Palsas, wodurch die Palsadegradation durch das aus den Senken abfließende Permafrost-Schmelzwasser oder aus der Umgebung eindringendes Moorwasser nochmals beschleunigt wurde. Im westlichen, teilweise von Birkenwald bestandenen Moorabschnitt kollabierten die bis zu 4 m hohen Kuppelpalsas in einigen Fällen zu allseits von hohen Blockerosionshängen umgebenen "Palsaruinen", wodurch weitere Masten der Telefonleitung aus ihrer Verankerung gerissen wurden. Insgesamt waren die letzten drei Jahrzehnte durch Vorherrschen von Erosionsprozessen an den Palsas infolge einer zunehmenden Permafrostdegradation geprägt – eine Tendenz, die von der Betreiberin der nahe gelegenen Wetterstation Cuovdatmåkki bestätigt wurde.



Foto 32: 2,2 m tiefes Grabungsprofil in einem Komplexpalsa im Palsamoor Cuovdatmåkki auf der zentralen Finnmarksvidda. Die Auftautiefe beträgt ca. 75 cm. Die Frostbodenoberfläche markiert zum Zeitpunkt der Grabung die Oberfläche der restlichen winterlichen Gefrornis (eisarmer Torf). Die Oberfläche des eisreicheren Permafrostkernes (Permafrosttafel) ist 6-7 cm tiefer gelegen. Der Palsakern besteht in seiner Gesamtheit aus gefrorenem Torf, der auf frostfreien Sedimenten der minerogenen Moorunterlage ruht (reiner Torfpalsa). 1.9.2011

Die maximale saisonale Auftautiefe, gemessen im spaltenarmen, vegetationsbedeckten Kronenbereich eines ca. 4 m hohen Komplexpalsas mit Mineralbodenkern, schwankte im Beobachtungszeitraum 1981-2011 zwischen 65 cm (1981) und 88 cm (2003). In den kalten 1980 er Jahren lagen die Werte mit Ausnahme der warmen Jahre 1984 und 1989 bei rund 70 cm (vgl. Abb. 22). Bis zum Jahre 1994 vergrößerten sich die Auftautiefen bis auf 80 cm, um danach wieder auf 70-75 cm abzusinken. Nach dem kalten Jahr 1998 (69 cm) pendelte der Wert bis zum Jahre 2002 zwischen 75 cm und 80 cm. Nach der warmen Phase 2003-2007 (82-88 cm) verringerten sich die Auftautiefen erneut und schwankten in den letzten Jahren um 75 cm. Im Hinblick auf die vor allem in den letzten beiden Jahrzehnten markant in Erscheinung tretende Intensivierung der Blockerosion an den Flanken vieler Palsas ist die Zunahme der maximalen saisonalen Auftautiefen erstaunlich gering.

3.2. Schwedisches Hochgebirge (Skanden und östliches Vorland)

Die Arbeitsgebiete in Nordschweden befinden sich in den mittleren und höheren Lagen der Skanden im Raum Abisko-Björkliden am Torneträsk-See, auf der Råsto-Hochfläche nahe des Dreiländerecks von Schweden, Norwegen und Finnland, im Tavvavuoma-Becken am Südrand der Hochfläche sowie bei Staloluokta im Padjelanta Nationalpark (vgl. Abb. 23). Schwerpunkte der Permafrosthügel-Studien waren das scharf umrissene Bergmassiv zwischen Abisko und der schwedisch-norwegischen Grenze sowie die 70-80 km weiter nordöstlich gelegenen, weitläufigen Moorgebiete nahe der Seen Råstojaure und Tavvajaure. In diesen drei Gebieten wurden seit Anfang der 1980 er Jahre umfangreiche Geländebegehungen und Grabungsarbeiten durchgeführt. Im Padjelanta-Nationalpark konnten aus Naturschutzgründen keine Grabungs- und Bohrprofile angelegt werden; die Feldbeobachtungen erlauben jedoch mittels Vergleich mit älteren Aufzeichnungen und Fotos anderer Autoren interessante Rückschlüsse auf die Permafrosthügel-Morphodynamik in einem hoch gelegenen, abgeschlossenen Gebirgsbecken seit Anfang der 1960 er Jahre.

3.2.1. Abisko – Björkliden

Das Arbeitsgebiet Abisko-Björkliden liegt in den westlichen Abiskobergen, die ein markantes Bergmassiv zwischen dem Torneträsk-Abiskotal im Osten und der schwedischen Staatsgrenze im Westen bilden (vgl. Abb. 24). Im Norden grenzt das Massiv steil an die Seenkette von Vassijaure, Låktajaure und Pahtajaure. Als Südgrenze fungiert der Håikanvagge-Talzug. Die höchsten, teilweise vergletscherten Gipfel erreichen Höhen von knapp 1 600 m ü. M., woraus sich Höhenunterschiede von bis zu 1 250 m zum Seewasserspiegel des Torneträsk (341 m ü. M.) ergeben. Das Massiv ist Teil des Kaledonischen Deckenbaus. Das Festgestein besteht vornehmlich aus kambro-silurischen Schiefer- und Marmorgesteinen. Es dominieren plattig verwitternde, granatführende Glimmerschiefer. Das Relief zeichnet häufig die geologischen Strukturen nach, etwa in Gestalt von Felsterrassen und -leisten. Das Landschaftsbild ist durch flachwellige, blockfeldbedeckte Plateaus und tief eingesenkte Trogtäler gekennzeichnet. Die Nordost- und Osthänge der höher aufragenden Einzelberge sind häufig vergletschert oder von perennierenden Eis- oder Schneefeldern bedeckt (vergletscherte Fläche rund 1%). Aus der Deglaziationsphase vor ca. 8 000-10 000 Jahren B.P. (vgl. ANDRÉ 1995) sind Moränen- und Oswälle, Terrassen, Deltas und Sölle erhalten. Die steilen Flanken der Trogtäler und Rückwände der Kare sind durch Steinschlag, Sturzschuttakkumulation und Lawinentätigkeit geprägt, während an den flacheren, feinmaterialreicheren Talhängen gelisolifluidale und abluale Prozesse vorherrschen.



Abb. 23: Lage der Arbeitsgebiete, untersuchten Palsamoore, Frostblister-Vorkommen und Wetterstationen in Norrbotten



Lage des Arbeitsgebietes Abisko-Björkliden im nordschwedischen Hochgebirge (inklusive Permafrost-Höhenstufen und Vegetationsbedeckung)

Abb. 24: Lage des Arbeitsgebietes Abisko-Björkliden im nordschwedischen Hochgebirge (inklusive Permafrost-Höhenstufen und Vegetationsbedeckung) (aus MEIER & THANNHEISER 2011)

Es gibt keine langfristigen meteorologischen Aufzeichnungen aus den Abiskobergen; die einzige im Massiv gelegene Wetterstation arbeitet erst seit 1990. Sie befindet sich am Latnjajaure-See (981 m ü. M.) und wird von der Universiät Göteborg betrieben. Klimadaten müssen daher vom längerfristigen Datenmaterial der Stationen Katterjåkk / Riksgränsen (508 m ü. M., seit 1904) im Westen und Abisko (388 m ü. M., seit 1913) im Osten des Gebietes extrapoliert werden (vgl. Tab. 8-12). Von der Station Björkliden (360 m ü. M., seit 1956) sind nur Niederschlagsdaten erhältlich. Nach Ausweis des Datenmaterials zeichnet sich das Massiv trotz der hohen nördlichen Breitenlage durch erstaunlich hohe Temperaturen aus, bedingt durch die Nähe zur Atlantikküste (ca. 80 km) und dem damit verknüpften Golfstromeinfluß. Die hohen Berge des Massivs haben einen deutlichen orographischen Effekt; sie bewirken infolge der vorherrschenden Westwinde einen ausgeprägten West-Ost-Gradienten in der Bewölkung und im Niederschlag. Der Niederschlag fällt überwiegend infolge zyklonaler Tätigkeit. Mit Ausnahme der nördlichen und östlichen Randlagen (Abiskotal) weist das Gebiet ein ET-Klima auf.

Die Jahresmitteltemperatur während der Normalperiode 1961-1990 betrug in Katterjäkk -1,4 °C (1991-2009: -0,7 °C) und in Abisko -0,8 °C (1991-2010: 0,1 °C). An der automatischen Wetterstation am Latnjajaure wurde während der kurzen Meßperiode 1993-2005 eine Jahresmitteltemperatur von -2,0 °C registriert (vgl. BEYLICH 2008). Der Juli ist der wärmste Monat im Jahr (Mittelwert: 8,6 °C), der Februar (-9,4 °C) der kälteste. Frost kann am Latnjajaure das ganze Jahr über auftreten, ist im Juli und August je-doch selten. Zwischen Ende September / Anfang Oktober und Ende Mai / Anfang Juni herrscht fast kontinuierlich Dauerfrost. Pro Jahr sind 267 Frosttage zu verzeichnen; davon sind 79 Frostwechseltage und 188 Eistage (vgl. BEYLICH 2003). In den Übergangsjahreszeiten überschreitet die Temperatur nur selten 0 °C. Die größten Frostintensitäten werden zwischen Dezember und März erreicht, insbesondere im Februar. Die lange Winterfrostperiode mit großen Frostintensitäten sowie die erhebliche äolische Schneeumlagerung, bei der der Untergrund stellenweise schneefrei gefegt wird, sind die Hauptgründe, warum der Frost trotz der relativ hohen winterlichen Schneeniederschläge tief in den Boden oder Fels eindringen kann und lokal Permafrostboden anzutreffen ist.

Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge variiert entlang eines Feuchtigkeitsgradienten von Westen nach Osten. In Katterjåkk betrug die mittlere jährliche Niederschlagssumme während der Normalperiode 1961-1990 848 mm (1991-2009: 858 mm), in Björkliden 652 mm und in Abisko 304 mm (1991-2010: 337 mm). Obwohl Abisko nur ca. 10 km östlich von Björkliden gelegen ist, fällt dort aufgrund des "Regen-

schatten-Effektes" durch die hohen westlichen Berge nur rund halb so viel Niederschlag. Abisko zählt aufgrund dieser Anomalie zu den trockensten Gebieten in Schweden. Die wesentlich höher gelegene Messstation am Latnjajaure verzeichnet für die Periode 1990-2005 eine mittlere jährliche Niederschlagsmenge von 850 mm (vgl. BEYLICH 2008), wobei die Amplitude von rund 600 mm / Jahr bis zu 1 000 mm / Jahr reicht. Der Niederschlag ist sehr unregelmäßig über das Jahr verteilt; der meiste Niederschlag fällt im Oktober, der wenigste im Mai. Rund zwei Drittel der jährlichen Niederschlagsmenge wird im Winter als Schnee magaziniert. Die Schneeschmelze setzt im Normalfall Ende Mai / Anfang Juni ein; die Bildung einer geschlossenen Schneedecke beginnt im September / Oktober (vgl. BEYLICH 2008). Das hydrologische Regime ist nival, wobei sich der Abfluß auf den Zeitraum Juni bis Oktober konzentriert.

Die höchsten Windgeschwindigkeiten werden in den Hochlagen am Latnjajaure im Herbst und Oktober erreicht. Sie haben eine sehr unregelmäßige Schneeverteilung zur Folge (vgl. BEYLICH 2003). Konvexe, windexponierte Hänge werden weithin schneefrei gefegt, während leeseitige, konkave Hangpartien, Rinnen und Ravinen durch Schneeakkumulationen und Schneefelder gekennzeichnet sind. Die im Winter vorherrschende Windrichtung ist NW, wodurch jedes Jahr Schneefelder an denselben Plätzen gebildet werden. Während die schneebedeckten Gebiete bis zur Schneeschmelze weitgehend gegen Schwankungen der Lufttemperatur geschützt und geomorphologisch inaktiv sind, können Frost und Wind an schneefrei geblasenen Hangpartien und Felswänden angreifen. Die Schneedecke ist im östlichen Teil des Gebietes aufgrund der geringeren winterlichen Schneeniederschläge dünner als im westlichen.

Die Vegetation in den Abiskobergen reicht von Birkenwäldern aus *Betula pubescens* ssp. *czerepanovii* (Bergbirke) am Nord-, Nordost- und Ostrand des Massivs bis hin zu nahezu nackten Felsflächen und Blockfeldern in den höchsten Lagen. Die Waldgrenze verläuft, je nach Exposition, in Höhenlagen zwischen 500 m und 700 m ü. M., wobei die höchste Position in Südauslagen zu beobachten ist. Oberhalb der Waldgrenze ist häufig ein Gürtel aus *Salix-* (Weiden-) Gebüsch und Hochstauden entwickelt, an den sich höhenwärts Zwergstrauchheiden, Wiesen und flachgründige Moore anschließen. In den Hochlagen oberhalb 1 000 m ü. M. wird die Vegetationsdecke lückenhaft; Kräuter und Gräser treten zugunsten von Moosen und Flechten deutlich in den Hintergrund.

Die Verbreitung von Permafrostboden am Torneträsk und in den Abiskobergen ist nicht genau bekannt. Gebirgspermafrost, der hauptsächlich durch die Lufttemperatur bestimmt wird, findet sich nach JECKEL (1988) in Höhenlagen über 880 m ü. M., während Permafrost in geringeren Höhenlagen mit wenigen Ausnahmen auf Moore (thermisch isolierende Wirkung des Torfes) sowie wind- und kälteexponierte Wälle (fehlende Schneebedeckung) beschränkt bleibt (vgl. JOHANSSON, CHRISTENSEN et al. 2006). JOHANSSON & ÅKERMAN (2008) berichten von sporadischen Permafrostvorkommen in Palsamooren entlang eines West-Ost-Transekts zwischen Katterjåkk und Bergfors. Die Moore befinden sich in Höhenlagen zwischen 350 m und 500 m ü. M. Die Permafrostmächtigkeiten betrugen in den 1980 er Jahren wenige Meter bis zu 16 m. Die Mächtigkeiten spiegeln nach JOHANSSON & ÅKERMAN Schneefall-Trends wider, indem die westlichen Moore mit starker Schneebedeckung durch eine dünne Permafrostlage gekennzeichnet sind, während die östlich der hohen Berge im Raum Abisko gelegenen Moore infolge der geringeren Schneemengen mächtige Permafrostvorkommen (und größere sommerliche Auftautiefen) aufweisen. Eine regionale Skandinavienkarte der Permafrostverbreitung auf der Grundlage eines Netzes von Jahresmitteltemperaturen der Luft deutet in den Abiskobergen auf eine Absenkung der Untergrenze von wahrscheinlichem Gebirgspermafrost von 950 m ü. M. im maritimeren Westen auf 850 m ü. M. im kontinentaleren und trockeneren Osten (vgl. ETZELMULLER, CHRISTIANSEN & BROWN 2006) und bestätigt damit den westöstlichen Temperatur- und Permafrosttrend, unabhängig von kleinräumigen Unterschieden der Relief- und Schneeverhältnisse. Anhand einer empirischen und statistischen Analyse, basierend auf der BTS (Messung der Basistemperatur der winterlichen Schneedecke)-Methode und der GWR (Geographically Weighted Regression)-Methode, entwerfen RIDEFELT, ETZELMÜLLER et al. (2008) ein Modell der Permafrostverbreitung im Bergmassiv zwischen Katterjåkk und Abisko, wonach weit verbreiteter Gebirgspermafrost im Westen in Höhenlagen über ca. 1 000 m ü. M. und im Osten über ca. 800 m ü. M. anzutreffen ist. Demnach ist diskontinuierlicher Gebirgspermafrost in den Abiskobergen weit verbreitet und umfasst wesentlich größere Gebiete als die Gletscher. Diese zählen überwiegend zum polythermischen und zum "kalten" Typ und sind damit teilweise oder ganz von Permafrost unterlagert. In der Höhenstufe des diskontinuierlichen Gebirgspermafrostes nimmt die Anzahl der Permafrostvorkommen höhenwärts zu. Ebenso ist eine Zunahme der Permafrostmächtigkeiten und eine Abnahme der Auftauschichttiefen zu verzeichnen. Vermutlich erstrecken sich die höchsten Berggipfel des Gebietes bis in die Höhenstufe des kontinuierlichen Permafrostbodens. Darauf deutet u. a. der Fund eines 70 m mächtigen Permafrostkörpers im Festgestein in rund 1 200 m Höhe ü. M. am Låktatjåkko (vgl. EKMAN 1957).

In den Hochtälern westlich und östlich des Abisko-Nationalparks wurden während der letzten drei Jahrzehnte Permafrosthügel und deren Zerfallsstadien studiert, insbesondere in den Tälern von Rakkasjåkka (einschließlich Seitentälern), Kappasjåkka, Nissunvaggejåkka und Pallenjåkka. Zerfallsstadien solcher Hügelformen wurden zuvor u. a. von RAPP & RUDBERG (1960), RUDBERG (1962a, 1962b), NORDENSTAM (1963) und MELANDER (1977) beschrieben. Von den erwähnten Tälern weist das vom Rakkasjåkka-Bach durchflossene Tal inklusive eines kleinen, namenlosen, südwestlichen Seitentälchens das vielfältigste Permafrosthügel-Inventar auf (vgl. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MALMSTRÖM 1987, MEIER 1988/89, ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJÖ 1989, MEIER & THANNHEISER 2011). Es hat seit Beginn der systematischen Beobachtungen erhebliche, vermutlich klimatisch induzierte Veränderungen erfahren.

Das Rakkasjåkka-Tal erstreckt sich vom Låktatjåkko-Berg in östlicher Richtung hinab nach Björkliden am Südwestufer des Torneträsk. Der Rakkasjåkka-Bach beginnt an einem Pass (1 240 m) am Låktatjåkko und überwindet auf seinem ca. 10 km langen Weg zum Torneträsk (342 m) rund 900 Höhenmeter und drei beckenförmige Verebnungen (vgl. Abb. 25, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MEIER & THANNHEISER 2011). Letztere weisen in ihren zentralen Abschnitten eine Füllung aus feinkörnigen Sedimenten auf, insbesondere (glazi-) fluviale Sande, Kiese und stellenweise (glazi-) lakustrine Tone und Schluffe, während die angrenzenden Talhänge von gelisolifluidalen Ablagerungen, Lawinen- und Frostschutt bedeckt sind. Die minerogenen Lockersedimente der unteren beiden Niveaus sind von Torfen überlagert, deren Mächtigkeit kaum 50-60 cm überschreitet. Eine solche Torflage fehlt auf der obersten Verebnung weitgehend, ebenso eine geschlossene Vegetationsdecke aus niedrigen Gräsern und Zwergsträuchern, die für die beiden unteren Niveaus charakteristisch ist. Der Rakkasjåkka-Bach verzweigt sich auf den unteren zwei Verebnungen in mehrere, stellenweise kommunizierende Abflußbahnen. Auf dem mittleren Niveau befindet sich eine Vielzahl kleiner Tümpel, auf dem obersten Niveau mehrere Seen. Die Verebnungen im Tallängsprofil sind durch grobschuttbedeckte Felsschwellen von einander getrennt. Der Rakkasjåkka-Bach bildet den Vorfluter für einen kleinen Bachlauf, der aus südwestlicher Richtung in das unterste Becken mündet (vgl. Abb. 26). Er hat seinen Ursprung an einem See (1 015 m) am Talschluß, der von den Schmelzwassern eines Eis- / Schneefeldes gespeist wird. Der Boden des Seitentälchens wird von Lockersedimenten unterschiedlicher Körnung gebildet, von ton- und schluffreichen Sanden über blockreiche Grundmoränenablagerungen bis hin zu scharfkantigem Frostschutt. Der Talboden zu beiden Seiten des stellenweise seeartig verbreiterten Bachlaufes ist abseits der grasbedeckten Feinmaterialareale vegetationsarm. Die drei Becken im Rakkasjåkka Haupttal – Rakkaslako I (ca. 840 m), Rakkaslako II (ca. 875 m) und Rakkaslako III (ca. 950 m) nach ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986) – sowie die Verebnung im Seitentälchen (ca. 1 000 m) weisen unterschiedliche Permafrosthügeltypen und deren Zerfallsstadien auf (vgl. MEIER 1988/89, MEIER & THANNHEISER 2011).

Auf der Rakkaslako I-Verebnung wurden im August 1985 nördlich des Bachlaufes einige morphologisch an kleine Palsas oder große Pounus erinnernde, runde oder langgestreckte, maximal 1 m hohe, vegetationsbedeckte Hügel angetroffen. Mehrere Hügel wiesen Spaltenbildungen im Topbereich auf. Grabungen in den Hügeln geben Aufschluß über den inneren Bau der Formen: Unter der Grasdecke befand sich Torf, der unter der oberflächlichen saisonalen Auftauschicht gefroren war und kleinere Eislinsen enthielt. Bei einem der Hügel war die minerogene, schiefrige Moorunterlage unter dem Hügelkern 20-25 cm aufgewölbt. Die Hügelform resultierte hier aus einer gemeinsamen Auftreibung von Torfen und minerogenen Sedimentlagen. Die Torfe waren im Hügelkern gefroren und durch Poreneis zementiert. Die ebenfalls gefrorenen minerogenen Sedimente waren auffällig eisreich und enthielten mehrere größere Eislinsen, vornehmlich unter und am Rande von Schieferbruchstücken. Im Unterschied zu den Hügelformen war die sumpfige Umgebung permafrostfrei. 1987 waren noch einige der Hügelformen erhalten. Bei späteren Kontrollbesuchen, u. a. 2002, 2004 und 2009, waren alle Hügelformen verschwunden. Das die Aufwölbung verursachende Bodeneis war offensichtlich ausgeschmolzen. Hinweise auf die ehemalige Existenz der Hügel – etwa in Gestalt von Ringwällen und / oder Thermokarsttümpeln – fanden sich nicht.



Abb. 25: Längsprofil durch das Rakkasjåkka-Tal mit Lage der Permafrosthügel-Lokalitäten Rakkaslako I-III (aus MEIER & THANNHEISER 2011)



Abb. 26: Längsprofil durch das untere Rakkasjåkka-Tal und das südwestliche Seitental mit Lage der Permafrosthügel-Lokalitäten (aus MEIER & THANNHEISER 2011)



Foto 33: Kleine, 80-100 cm hohe, vegetations- und torfbedeckte, palsaähnliche Permafrosthügel (Frostblister) auf der Rakkaslako II-Verebnung bei Björkliden im nordschwedischen Hochgebirge. Die oberflächennahen Torflagen der vorzugsweise am Rande von Fließgewässern entwickelten Hügel sind von tiefen, klaffenden Spalten durchzogen, die sich bis in den Mineralbodenkern der Hügel erstrecken. 16.8.1985

Auf der sumpften, stellenweise vermoorten, rund 0,8 km² großen Rakkaslako II-Verebnung wurde 1985 eine Vielzahl kleiner, torfbedeckter, palsaähnlicher Hügel, ein großer, an der Oberfläche nahezu torffreier Hügel, eine große Anzahl kleiner Tümpel sowie eine begrenzte Anzahl größerer, ringwallumgebener Teiche beobachtet (vgl. Foto 33). Die kleinen torfbedeckten Hügel ähneln morphologisch den von der Rakkaslako I-Lokalität beschriebenen Hügelformen. Sie sind kreisrund, oval oder langgestreckt, besitzen einen Durchmesser von 3-10 m, in Einzelfällen auch eine Länge von bis zu 15 m, und sind 80-130 cm hoch. Sie treten bevorzugt entlang der verschiedenen Abflußbahnen des Rakkasjäkka-Baches sowie entlang der von den Talhängen herabrieselnden kleinen Gerinne auf. Die vegetationsbedeckte Oberfläche ist bei den höchsten Formen von klaffenden Spalten durchzogen, deren Existenz auf ein sehr rasches Hügelwachstum deutet. Außer zahlreichen "reifen" Formen wurden auch kleinere schildförmige, nur 20-35 cm hohe Hügel mit hellgrauem Vegetationskleid angetroffen, die offensichtlich "embryonale" Formen darstellen. Letztere waren vermutlich erst im Beobachtungsjahr durch Aufwölbung der Mooroberfläche entstanden, wobei die ursprüngliche Moorvegetation ausgetrocknet und teilweise abgestorben war. Mit den Hügelformen vergesellschaftet fanden sich zahlreiche Tümpel mit ähnlichem Durchmesser, die stellenweise noch von Ringwallresten umgeben waren und allem Anschein nach die Lage ehemaliger, inzwischen kollabierter Hügelformen markierten. Die Tümpel sind somit als Thermokarsterscheinungen zu deuten.

Der innere Bau der Hügelformen wurde 1985 durch Grabungen ermittelt. Danach können reine Torfhügel sowie Hügel mit Torfmantel und Mineralbodenkern unterschieden werden. Alle Hügel wiesen unter der oberflächlichen, 20-50 cm mächtigen, sommerlichen Auftauschicht einen Permafrostkern auf. Der gefrorene Kern enthielt neben Poreneis auch dünne Eislamellen und -linsen. Hügel mit einem Kern aus gefrorenen minerogenen Sedimenten zeichneten sich durch einen besonders hohen Eisgehalt aus. Das Bodeneis durchzog den gefrorenen Mineralbodenkern der Hügel in Gestalt deutlich sichtbarer, zentimeterdünner Eislamellen und bis zu 5 cm dicker, spindelförmiger Eislinsen. Gröbere Komponenten des Mineralbodens waren in Eis eingebettet. In einigen größeren Hügeln fanden sich bis zu 30 cm mächtige Bodeneisschichten mit vertikal orientierten Luftblasen (vgl. Foto 34, Abb. 27). Bohrungen in der Umgebung der Hügel ergaben keine Hinweise auf das Vorkommen von Permafrostboden. Die Permafrostkerne der untersuchten Hügel waren selten mehr als 1 m mächtig. Sie hatten bei den meisten Hügeln Kontakt zur ungefrorenen minerogenen Moorunterlage. In zwei Fällen "schwamm" der eisreiche Frostbodenkern jedoch im Moor und konnte durch Belastung des Hügels ("Schaukeln") mobilisiert werden.



Foto 34: Querschnitt durch einen torfbedeckten, palsaähnlichen Permafrosthügel (Frostblister) auf der Rakkaslako II-Verebnung bei Björkliden, Auftauschicht teilweise entfernt. Der gefrorene Hügelkern wird von einer mächtigen Blankeisschicht mit vertikal angeordneten Luftblasen durchzogen, was auf ein sehr rasches Eis- und Hügelwachstum deutet (vgl. Abb. 27). 16.8.1985



Abb. 27: Querprofile durch kleine Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Haupttal (Rakkaslako II) und im südwestlichen Seitental (aus MEIER 1988/89)

Die beschriebenen Permafrosthügel zeigen in ihrer Lage, ihrem Formenschatz, ihren Abmessungen und ihrem Aufbau Merkmale von Palsas und Frostblistern. Die Lage am Rande von Fließgewässern, das rasche Wachstum, dokumentiert durch die "frischen", klaffenden Spalten im Topbereich der Hügel sowie der relativ hohe Eisgehalt der Hügel deuten auf eine frostblisterähnliche Genese. Die Eisbildung scheint nach Ausweis der zahlreichen Lufteinschlüsse in den Eislagen sehr rasch erfolgt zu sein. Das Eis in den Hügelkernen dürfte vornehmlich Injektionseis darstellen, resultierend aus dem Gefrieren von unter Druck stehendem Wasser aus den angrenzenden Bachläufen. Eine Hügelgenese mittels Auftreibung der Substratlagen durch die Bildung von Segregationseis, charakteristisch für die Morphogenese der Palsas, ist im Rakkaslako-Gebiet infolge der zu großen winterlichen Schneemächtigkeiten kaum möglich (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). Die Hügel repräsentieren daher keine Palsas, sondern einen Frostblistertyp, der durch Injektionseisbildung zwischen der vorrückenden winterlichen Frostfront und dem Permafrost oder Festgestein (oder einer wasserstauenden Sedimentlage) im Untergrund entstanden ist. Seine Anlage und Entwicklung vollzieht sich nach ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986) im Allgemeinen im Laufe einer einzigen, für die Morphogenese günstigen Wintersaison. Der Injektionseishügel kann die mächtige winterliche Schneeauflage anheben und durchdringen. Danach kann der Hügel bei nun weniger behindertem Eindringen des Winterfrostes durch Segregationseisbildung wie bei traditionellen Palsas weiter in die Höhe wachsen. Durch diesen sekundären Prozeß können die Frosthügel länger als traditionelle Frostblister überdauern und unter günstigen Bedingungen ähnlich lange fortbestehen wie Palsas. Einige der Hügel existierten nach Ausweis der Literatur und der Geländebefunde mehrere Jahrzehnte. Die letzten, inzwischen stark kollabierten Hügelformen wurden 2002 beobachtet. 2004 war dieser Hügeltyp vollständig aus dem Moor verschwunden. An die Stelle der Permafrosthügel waren nach Ausschmelzen des Bodeneises kleine, bis zu 1 m tiefe Thermokarsttümpel getreten. 2011 wurde ein kleiner ovaler, ca. 70 cm hoher, spaltenloser Hügel entdeckt, der sich offenbar im Zeitraum 2009-2011 zwischen einem Thermokarsttümpel und einem Seitenarm des Rakkasjåkka-Baches gebildet hatte. Die Mächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht betrug rund 50 cm. Der Hügel trug ein dichtes Vegetationskleid aus Moosen und Gräsern. Darunter folgte eine 25-30 cm mächtige Torfschicht, die von schluff- und humusreichen Sanden unterlagert war. Diese waren unterhalb der Permafrosttafel durch Poreneis zementiert.

Außer diesen kleinen Hügelformen ist auf der Rakkaslako II-Verebnung ein wesentlich größerer Permafrosthügel entwickelt, der 1982 von MALMSTRÖM & PALMER (1984) entdeckt wurde. Er befindet sich am Südwestrand des versumpften Beckens in unmittelbarer Nähe zu einem Seitenarm des Rakkasjåkka-Baches. Der ca. 40 m lange, 16 m breite und 1982 2,8 m hohe Hügel ist von einem 50-60 cm hohen Ringwall umgeben, der an der Hügelnordflanke einen kleinen, 10 x 7 m großen Teich umschließt. An der südlichen, dem Bachlauf zugewandten Flanke wies der Hügel 1982 ebenfalls eine Mulde auf, die sich aber nicht bis unter das Ringwallniveau erstreckte und nicht wassergefüllt war. Im Unterschied zu den kleineren palsaähnlichen Hügelformen fehlte der wind- und kälteexponierten Hügeloberfläche im Topbereich eine geschlossene Vegetationsdecke, während der umgebende Ringwall grasbedeckt war. Die Existenz einer Torfdecke beschränkte sich auf einige Abschnitte des Ringwalles. Kontrollbesuche 1985 und 1987 zeigten keine auffälligen Veränderungen im Formenschatz des Hügel-Wall-Komplexes. Feldinspektionen im Spätsommer 2002 und 2004 ließen jedoch einige Veränderungen erkennen: Die Mulde an der Hügelsüdflanke hatte sich vertieft und enthielt einen kleinen, vom Ringwall eingeschlossenen Tümpel, dessen Abmessungen aber deutlich geringer waren als die des Teiches an der Hügelnordflanke. Ferner war der Hügel etwas zusammengesunken. Seine maximale Höhe über dem Niveau des umgebenden Sumpfes / Moores betrug nur noch 2,5 m. Bis zum September 2009 hatte sich der Tümpel an der Hügelsüdflanke wesentlich vergrößert und war nur noch durch den hier bis zu 1 m hohen Ringwall vom angrenzenden Bachlauf getrennt (vgl. Foto 35). Zugleich hatten sich klaffende Spalten an der Hügelsüdflanke gebildet und Teile des nun steileren Hügelhanges in Blöcke zerlegt, die in den Tümpel zu stürzen drohten, ähnlich der Blockerosion bei traditionellen Palsahügeln. Die maximale Höhe des Permafrosthügels hatte sich in der Zwischenzeit bis auf gut 2,2 m verringert.



Foto 35: Großer Permafrosthügel mit angrenzender wassergefüllter Thermokarstsenke am Südwestrand der Rakkaslako II-Verebnung bei Björkliden. Die Höhe des flachen, von einem Ringwall umgebenen Hügels hat sich zwischen 1982 und 2009 von 2,8 m auf 2,2 m verringert. Der zeitgleich an der Hügel-Südflanke gebildete Thermokarsttümpel wird durch einen ca. 1 m hohen Ringwallabschnitt (Vordergrund) vom Rakkasjåkka-Bachlauf getrennt. Die steile Hügelflanke ist durch Blockerosion gekennzeichnet. 1.9.2009

Der innere Aufbau des Permafrosthügels wurde 1982 von MALMSTRÖM & PALMÉR (1984) anhand einer Grabung im westlichen, zentralen Teil des Hügels studiert. Demnach besteht der Westhang des Hügels aus Moränenmaterial mit kleineren, linsenförmigen Torfeinschlüssen sowie einem zusammenhängenden Torfhorizont mit Holzresten in einer Tiefe von 45 cm, deren Alter auf 2 670 ±50 Jahre B.P. datiert werden konnte (vgl. MALMSTROM & PALMER 1984). Ab 80 cm Tiefe existierten Reste des saisonalen Frostbodens (August), während die Permafrostoberfläche (Permafrosttafel) erst in 107 cm Tiefe angetroffen wurde. Der Permafrostboden enthielt kleinere Eislinsen, der saisonale Frostboden vornehmlich Eiszement. Die Grobkomponenten im unsortierten, tonigen Material waren vorzugsweise parallel zur Hügeloberfläche eingeregelt. Eine tiefere Grabung im zentralen Teil des Hügels durch ÅKERMAN & MALMSTROM (1986) ergab ein etwas abweichendes Bild des Hügelaufbaus. Die Permafrosttafel befand sich in 105-130 cm Tiefe, darüber wurden Reste des Winterfrostbodens ergraben. Die stratigraphischen Verhältnisse sind durch zwei Lagen aus Gelisolifluktionsmaterial nahe der Hügeloberfläche gekennzeichnet, die durch einen Torfhorizont getrennt werden. Die C14-Datierung von Salix- und Betula nana-Zweigresten aus diesem Horizont ergab ein Alter von 8 040 ±80 Jahren B.P. (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). Unter den moränenähnlichen gelisolifluidalen Ablagerungen befindet sich sandigpelitisches Material, das im permanent gefrorenen Hügelkern von Blankeislagen durchzogen wird. Zwei zusätzliche Grabungen des Autors nahe der Grabungsstellen von MALMSTRÖM & PALMER (1984) und ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986) sowie am Hügelsüdrand Anfang September 2009 bestätigen im wesentlichen den beschriebenen Bauplan (vgl. Abb. 28). Aufgrund des späten Grabungszeitpunktes und vorausgegangenen warmen Sommers war der saisonale Frostboden vollständig abgetaut. Die Permafrosttafel wurde im zentralen Teil des Hügels in 125-130 cm Tiefe angetroffen, am Südhang in 105-125 cm Tiefe. Im zentralen Hügelabschnitt fanden sich nahe der Permafrosttafel zahlreiche in den Dauerfrostboden eingeschlossene Steine und Blöcke. Ein rund 1 m³ großer granitischer Moränenblock in 1,2-2,3 m Tiefe war mit Ausnahme der Oberseite in Blankeis eingeschlossen. Unter der Stein- und Blocklage dominierte feinkörniges, von Eislamellen und -schichten durchsetztes Material. Die Grabung an der südlichen Hügelflanke stieß unterhalb des grobkörnigen, steinreichen Materials der saisonalen Auftauschicht auf gefrorene, sandig-schluffige Sedimente, die sich bis unter den Wasserspiegel des angrenzenden Thermokarsttümpels erstreckten (vgl. Foto 36, MEIER & THANNHEISER 2011).

Der Permafrosthügel ist nach ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986) durch die Bildung von Injektions- und Segregationseis in den oberen Beckensedimenten entstanden, nachdem diese von einem Gelisolifluktionslobus, der vom angrenzenden Talhang herabfloß, überfahren worden waren. Das für die Injektionseisbildung erforderliche, unter hydrostatischem Druck stehende Wasser wurde offensichtlich durch den dicht an der südlichen Hügelflanke vorbeifließenden Seitenarm des Rakkasjåkka-Baches zugeführt. Der Bachlauf hat den beiden Autoren zufolge den Fließerdelobus durchschnitten und dessen Frontabschnitt durch Injektion von Wasser mit anschließender Injektionseisbildung zu einer Hügelform aufgetrieben, die durch spätere Segregationseisbildung noch weiter in die Höhe gewachsen ist. Auf diese Weise konnte sich im Laufe der Zeit ein gestreckter Permafrosthügel entwickeln.

Außer Hügelformen unterschiedlicher Abmessungen wurden auf der Rakkaslako II-Verebnung größere, von Ringwällen umgebene Teiche angetroffen (vgl. Foto 37). Sie wurden erstmals von RAPP & RUDBERG (1960) beschrieben. Die Teiche haben einen Durchmesser von 10-40 m; sie sind von 4-8 m breiten und 1-1,5 m hohen minerogenen Ringwällen eingeschlossen. Die muldenförmig in den Talboden eingesenkten, bis zu 1,8 m tiefen wassergefüllten Hohlformen sind vorzugsweise in enger räumlicher Nachbarschaft zum verzweigten Rakkasjåkka-Bachlauf angeordnet. Das nur spärlich vegetationsbedeckte Substrat der Ringwälle besteht aus ton- und schluffreichen Sedimenten mit einem hohen Stein- und Blockgehalt. Die meisten Steine und Blöcke sind, ebenso wie die zahlreichen Spalten, tangential angeordnet (vgl. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MALMSTRÖM 1987, MEIER 1988/89). ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJÖ (1989) haben einige der markantesten Ringwallseen 1988 exakt vermessen und die Daten mit Luftbildern aus dem Jahre 1943 sowie unveröffentlichten Aufzeichnungen von NORDENSTAM (1963) aus dem Jahre 1963 verglichen. Demnach stellen die Ringwallseen fortgeschrittene Zerfallsstadien von größeren Permafrosthügeln dar. Bei einem Formenkomplex konnte der Entwicklungsverlauf von einer intakten Hügelform zu einem Ringwallsee im Laufe von 45
Jahren (1943-1988) direkt nachgewiesen werden. Einige Formen durchliefen die Entwicklung vom Permafrosthügel zum Ringwallsee auffallend rasch in nur 20 Jahren (1943-1963). Andere Formen repräsentierten bereits 1943 und 1963 Degenerationsstadien. Sie haben sich danach zum gegenwärtigen, vorläufigen Endstadium weiterentwickelt, das den eigenen Beobachtungen zufolge im Zeitraum 1985-2011 keine auffälligen morphologischen Veränderungen mehr erkennen ließ. Die minerogenen Ringwälle dieser Formen waren nach Ausweis der Grabungsbefunde permafrostfrei.



Abb. 28: Querprofil durch einen großen Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Tal (Rakkaslako II) (aus MEIER & THANNHEISER 2011)



Foto 36: Grabungsprofil an der Südflanke des 2,2 m hohen minerogenen Permafrosthügels. Das Substrat besteht aus gegliederten fein- und grobkörnigen gelisolifluidalen Ablagerungen, die unterhalb der Permafrosttafel in 105-135 cm Tiefe gefroren sind. Die kantengerundeten Steine und Blöcke an der Profilbasis sind in Blankeis eingebettet. Die darunter befindlichen gefrorenen Feinsedimente sind von Eisbändern durchsetzt. 1.9.2009



Foto 37: 18 x 25 m großer Ringwallsee auf der Rakkaslako II-Verebnung bei Björkliden. Der dicht am Rakkasjåkka-Bachlauf gelegene Wasserkörper ist schalenförmig ca. 1,8 m tief in den Talboden eingelassen. Der 4-10 m breite, permafrostfreie Ringwall besteht aus ton- und schluffreichen, sandigen Sedimenten mit einem hohen Stein- und Blockgehalt. Die Grobkomponenten sind ähnlich den zahlreichen Spalten und Rissen vornehmlich tangential an der Walloberfläche angeordnet. 16.8.1985

Als Besonderheit bildete sich am Rande eines Ringwallsees zwischen 1978 und 1982 ein kleiner, ca. 1 m hoher Hügel, der bereits 1987 wieder verschwunden war (vgl. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MALMSTRÖM 1987). Nach MALMSTRÖM (1987) fanden sich erste Anzeichen einer Hügelbildung 1978. 1982 war der Hügel bereits 5 m lang, 3 m breit und 1 m hoch (Auftauschichtmächtigkeit: 50 cm). Im folgenden Jahr vergrößerte sich nur der Hügeldurchmesser auf 6 x 4 m (Auftautiefe: ca. 1 m). 1984 verringerten sich Hügeldurchmesser und -höhe (0,8 m). Bis 1986 beschleunigte sich der Hügelzerfall (vgl. Foto 38); 1987 war an die Stelle des ehemaligen Permafrosthügels eine offene Wasserfläche getreten. Die Existenz des kurzlebigen Permafrosthügels belegt, dass die klimatischen Bedingungen für die Anlage und Entwicklung solcher kleiner Hügel in der Mitte der 1980 er Jahre gegeben waren. Die Hangfußlage des Hügels in unmittelbarer Nähe eines Fließgewässers - ähnlich dem bereits beschriebenen größeren Permafrosthügel auf der Rakkaslako II-Verebnung – lässt auf die Zufuhr von unter artesischem Druck stehendem Wasser schließen, das die Bildung eines Injektionseiskörpers gestattet. Dadurch wird die Bildung eines Injektionseishügels ermöglicht. Der hydro- und kryostatische Druck und die klimatischen Verhältnisse reichten im vorliegenden Falle zwar für die Entwicklung eines kleinen Frostblisters aus, nicht aber für die Anlage eines größeren Injektionseishügels vom beschriebenen Rakkaslako II-Typ.

Die auf der Rakkaslako II-Verebnung studierten 10-40 m großen Ringwallseen stellen höchstwahrscheinlich fortgeschrittene Zerfallsstadien von größeren Permafrosthügeln dar, von denen noch einer am Südwestrand des Beckens erhalten ist. In diese Richtung weisen die Lagemerkmale, Abmessungen und sedimentären Eigenschaften der Formen sowie der anhand von Luftbildern (1943), nicht publizierten Beschreibungen (vgl. NORDENSTAM 1963, zitiert bei ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJÖ 1989) und eigenen Beobachtungen (1985-2011) rekonstruierte Entwicklungsverlauf. Die Anlage, der Entwicklungsverlauf und der Zerfall der Permafrosthügel lassen sich nach ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986) wie folgt zusammenfassen:



Foto 38: 3 x 4 m großer minerogener Permafrosthügel am Rande des Ringwallsees auf der Rakkaslako II-Verebnung. Der ca. 0,5 m hohe Hügel besteht aus ton- und schluffreichen Sanden mit einem hohen Stein- und Blockgehalt. Seine vegetationsfreie, durch eine Grobmaterialanreicherung gekennzeichnete Oberfläche weist klaffende Spalten und Risse auf. Der Hügel hatte von 1978-1986 Bestand. 16.8.1985

Die Entwicklung der Permafrosthügel setzt ein, wenn das von den angrenzenden Talhängen herabfließende Grund- und Bodenwasser zwischen einer im Untergrund befindlichen wasserundurchlässigen Schicht (Fels, Ton, Reste des saisonalen Frostbodens, Permafrostboden) und der von oben her eindringenden Gefrierfront eingeschlossen wird. Dabei entsteht hydrostatischer (artesischer) Druck; es kommt zur Ausbildung eines Injektionseiskörpers, der die hangenden Sedimentlagen zu einem Hügel aufwölbt. Danach kann der Hügel – analog der Palsagenese – durch Segregationseisbildung weiter in die Höhe wachsen. Mit dem Aufreißen von Spalten an der Hügeloberfläche beginnt der Zerfall des Permafrosthügels. Die Spaltenbildung wird durch die sich zumeist sehr rasch vollziehende Injektionseiskörperbildung begünstigt, das Ausschmelzen des Bodeneises durch das Fehlen einer thermisch isolierenden Torfdecke. Die Hügel dürften auf eine Klimaerwärmung daher schneller reagieren als traditionelle Palsas. Im Endstadium zeugt nur noch ein runder oder ovaler, häufig von einem Ringwall begrenzter Teich von der früheren Existenz eines solchen Permafrosthügels.

Auf der versumpften Rakkaslako III-Verebnung sind größere Permafrosthügel in unterschiedlichen Entwicklungsstadien zu finden, von deutlichen Hügelformen über flache, schwer abgrenzbare Relikte solcher Hügel bis hin zu runden Teichen mit und ohne Ringwall als Endstadium der Entwicklung (vgl. Foto 39). Die beiden markantesten Hügelformen bilden zwischen einem kleinen See und einem im Spätsommer austrocknenden Gerinne im Südostabschnitt der Verebnung zwei etwa parallel in nordsüdlicher Richtung verlaufende Wälle (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011). Sie waren 1982 4,2 m und 8,5 m hoch (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). Die beiden Hügel unterscheiden sich von ihrer Umgebung vor allem durch ihre Vegetationsarmut. Nördlich schließt sich eine mit Gräsern ausgekleidete Hohlform und ein in Kuppen und Mulden gegliedertes Relief an. Die Ränder der großen Hohlform und die angrenzenden kuppigen Vollformen sind in 1,5-2,0 m Tiefe von Permafrost unterlagert. Am Grunde der Mulde wurde 2009 bei einer 2,5 m tiefen Bohrung kein Permafrost angetroffen. Die Hohlform dürfte durch Ausschmelzen von Bodeneis aus dem Kern eines größeren Permafrosthügels entstanden sein. Bisher wurden nur die beiden wallförmigen Permafrosthügel näher untersucht.

Der kleinere, an den See grenzende Hügel ist von Lawinenschutt überdeckt und trägt stellenweise einen Deflations- / Auffriersteinpanzer. Eine Torfdecke fehlt; in Schutzlagen ist eine dürftige Grasvegetation und ein 5-10 cm mächtiges Bodenprofil entwickelt. Die minerogenen Sedimente im Hügelkern sind wesentlich feinkörniger als im Falle des großen Permafrosthügels auf der Rakkaslako II-Verebnung. Unter dem 50-60 cm mächtigen Schuttmantel (Hügeltop: 25-40 cm) mit vornehmlich oberflächenparallel eingeregelten plattigen Grobkomponenten sind graublaue, pelitische, frostempfindliche Sedimente, hauptsächlich Tone mit eingelagerten walnußgroßen, vereinzelt auch größeren Steinchen, anzutreffen (vgl. Foto 40, Abb. 29). Sie haben vermutlich einen glaziolakustrinen Ursprung, etwa in einem Eisstausee (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). Die feinkörnigen Sedimente sind unterhalb der 1,0-1,2 m mächtigen sommerlichen Auftauschicht gefroren. Charakteristisch ist eine Wechsellagerung von Feinsedimentund Eislagen. Die Feinsedimente sind stellenweise von einem Netzwerk millimeterdünner Eislamellen durchzogen, ähnlich dem Bauplan der gefrorenen Palsa-Mineralbodenkerne. Die Mächtigkeit der Eisschichten nimmt tiefenwärts zu. Ab 230-240 cm Tiefe folgt ein Blankeiskern von mindestens 2 m Mächtigkeit.



Foto 39: Übersicht über die Rakkaslako III-Verebnung bei Björkliden. Die beiden größten Permafrosthügel befinden sich im Bildvordergrund, der Rakkasjåkka-Bachlauf im Hintergrund. Die Hügel erstrecken sich wallförmig etwa parallel zueinander in nordsüdlicher Richtung. Der kleinere Hügel grenzt an den runden See am linken Bildrand, während der größere Hügel steil zum wasserüberstauten Bachbett am rechten Bildrand abfällt. Das reliefierte Terrain in der Bildmitte ist stellenweise von Permafrost unterlagert. 19.8.1987



Foto 40: Grabungsprofil an der Südflanke des 3,3-3,4 m hohen, kleineren der beiden torffreien, minerogenen Permafrosthügel auf der Rakkaslako III-Verebnung (vgl. Foto 39). Unter dem 50-60 cm mächtigen Schuttmantel mit überwiegend konform zur Hügeloberfläche angeordneten plattigen Grobkomponenten finden sich frostempfindliche Feinsedimente, insbesondere Tone mit eingelagerten walnußgroßen Steinchen. Die Auftautiefe beträgt 1,0-1,2 m. Der Permafrostkern besteht aus wechsellagernden Feinsediment- und Eislagen sowie einem Blankeiskörper in größerer Tiefe (vgl. Abb. 22). 3.8.2011

Der rund 50 m lange, bis zu 20 m breite Permafrosthügel hat seit Anfang der 1980 er Jahre einige erhebliche morphologische Veränderungen erfahren. Am auffälligsten ist der Beginn einer Ringwallbildung am Südwestende des Hügels. Der Wall war bei Feldbesuchen 1985 und 1987 kaum wahrnehmbar, 2002 und 2004 deutlich erkennbar und bildete 2009 eine markante Vollform, die vom Hügel durch eine Wasserrinne getrennt war. Die Wasserrinne hatte sich bis 2011 verbreitert und vertieft. Der konvexe Hügelhang war von ihr stellenweise unterschnitten worden, so dass sich erste Anzeichen von Blockerosion zeigten. Der bis zu 60 cm hohe Wall besteht vorwiegend aus Grobmaterial, insbesondere Steinen und Blöcken, deren Längsachsen häufig tangential eingeregelt sind. Am Südostrand des Hügels hatte sich die Rinne vertieft, so dass der Hügel und der vegetationsbedeckte Wall deutlich voneinander abgesetzt sind. Am weniger scharf abgegrenzten Nordende des Hügels waren im Zeitraum 1982-2011 keine Veränderungen erkennbar. Stattdessen hatte sich die Höhe des Hügels, legt man die Angaben von ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986) zugrunde, um 80-90 cm auf 3,3-3,4 m verringert.



Abb. 29: Querprofile durch zwei große Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Tal (Rakkaslako III) (aus MEIER & THANNHEISER 2011)

Der größere der beiden, an seiner steileren Ostflanke an ein kleineres, dem Rakkasjåkka-Bach tributäres Gerinne und eine wasserüberstaute Mulde grenzende Permafrosthügel ist rund 55-60 m lang und ca. 25-30 m breit (vgl. Foto 41). Er geht in nördlicher Richtung in das kuppige, von Permafrostboden unterlagerte Terrain über. Die Hügeloberfläche ist im Topbereich durch frostdynamisch entstandene Kahlstellen (Mudpits) in der Vegetationsdecke auffällig gemustert. Die Musterung ("Fleckentundra") beschränkt sich auf die im Winter schneearmen, wind- und kälteexponierten Hügelpartien, während die schneereicheren, feuchteren östlichen und südlichen Hügelflanken durch gelisolifluidale Massenbewegungen geprägt sind. Eine 2 m tiefe Grabung im zentralen Mudpitfeld im Topbereich des Hügels (Anfang September 2009) stieß in 105-110 cm Tiefe auf einen Blankeiskern, dessen Oberfläche offenbar mit der Permafrosttafel identisch ist (vgl. Foto 42, Abb. 29). Das Substrat der darüber befindlichen sommerlichen Auftauschicht besteht aus höchst frostempfindlichen blaugrauen, schluffigen Tonen, die im Zusammenspiel mit dem als Widerlager fungierenden Frostboden im Untergrund die Mudpitbildung begünstigt haben. Die genaue Mächtigkeit des Blankeiskerns konnte aus technischen Gründen nicht festgestellt werden; das Blankeis dürfte sich jedoch, wie beim kleineren Permafrosthügel, mindestens bis auf das Niveau der angrenzenden wasserüberstauten Mulde erstrecken. In diese Richtung weisen auch die deutlich über die Hügelumgebung herausgehobenen, vermutlich glaziolakustrinen Beckensedimente. Bei der Heraushebung des Hügels wurden die am Ostrand des Beckens mächtigeren grobkörnigen Decksedimente mit aufgeschleppt, wie eine 2 m tiefe Grabung am steilen Hügelostrand ausweist. Unter einer ca. 1,2 m mächtigen Schuttlage wurden sandig-kiesige Sedimente angetroffen, deren Mächtigkeit sich nicht feststellen ließ. Die Permafrosttafel befindet sich in den grobkörnigen Ablagerungen erwartungsgemäß in größerer Tiefe als in den feinkörnigen Sedimenten im Topbereich des Hügels. Sondierungen ergaben sommerliche Auftautiefen von 230-250 cm (August 2011). Der östlich an den Hügel grenzende wasserüberstaute Bereich war offenbar permafrostfrei. Der Hügel hatte 2009 und 2011 eine maximale Höhe von ca. 7,3 m über der Vernässungszone. Seine Höhe hatte sich im Zeitraum 1982-2011 somit um rund 1,2 m verringert. Auffällige morphologische Veränderungen im Hügelrelief waren mit Ausnahme einiger neuer Gelisolifluktionsloben und Rutschungsbahnen an der Hügelostflanke nicht feststellbar.



Foto 41: Blick auf den größeren, schuttbedeckten Permafrosthügel am Rande der wasserüberstauten Mulde auf der Rakkaslako III-Verebnung (vgl. Foto 39). Die Hügelhöhe hat sich zwischen 1982 und 2009 um rund 1,2 m auf ca. 7,3 m verringert. Die steile Ostflanke des Hügels ist gelisolifluidal und ablual überprägt. Die perennierenden Schneefelder auf den angrenzenden Hängen deuten auf die Existenz von weit verbreitetem Gebirgspermafrost. 1.9.2009



Foto 42: Grabung im Kronenbereich des größeren Permafrosthügels auf der Rakkaslako III-Verebnung (vgl. Foto 41). Unter der Vegetationsdecke mit Mudpit-Kahlstellen ("Fleckentundra") finden sich in der sommerlichen Auftauschicht höchst frostempfindliche schluffige Tone glazilakustrinen Ursprungs. Diese Sedimente werden ab 105-110 cm Tiefe von einem mächtigen Blankeiskern unterlagert. Die Oberfläche des Blankeiskerns markiert die Lage der Permafrosttafel (vgl. Abb. 22). 2.9.2009

Außer den beschriebenen Permafrosthügeln existieren auf dem Rakkaslako III-Niveau einige Seen und Teiche, sowohl im Zentrum als auch entlang des Rakkasjåkka-Bachlaufes und des tributären Gerinnes am Rande der Verebnung. Mehrere von ihnen sind ganz oder teilweise von Wällen umgeben. Sie kennzeichnen mit großer Wahrscheinlichkeit die Lage ehemaliger Permafrosthügel und stellen fortgeschrittene Zerfallsstadien solcher Hügel dar. Am auffälligsten sind zwei im westlichen Teil des Beckens gelegene, annähernd dreieckig bzw. unregelmäßig fünfeckig gestaltete Teiche, die jeweils von rund 1 m hohen, bis zu 10 m breiten minerogenen Wällen umgeben sind. Die Wälle unterscheiden sich von ihrer Umgebung durch ihre spärlichere Vegetationsbedeckung. Ihr sandig-schluffiges Feinmaterial enthält nahe der Walloberfläche zahlreiche Steine und Blöcke. Bohrungen in den Wällen stießen 1985 und 1987 auf Permafrost, während 2002, 2004, 2009 und 2011 kein Permafrostboden mehr angetroffen wurde, obwohl sich keine morphologischen Veränderungen seit den 1980 er Jahren nachweisen ließen. Zwei weitere Ringwallseen befinden sich am Abfluß des Sees westlich des kleineren Permafrosthügels zum Rakkasjåkka-Bach. Sie sind stellenweise von flachen Wällen umgeben. Ihre Gestalt hat sich zwischen 1943 und 1988 kaum verändert (vgl. ALSTROM, BERGMAN & PILESJO 1989). Seitdem hat bestenfalls eine geringe Abflachung der Wälle stattgefunden, verbunden mit einer leichten Ausweitung der Wasserflächen. Ein unmittelbar am Rakkasjåkka-Bachlauf gelegener Ringwallsee hat sich seit 1943 stärker verändert. Die wassergefüllte Mulde hat sich vergrößert und stellenweise mehr als 2 m tief in den Talboden eingesenkt. Zudem wurde der südliche Wallabschnitt vom Rakkasjåkka-Bachlauf unterschnitten und fehlt inzwischen (vgl. ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJÖ 1989). Der noch erhaltene, 70-120 cm hohe und bis zu 10 m breite Ringwallabschnitt ist weithin von plattigen Steinen und Blöcken bedeckt, die stellenweise tangential eingeregelt sind. Abseits der vegetationsbedeckten Wallpartien finden sich Radialspalten mit jüngst aufgepresstem, sandigschluffigem Feinmaterial und kantengestelltem Grobmaterial. Trotz dieser Merkmale rezenter Frostdynamik fanden sich bei Grabungen und Bohrungen seit 1985 keine Hinweise auf die Existenz von Permafrostboden im Ringwall. Da die beschriebenen Ringwallseen bereits 1943 fortgeschrittene Zerfallsstadien von Permafrosthügeln repräsentierten und kein einziges vollständig intaktes Hügelexemplar auf den Luftbildern zu erkennen ist (vgl. ALSTROM, BERGMAN & PILESJO 1989), bleibt unklar, aus welchen Hügeltypen sich die Ringwallseen entwickelt haben. Wahrscheinlich handelt es sich um Permafrosthügeltypen, die den beiden noch erhaltenen und bereits beschriebenen ähneln. Die minerogenen Sedimente in den Ringwällen sind allerdings wesentlich grobkörniger als die Sedimente in den beiden untersuchten Permafrosthügeln. Die ehemaligen Permafrosthügel scheinen ferner empfindlicher als die noch existierenden Hügel auf den Klimaverlauf im 20. Jahrhundert reagiert zu haben, was auf eine unterschiedliche Morphogenese der Hügelformen (oder einen zyklischen Entwicklungsverlauf) deuten könnte.

Der kleinere und der größere Permafrosthügel haben wahrscheinlich eine vergleichbare Morphogenese. Sie befinden sich in unmittelbarer Nachbarschaft zueinander in Beckenlage, haben Wasserzuzug von den angrenzenden steilen Talhängen, sind nahezu parallel zum Abfluß von Wasserkörpern in höchst frostempfindlichen pelitischen Sedimenten entwickelt und besitzen einen mächtigen Blankeiskern. Sie sind vermutlich durch die Bildung eines Injektionseiskörpers im Feinsediment entstanden. Es sind jedoch weitere Untersuchungen erforderlich, um die Mächtigkeit des Blankeiskerns und den genauen Eistyp zu ermitteln. Die an den größeren Permafrosthügel grenzende Hohlform könnte ein Zerfallsstadium eines solchen Hügels darstellen, bei dem bereits Teile des Blankeiskerns ausgeschmolzen sind.



Foto 43: Grabung in einem kleinen, vegetationsbedeckten Permafrosthügel (Frostblister) in einer beckenförmigen, versumpften Geländedepression im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales. Der Hügel befindet sich in Hangfußlage mit Wasserzuzug von den nahe gelegenen, abschmelzenden Schneeflecken. Die grobmaterialreichen minerogenen Sedimente sind ab 40-50 cm Tiefe gefroren (vgl. Abb. 27). 19.8.1987

Foto 44: Querprofil durch einen kleinen Permafrosthügel (Frostblister) in einer überfluteten Senke im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales. Der an den Flanken durch Blockerosion gekennzeichnete Hügel wird von ton- und schluffreichen, frostempfindlichen Feinsedimenten gebildet, die ab 60 cm Tiefe gefroren sind. 19.8.1987

In einem südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales waren 1985 und 1987 zu beiden Seiten des stellenweise seeartig verbreiterten Bachlaufes sowie in einigen beckenförmigen, stark versumpften Geländedepressionen im Fußbereich der angrenzenden Steilhänge der Kåppatjåkko-Berge in Höhenlagen um 1 000 m ü. M. zahlreiche flache, maximal 1,5 m hohe Hügelformen ausgeprägt (vgl. MEIER 1988/89). Sie zeichnen sich durch einen geschlossenen oder lückenhaften Vegetationsbesatz aus. Eine Torfdecke fehlt zumeist (vgl. Fotos 43 und 44, Abb. 27 u. 30). Einige im Bachbett angelegte Hügel weisen einen Grobschuttmantel auf und sind völlig vegetationslos. Ähnliche Hügel wurden 1985 im Nissunvagge-Tal (ca. 950 m ü. M.) und im Pallenvagge-Tal (ca. 1 000 m ü. M.) südlich von Abisko angetroffen. Grabungen und Bohrungen (Ende August) stießen bei allen untersuchten Hügeln auf Permafrostboden, während die Hügelumgebung permafrostfrei war. An der Morphogenese der Hügel sind sowohl ton- und schluffreiche Sande als auch gröbere Korngrößenfraktionen beteiligt. Die feinkörnigen frostempfindlichen Sedimente werden dabei häufig von skelettreichem Gelisolifluktions- oder Grundmoränenmaterial überlagert. Das Bodeneis tritt als Poreneis sowie als Segregationseis in Form von Eislamellen, -linsen und -schichten in Erscheinung. Das Auftreten klaffender Spalten an der Oberfläche mehrerer Hügel lässt jedoch auf die Existenz eines rasch in größerer Tiefe gebildeten, vermutlich aus Injektionseis bestehenden Blankeiskerns schließen.



Abb. 30: Querprofil durch einen kleinen Permafrosthügel im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales (aus MEIER 1997)

Besondere Beachtung verdient ein ovaler, von breiten Spalten durchzogener, etwas über 1 m hoher Permafrosthügel (vgl. Foto 45). Er liegt am Rande eines kreisrunden, mit dem Bachlauf in Verbindung stehenden Sees, dessen Wasserkörper eine trichterförmig in den Talboden eingelassene Hohlform füllt. In der Nachbarschaft sind weitere Seen des gleichen Typs anzutreffen. Sie haben einen Durchmesser von 10-15 m und sind 1-3 m tief, d. h. wesentlich tiefer als der Bachlauf. Bei einigen finden sich Spuren eines mittlerweile kollabierten Ringwalles. Der nahezu vegetationsfreie Permafrosthügel besteht aus schluffreichen Sanden mit einzelnen Steinen. An der Hügeloberfläche haben Frosthebungs- und Abspülungsprozesse zu einer Anreicherung von scharfkantigem Verwitterungsschutt geführt. Die Auftauschicht war zum Zeitpunkt der Grabungen etwa 70 cm mächtig.

Die runden, einst wallumgebenen Seen sind wahrscheinlich den bereits aus dem Rakkasjäkka-Haupttal (Rakkaslako II und III) beschriebenen Ringwallseen vergleichbar. Sie sind wie dort als fortgeschrittene Zerfallsstadien größerer minerogener Permafrosthügel zu deuten. Der am Rande des markantesten Ringwallsees entwickelte, schuttbedeckte, von tiefen Spalten durchzogene Permafrosthügel ähnelt in seinen Lagemerkmalen dem von MALMSTRÖM & PALMÉR (1984), ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986) und MALMSTRÖM (1987) vom Rande eines Ringwallsees auf der Rakkaslako II-Verebnung beschriebenen, zwischen 1978 und 1986 existierenden Permafrosthügel (vgl. Foto 38). Er belegt, dass zumindest in einigen Ringwallabschnitten Permafrost vorhanden ist. Die Morphogenese der beiden Hügelformen dürfte ähnlich verlaufen sein.

Eine Klassifizierung der kleinen Hügel als Frostblister, entstanden durch Injektionseisbildung, erscheint angemessen. Spätere Kontrollbesuche im Talabschnitt zeigten deutliche Veränderungen an den Permafrosthügeln. Waren zwischen 1985 und 1987 überhaupt keine Veränderungen zu erkennen, so waren 2002 alle rein minerogenen, torf- und vegetationsfreien Hügel verschwunden. Ihre ehemalige Lage war morphologisch nicht mehr feststellbar. 2004 waren noch zwei vegetations- und torfbedeckte Hügel in stark kollabiertem Zustand erhalten. 2009 waren alle Permafrosthügel im Tal verschwunden. Bis 2011 hatten sich keine neuen Hügel gebildet. Trotz vergleichbarer Morphogenese hatten die Frostblister in diesem Hochtal etwas länger überdauert als die Frostblister auf der Rakkaslako II-Verebnung, möglicherweise aufgrund der größeren Höhenlage (1 000 m gegenüber 875 m ü. M.), niedrigeren Sommertemperatur, dünneren winterlichen Schneedecke und größeren Wind- und Kälteexposition im Winter.



Foto 45: Querprofil durch einen spaltenreichen Permafrosthügel (Frostblister) am Rande einer trichterförmig in den Talboden eingelassenen, wassergefüllten Thermokarstsenke im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales. Der Hügel besteht aus schluffreichen Sanden mit einer frostdynamisch und ablual bedingten oberflächennahen Stein- und Blockanreicherung. 19.8.1987

3.2.2. Staloluokta (Padjelanta)

Das Arbeitsgebiet bei Staloluokta im Padjelanta Nationalpark (vgl. Abb. 23) wurde ausgewählt, da dort bereits in den frühen 1960 er Jahren einschlägige Untersuchungen durchgeführt worden sind (vgl. RAPP, GUSTAFSSON & JOBS 1962, RAPP & ANNERSTEN 1969, WHITE, CLARK & RAPP 1969, RAPP & CLARK 1971). Die Beschreibungen und Fotos gestatten, ergänzt durch spätere Berichte (vgl. u. a. MELANDER 1975, ZUIDHOFF 1999, 2003a, 2003b, ZUIDHOFF & KOLSTRUP 2005, WESTIN 2000, WESTIN & ZUIDHOFF 2001), eine Rekonstruktion der Permafrostverhältnisse und Palsamorphodynamik über einen Zeitraum von rund 50 Jahren in einem recht abgelegenen periglaziären Hochgebirgsmilieu. Aus Naturschutzgründen konnten im Unterschied zu den übrigen Arbeitsgebieten keine Grabungen und Bohrungen durchgeführt werden. Das Beobachtungsmaterial aus fünf Jahrzehnten liefert jedoch ein recht genaues Bild der dortigen Landschaftsentwicklung im Hinblick auf einen möglichen Klimawandel.

Der Padjelanta Nationalpark befindet sich nördlich des Polarkreises an der schwedisch-norwegischen Grenze. Er umfasst ein welliges Hochland mit breiten Talböden und zwei großen Seen - Virihaure und Vastenjaure - unweit der norwegischen Grenze. Das Gebiet bildet ein lokales Becken von rund 40 km Durchmesser innerhalb der Skanden. Der Beckenboden liegt in 580-900 m Höhe ü. M. Das Becken ist allseits von hohen, teilweise vergletscherten Bergen umgeben. Das Sulitelma-Massiv im Westen erreicht Höhen von rund 1 900 m ü. M., das Sarek-Massiv im Osten (1 900-2 100 m ü. M.) sowie hohe Berge im Süden und Norden schließen den Beckenrand nahezu vollständig. Daraus ergibt sich eine Lage im Windund Regenschatten, vor allem für Winde aus Westen und Osten. Das Klima ist folglich recht kontinental, obwohl die nächstgelegenen norwegischen Fjorde im Westen nur rund 40 km entfernt sind. Die kombinierte Wirkung von Regenschatten und kalter, aus dem vergletscherten Sarek-Massiv herabströmender Luft (Fallwinde) lässt auf ein windiges, kaltes und trockenes Klima schließen. Die Festgesteine, vornehmlich Phyllite, Glimmerschiefer und Kalksteine, werden in den see- und moorreichen Tälern weithin von quartären Lockersedimenten verhüllt. Moränenmaterial findet sich morphologisch als End- und Seitenmoränenwälle sowie als Grundmoränendecke. Glazifluviale Ablagerungen bilden Terrassen und mehrere Kilometer lange, geschlängelte Osrücken. An den Talflanken sind stellenweise schluffreiche Eisstauseesedimente erhalten. Die Torfablagerungen in den zahlreichen kleinen Mooren erreichen Mächtigkeiten von bis zu 1 m. Die Talhänge sind oftmals von Gelisolifluktionsdecken und Sturzschutt bedeckt. Auf Rundhöckern und höher gelegenen eisüberschliffenen Felspartien findet sich häufig nur eine dünne Blockstreu. Das Becken war während des Pleistozäns mehrmals vergletschert, wobei jede Vereisung die Ablagerungen der vorausgegangenen Vergletscherung überprägt und teilweise wieder abgetragen hat. Daher stammen die meisten glaziären Formen und Sedimente aus der letzten, weichselzeitlichen Vereisung, die im Gebiet vor rund 8 500 Jahren B.P. endete (vgl. ULFSTEDT 1976).

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich vom Lappendorf Staloluokta am Südostende des Virihaure-Sees rund 13 km in südöstlicher Richtung bis zum Leltivarre-Berg (1 088 m). Die südwestliche Begrenzung bildet der Höhenzug des Kierkevare (1 639 m), die nördliche der Stuor Liemak (1 085 m). Das darin eingeschlossene breite, mit glaziären, glazifluvialen und glazilakustrinen Sedimenten verfüllte Tal wird durch die

103

Bäche Puolejokk und Ridojokk Richtung Virihaure entwässert. Die von der Bergbirke *Betula pubescens* ssp. *czerepanovii* gebildete Waldgrenze verläuft, je nach Exposition und Substrat, in Höhenlagen zwischen 600 m und 650 m ü. M. Der weitaus größte Teil des Arbeitsgebietes befindet sich oberhalb der Waldgrenze. Die Vegetation besteht vornehmlich aus Zwergstrauchheiden, Gräsern, Moosen und Flechten; in feuchten Schutzlagen entlang der Bachläufe wächst dichtes, üppiges Weidengebüsch (unteralpine Vegetationsstufe).

Das Temperatur- und Niederschlagsregime im Arbeitsgebiet lässt sich nur schwer einschätzen, da die nächst gelegene, vom schwedischen Energieversorger Vattenfall betriebene Wetterstation Staloluokta rund 23 km weiter westlich und in rund 130 m tieferer Lage gelegen ist. Sie befindet sich rund 16 km westlich des Lappendorfes Staloluokta am Ufer des 107,6 km² großen Virihaure-Sees (67° 22'N, 16° 20'E, 600 m ü. M.). Das Klima ist dort maritimer als im Puolejokk-Ridojokk-Gebiet. Die Temperaturkarte im schwedischen Nationalatlas gibt für die Region eine geschätzte Jahresmitteltemperatur von -3 °C bis -4 °C an (vgl. RAAB & VEDIN 1995). Die Niederschlagswerte sind zwischen dem Virihaure-See und dem vergletscherten Sarek-Massiv aufgrund des Regenschatten-Effektes deutlich geringer als die Angaben in den regionalen Karten vermuten lassen (vgl. RAPP & ANNERSTEN 1969). Die Jahresmitteltemperatur für die kurze Meßperiode 1987-1999 betrug an der Wetterstation -0,4 °C (vgl. Tab. 8-12). Der Juli ist mit 9,8 °C der wärmste Monat, der Februar mit -9,1 °C der kälteste. Fröste können das ganze Jahr über auftreten, sind im Juli-August aber selten. Die mittlere jährliche Niederschlagssumme belief sich 1987-1994 auf 437 mm, wobei die Monate Dezember-Januar und Juli-August am niederschlagsreichsten waren. Es handelt sich um ein ET-Klima, das im untersuchten Talabschnitt noch kontinentaler ist als diese Werte vom Ufer des Virihaure vermuten lassen. Eine Extrapolation der Temperaturdaten von Staloluokta ergibt für die 700-800 ü. M. gelegenen Talabschnitte des Arbeitsgebietes eine Jahresmitteltemperatur von -1 °C bis -2 °C. WESTIN & ZUIDHOFF (2001) ermittelten für einen Palsa im Arbeitsgebiet (725 m ü. M.) für den Zeitraum 29.8.1997-13.8.1998 eine Mitteltemperatur von -1, 23 °C, während die Wetterstation Staloluokta einen Mittelwert von -0,06 °C (29.8.1997-29.8.1998) registrierte. Obwohl sich die Vergleichsmessungen nur über ein Jahr erstreckten, liefern sie jedoch erste Anhaltspunkte über die Größenordnung der Temperaturunterschiede zwischen der Station am Virihaure und den höheren Tallagen im Arbeitsgebiet. Auf der Basis dieses Vergleichs gehen WESTIN & ZUIDHOFF (2001) für die Palsa-Lokalität für den Zeitraum 1994-1998 von einer Jahresmitteltemperatur von -1,4 °C, einer Julimitteltemperatur von 9,4 °C und einer Januarmitteltemperatur von -9,6 °C aus. Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge beläuft sich den beiden Autoren zufolge auf 549 mm.

Permafrostboden tritt vornehmlich in Gestalt von Palsas in den Moor- und Sumpfgebieten entlang der Bachläufe Gieddejokk, Puolejokk und Ridojokk auf, vom Ufer des Virihaure (580 m) bei Staloluokta bis in Höhen von rund 800 m ü. M. Darüber begrenzt das Fehlen einer ausreichend mächtigen Torfdecke die Palsaentwicklung und -erhaltung. Ob die zahlreichen fossilen Eiskeilpolygonfelder noch von Permafrost unterlagert sind, ist ungewiß. RAPP, GUSTAFSSON & JOBS (1962), RAPP & ANNERSTEN (1969) und RAPP & CLARK (1971) entdeckten anhand von Luftbildern mehr als 50 kleine Polygonfelder im Arbeitsgebiet und untersuchten diese im Gelände. Die Polygonnetze sind auf wind- und kälteexponierten, feinmaterialreichen Moränenrücken sowie auf Terrassenresten aus schluffreichen Eisstausee-Sedimenten entwickelt. Bei Grabungen und Bohrungen in den Jahren 1963, 1964 und 1967 wurde Permafrost bis in Tiefen von mindestens 4 m angetroffen (vgl. RAPP & CLARK 1971). Dagegen fehlte Permafrost unter dem Boden einer benachbarten, im Winter schneegefüllten Ravine. Nach dem Modell von KING (1984) dürfte auch das Festgestein in den höheren Lagen des Kierkevare-Höhenzuges, der das Arbeitsgebiet nach Südwesten begrenzt, vom Permafrost durchsetzt sein. Permafrostboden tritt in Höhenlagen über 1 200 m ü. M. vermutlich weit verbreitet auf, zumindest in Nordostauslagen. Darauf deuten die zahlreichen perennierenden Schneefelder im Umkreis des Jungajavre-Bergsees (1 232 m). Die Höhenstufe des kontinuierlichen alpinen Permafrostbodens, in der Permafrostboden nahezu geschlossen auftritt, wird am Berggipfel (1 639 m) wohl nicht ganz erreicht.

Die Palsas entlang des Puolejokk-Bachlaufes wurden erstmals von WHITE, CLARK & RAPP (1969) beschrieben. Sie bilden flache Plateaus oder einzelne domförmige Hügel (Kuppelpalsas) im Moor. Der Grundriß ist rund, langgestreckt oder unregelmäßig gestaltet (Plateaupalsas), bei den Kuppelpalsas über-

wiegend kreisrund bis oval. Die Palsahöhe beträgt 50-80 cm, bei den Plateaupalsas 100-150 cm. Unter der oberflächlichen, 30-60 cm mächtigen Torfdecke finden sich sandige Grundmoränenablagerungen und glazilakustrine Sande. Bei den Felduntersuchungen zwischen 1963 und 1967 zeigten viele Palsas Anzeichen eines beginnenden Zerfalls. In einem kleinen Moor im Gabelungsbereich der Bäche Puolejokk und Eltijokk existierten damals 18-20 m große, isoliert angeordnete, domförmige Palsas mit Längen von mehr als 7 m und Höhen über 80 cm (vgl. WHITE, CLARK & RAPP 1969). Auch hier fanden sich Kollapsspuren. 1973 waren die meisten der oval gestalteten Palsas zerfallen; an ihre Stelle waren kleine Teiche getreten, die von niedrigen Ringwällen aus Torf umgeben waren. Bei einem Palsarelikt war die Torfdecke bis auf 10 cm abgetragen worden (vgl. MELANDER 1975). MELANDER vermutet, dass die Palsas in den frühen 1960 er Jahren angelegt worden sind, da sie 1963 noch von der hellen, durch die Heraushebung über die Mooroberfläche abgestorbenen, hygrophilen Vegetation bedeckt waren. Während der Untersuchungen von WESTIN & ZUIDHOFF 1997-1998 waren alle Palsas im Moor zerfallen; die an ihre Stelle getretenen Tümpel waren nicht mehr von Ringwällen umgeben. Rund 1 km südlich dieses Moores waren in einem trockenen Milieu noch einige Palsas mit einer sehr dünnen Torfdecke (5 cm) erhalten (vgl. WESTIN & ZUIDHOFF 2001).

Von August 1997 bis August 1998 wurde das Bodentemperaturregime in zwei Palsas am Oberlauf des Puolejokk-Baches am Fuße des Kierkevare-Höhenzuges näher untersucht (vgl. WESTIN & ZUIDHOFF 2001). Die Messungen wurden in einem 100 x 50 m großen, 135 cm hohen Plateaupalsa mit 30-55 cm mächtiger Torfdecke, die von schluffigen Sanden unterlagert ist, durchgeführt (725 m ü. M.). Ferner wurde ein 20 x 7 m großer, 135 cm hoher Palsa mit 5 cm dünner Torfhülle (730 m ü. M.) studiert; das minerogene Substrat unter der Torfdecke ist auffällig grobkörnig mit einem Ton- und Schluffanteil von nur 7 %. Bei beiden Palsas nahmen die Bodentemperaturen gegen Ende des Sommers langsam ab. Von Mitte Oktober bis Ende Mai lagen sie unter 0 °C. In 75 cm Tiefe waren die Temperaturschwankungen weniger deutlich als nahe der Bodenoberfläche. Die Temperaturen befanden sich dort von Ende Dezember bis Anfang Juni unter 0 °C. Beim Plateaupalsa wurden die tiefsten Temperaturwerte im Februar erreicht, beim Palsa mit dünner Torfhülle Anfang März (-6,6 °C). Ab Ende April nahmen die Temperaturen wieder zu. Erwartungsgemäß waren die Mitteltemperaturen unter der 5 cm dünnen Torfdecke niedriger als unter der 30-55 cm mächtigen Torfhülle. Ferner waren die Minimum- und Maximumtemperaturen weniger extrem. Dies stützt die Annahme vieler Autoren (u. a. SEPPÄLÄ 1988), dass Torf im Sommer eine thermisch isolierende Wirkung hat und bei hinreichender Mächtigkeit den gefrorenen Palsakern vor dem Auftauen schützt. Die Bodentemperaturmessungen von WESTIN & ZUIDHOFF (2001) belegen, dass die Palsas am Puolejokk-Bach bei Staloluokta die Untergrenze der Permafrostverbreitung markieren. Die Temperaturunterschiede im Palsa mit der dünnen Torfhülle zeigen, dass die kuppelförmige Gestalt und das Fehlen einer mächtigen Torfhülle den Palsa äußerst empfindlich auf warme Sommer reagieren lässt. Die Klimasensivität dieses Palsatyps könnte das von WHITE, CLARK & RAPP (1969) und MELANDER (1975) beschriebene Verschwinden ähnlicher Palsas im Laufe der 1960 er Jahre an der Gabelung von Puolejokk und Eltijokk möglicherweise erklären.

Eine von WESTIN & ZUIDHOFF (2000, 2001) erstellte Übersichtskarte zeigt die Verbreitung von Palsas und fossilen Eiskeilpolygonnetzen im Arbeitsgebiet Ende der 1990 er Jahre. Die Verbreitung der Palsas konzentriert sich dabei auf vermoorte oder versumpfte Geländedepressionen entlang des Puolejokk-Baches sowie einige Feuchtgebiete im Umkreis größerer Seen (Luoppal nahe Staloluokta, Kieddaure, Puolejaure). Ein isoliertes Palsavorkommen befindet sich zwischen dem Leltijaure und dem Ridojokk-Bach (vgl. Foto 46). Die Verbreitung erstreckt sich über rund 150 Höhenmeter vom Luoppalsee (knapp 600 m ü. M.) bis zu einigen vermoorten Terrassen am Puolejaure (715-745 m ü. M.). Alle in der Karte vermerkten Palsavorkommen konnten bei der eigenen Feldbegehung im Sommer 2011 wieder aufgefunden werden. Neue Palsavorkommen wurden nicht entdeckt. Hinweise auf die Anlage neuer Palsas im letzten Jahrzehnt fanden sich nicht; ebenso wurden keine embryonalen Palsas mit abgestorbener heller, hygrophiler Moorvegetation entdeckt. Die vorherrschenden flachen, bis zu 1,5 m hohen Plateaupalsas wirkten stabil und wiesen nur an ihren Rändern vereinzelt Anzeichen einer beginnenden Spaltenbildung und Blockerosion auf. Dagegen zeigten die kuppel- und wallartigen, stärker wind- und wärmeexponierten Formvarianten deutliche Erosionsspuren, wobei der minerogene Kern bei einigen Palsas stellenweise zutage trat (Palsas am Puolejaure). In mehreren tiefer gelegenen Mooren am Südwestufer des Kieddaure und am Südufer des Gieddejokk-Baches hatten sich zwischen relativ intakten flachen Plateaupalsas Thermokarsttümpel als Folge einer Permafrostdegradation gebildet (vgl. Foto 47). Einige waren noch von flachen Ringwallfragmenten umgeben; andere Tümpel waren bereits in Verlandung begriffen. Das Fehlen junger embryonaler Palsas in den Mooren lässt vermuten, dass die klimatischen Rahmenbedingungen im untersuchten Talabschnitt in den letzten Jahren für die Anlage neuer Palsas ungünstig waren. Die relativ flachen Plateaupalsas mit 30-60 cm mächtiger thermisch isolierender Torfhülle wirken unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen noch am stabilsten und sind offenbar weniger stark vom Zerfall bedroht wie die flächenmäßig kleineren Kuppelpalsas sowie alle Formvarianten mit sehr dünner Torfbedeckung.



Foto 46: Rand eines singulären, flachwelligen, ca. 80 cm hohen Plateaupalsas in der Tundrenstufe zwischen dem Leltijaure-See und Ridojokk-Bach 10 km südöstlich von Staloluokta im Padjelanta Nationalpark in Nordschweden. Der spaltenarme Palsa ist von einer Laggzone umgeben, wirkt aber stabil und intakt. Nur am östlichen Palsarand finden sich Blockerosion und erste Spuren einer beginnenden Permafrost-Degradation. 24.8.2011



Foto 47: Thermokarst-Terrain am Unterlauf des Puolejokk-Baches ca. 3 km südöstlich von Staloluokta. Die bis zu 1 m hohen, flachwelligen Plateaupalsas im Waldgrenzbereich sind seit den 1980 er Jahren durch rückschreitende Blockerosion an den Plateaurändern weithin kollabiert. Zwischen den noch erhaltenen Palsa-Relikten finden sich zahlreiche Thermokarstteiche, die von den Rändern her erneut von hygrophilen Pflanzen besiedelt werden (Bildmitte). 25.8.2011

3.2.3. Råstojaure – Kilpisjärvi

Das weitläufige Arbeitsgebiet liegt im äußersten Norden Schwedens im Dreiländereck mit Norwegen und Finnland (vgl. Abb. 23). Die westliche und nördliche Begrenzung bildet die Staatsgrenze zu Norwegen. Als Ostgrenze zu Finnland fungieren der Kilpisjärvi-See und der Könkömä-Fluß. Die Südgrenze wird durch den Råsto-See, den Råsto-Fluß (Rostoeatnu) und seinen Vorfluter, den Lainioälv, markiert. Der größte Teil des Untersuchungsgebietes besteht aus welligen, von flachkuppigen Bergzügen und Einzelbergen überragten Hochflächen, an die sich nach Osten das trogförmige Kilpisjärvi-Becken und das breite, waldreiche Könkömä-Tal anschließen. Die 650-800 m ü. M. oberhalb der Waldgrenze gelegene Hochfläche wird vom breiten Kummaeno-Tal in einen nördlichen Abschnitt (Duoibal) und einen südlichen Abschnitt (Råsto-Plateau) gegliedert. Die zahlreichen Hohlformen werden häufig von Seen und Mooren eingenommen. Im Nordwest-Zipfel des Arbeitsgebietes dominieren hingegen alpine Reliefformen. Die vornehmlich NE-exponierten Kare und Trogtäler im Pältsa-, Moskkugaisi-Juoksavatnjunni-Gebiet enthalten noch zahlreiche Gletscher, die über den Kummaeno zum Könkömäälv entwässern. Dieses Gebiet ist tektonisch-geologisch ein Teil der nordskandinavischen Kaledoniden. Der Glintrand verläuft von hier über den Kilpisjärvi-See zum Saana-Berg. Die im Gebirgsvorland im Bereich der Plateaus anstehenden Festgesteine des Fennoskandischen Schildes, vornehmlich Gneise unterschiedlicher Zusammensetzung, Granite, Migmatite, Pegmatite und ultrabasische Ganggesteine, treten nur lokal in situ zutage. Ihr grobkörniger, blockiger Verwitterungsschutt kennzeichnet vor allem die Hänge und Topbereiche der höher aufragenden Berge in Gestalt ausgedehnter Blockfelder. Auf den flachwelligen Hochflächen wird das Gestein hingegen weiträumig von Grundmoränenmaterial sowie glazifluvialen, glazilakustrinen, äolischen und organogenen Ablagerungen (Torfen) überdeckt.

Moränenmaterial tritt hauptsächlich als blockreiche, ungegliederte Grundmoränendecke in Erscheinung, die in Beckenlagen mehrere Meter Mächtigkeit erreichen kann, wie Grabungen und Bohrungen ausweisen. Die Verbreitung markanter End- und Seitenmoränen bleibt auf das rezent vergletscherte Pältsa-Gebiet beschränkt; die Wälle belegen eine ehemals weiter reichende Vergletscherung als gegenwärtig. Auf den Plateauflächen finden sich stellenweise, einzeln oder in Gruppen vergesellschaftet, flache Ringwälle aus Moränenmaterial, deren Genese – glaziär oder periglaziär – nicht immer eindeutig zu klären ist. In den meisten Fällen handelt es sich um Formen der kuppigen Grundmoräne, die durch Ausschmelzen von Toteisresten und laterales Abgleiten der Sedimentbedeckung gebildet worden sind, wie etwa die Ringwälle östlich des Råstojaure. Andere Ringwälle stellen offenbar Relikte von moränenbedeckten Permafrosthügeln dar, wie die Existenz solcher Hügel in unmittelbarer Nachbarschaft der Ringwälle vermuten lässt. Als glazifluviale Ablagerungen sind im Arbeitsgebiet u. a. Oser, Deltas und Kamesterrassen anzutreffen. Die größte Osdichte wird im Nordwesten des Arbeitsgebietes im Vorland des Kaledonischen Gebirges erreicht. Ein besonders langer Oswall erstreckt sich im Kummaeno-Tal über rund 20 km von Pältsa bis nach Kummavuopio. Er spiegelt die südöstlich gerichtete Entwässerung während der Deglaziation wider. An der Einmündung des Kummaeno in den seeartig verbreiterten Könkömäälv sind Deltas in unterschiedlichen Höhenlagen, d. h. unterschiedlichen Alters, anzutreffen. Flußabwärts finden sich weitere glazifluviale Deltas und Kamesterrassen. Zwischen dem Arbujavri-See / Arbuvuopmi-Moor und dem Könkömä-Flußlauf sind glazifluviale Ablagerungen unterschiedlicher Gestalt und Genese erhalten, auf denen sich stellenweise Palsamoore entwickelt haben. Glazilakustrine Ablagerungen in den Tälern von Kummaeno, Könkömäälv und Lainioälv südöstlich des Råstojaure lassen sich als Eisstausee-Sedimente deuten (vgl. ULFSTEDT 1982). Nach dem Abschmelzen der weichseleiszeitlichen Gletscher fielen die vormals als Entwässerungsbahnen dienenden Talböden trocken und unterlagen bei noch fehlender Vegetationsbedeckung der Deflation. Die ausgewehten Sande wurden an den Talhängen in Gestalt von Flugsandfeldern und Dünen akkumuliert, die heute bewachsen sind, aber am Unterlauf des Kummaeno sowie entlang des Könkömäälv stellenweise reaktiviert oder angeschnitten sind, wie z. B. bei Kummavuopio, Keinovuopio, Arbuvuopio und Saarikoski. Auch aus glazifluvialen Oswällen und Deltaablagerungen wurde Feinmaterial ausgeweht und im Lee der Formen wieder akkumuliert. Besonders markante Deflationsflächen finden sich am Südostufer des Råstojaure. Für die Permafrosthügelgenese und verbreitung sind Torfablagerungen aufgrund der thermisch isolierenden Wirkung von im Sommer trockenem Torf von besonderer Bedeutung. Die ausgedehntesten Moore und größten Torfmächtigkeiten sind aufgrund der größten Biomasseproduktivität im Birkenwaldbereich im breiten Könkömätal und am Unterlauf des Kummaeno anzutreffen, wo stellenweise Torfmächtigkeiten von 2-3 m erreicht werden (Oaggujeaggi, Moore zwischen Kummavuopio und Keinovuopio, Arbuvuopmi, Vissatvuopmi südlich von Saarikoski). Mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel und über der Waldgrenze verringert sich die Torfmächtigkeit. In den Geländedepressionen der Hochfläche überschreiten die Torfmächtigkeiten nur selten 1 m; viele Mulden sind bei Torfmächtigkeiten von weniger als 30 cm nur versumpft.

Die nächst gelegenen Wetterstationen befinden sich im finnischen Kilpisjärvi (478 m ü. M.) am gleichnamigen See sowie im schwedischen Naimakka (403 m ü. M.) im Tal des Könkömä-Flusses rund 20 km nördlich bzw. 20 km östlich des Hauptarbeitsgebietes auf der Råsto-Hochfläche. Die näher gelegene Station Saarikoski im Könkömä-Tal arbeitet erst seit 2007 und misst nur Niederschlag; die rund 30 km nordwestlich gelegene norwegische Station Dividalen am Unterlauf des Dividalselv zeichnet sich durch eine wesentlich geringere Höhenlage über dem Meeresspiegel und ein deutlich maritimeres Klima aus.

Während der Normalperiode 1961-1990 betrug die Jahresmitteltemperatur in Kilpisjärvi -2,6 °C (1991-2010: -1,6 °C), in Naimakka -2,7 °C (1991-2010: -2,0 °C) und in Dividalen 0,8 °C (1991-2010: 1,3 °C) (vgl.

Tab. 8-12). In Naimakka ist der Juli mit einem Mittelwert von 11,8 °C (1991-2010: 12,5 °C) der wärmste Monat im Jahr, der Januar mit einem Mittelwert von -15,9 °C (1991-2010: -14,7 °C) der kälteste Monat. Berechnet man die Jahresmitteltemperaturen für die Råsto-Hochfläche mittels Extrapolation des vorliegenden Datenmaterials, ergeben sich Mitteltemperaturen zwischen -3,5 °C und -5,0 °C. Damit zählt das Arbeitsgebiet zu den kältesten Regionen Nordeuropas abseits der höchsten Hochgebirgsgipfel. Fröste können das ganze Jahr über auftreten, sind im Juli und August aber selten. In Kilpisjärvi werden jährlich ca. 250 Frosttage registriert (125 Tage mit Min. <-10 °C), von denen ca. 95 Frostwechseltage und ca. 155 Eistage sind (Normalperiode 1961-1990, vgl. MEIER 1999). Mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel ist mit einer Verschärfung des Frostklimas und einer Abnahme der Frostwechseltage zugunsten der Eistage zu rechnen. Für die zentralen Teile der Råsto-Hochfläche sind daher ca. 170 Eistage pro Jahr zu erwarten. Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge (Normalperiode) betrug in Kilpisjärvi 413 mm (1991-2010: 516 mm), in Naimakka 428 mm (1991-2010: 457 mm). Diese Werte dürften auf der höher gelegenen, häufig in Nebel gehüllten Råsto-Hochfläche übertroffen werden. Der meiste Niederschlag fällt im Juli-August, der wenigste im Februar-März. Der Schneeanteil beläuft sich auf knapp 50 %, wobei an 220-230 Tagen im Jahr eine geschlossene Schneedecke liegt. Das Datenmaterial der Stationen Kilpisjärvi und Naimakka kennzeichnet vornehmlich das Df-Klima in der Birkenwaldstufe. Oberhalb der in 500-650 m ü. M. verlaufenden Waldgrenze herrscht ein ET-Klima mit strengen Wintern und kühlen Sommern. Dort erhöhen sich nicht nur die jährlichen Kältesummen und Frostintensitäten als Ausdruck der Schärfe des Frostregimes, sondern auch die Windgeschwindigkeiten. Stärker exponierte Reliefpartien werden in der Tundrenstufe im Winter schneefrei geblasen, so dass der Frost tief in den Boden eindringen kann. Damit sind günstige Voraussetzungen für die Bildung und Erhaltung von Permafrostboden gegeben. Der größte Teil des Arbeitsgebietes ist oberhalb der Waldgrenze gelegen. Die Verbreitung von Birkenwald beschränkt sich im Wesentlichen auf die breiten Täler des Kummaeno und des Könkömäälv sowie die nordöstlich exponierten, zum Kilpisjärvi-See abfallenden Hänge des Duoibal-Plateaus. In feuchten Schutzlagen oberhalb der Waldgrenze, insbesondere entlang von Bachläufen, findet sich stellenweise dichtes Weidengebüsch. Die nicht von Seen eingenommenen Mulden der Tundrenstufe sind zumeist vermoort oder versumpft, während die höher aufragenden Berge an ihren sanft auslaufenden Unterhängen eine niedrige Zwergstrauchvegetation aufweisen. Die Gipfelbereiche der höchsten, in die Frostschuttstufe hinein reichenden Berge und Bergzüge sind von Blockfeldern bedeckt, in denen gelegentlich das im Untergrund anstehende Festgestein zutage tritt.

Die genaue Verbreitung von Permafrostboden im Arbeitsgebiet ist nicht bekannt. Als zuverlässige geomorphologische Permafrostindikatoren finden sich Palsas selbst in den tiefsten Lagen am Könkömäälv (ca. 400 m ü. M.). Nach dem Modell von KING (1984) wird die Untergrenze des fleckenhaft verbreiteten diskontinuierlichen Permafrostbodens dort bereits überschritten, während die Untergrenze des weit verbreiteten diskontinuierlichen Hochgebirgspermafrostes im Raum Kilpisjärvi in einer Höhenlage um 750 m ü. M. zu erwarten ist (vgl. MEIER 1997, 1999). Die Untergrenze des kontinuierlichen Permafrostbodens wird am Saana-Berg (1 029 m) bei Kilpisjärvi vermutlich nicht erreicht. Messungen der Basistemperatur der winterlichen Schneedecke (BTS) am Saana deuten auf das Vorkommen von fleckenhaftem Permafrost erst in Höhenlagen von 700-900 m ü. M. und von weit verbreitetem, diskontinuierlichem Permafrost im darüber gelegenen Gipfelbereich des Berges (vgl. KING & SEPPALA 1987, 1988). Oberhalb 840 m ü. M. ist den genannten Autoren zufolge auch das Festgestein stellenweise 50-60 m tief vom Permafrost durchsetzt. Die 1 400-1 500 m ü. M. aufragenden Berge im Nordwest-Zipfel des Arbeitsgebietes könnten mit ihren unvergletscherten Gipfelbereichen bis in die Höhenstufe des kontinuierlichen Permafrostbodens hineinreichen. Nach dem Modell von KING (1984) befindet sich das gesamte Arbeitsgebiet in der Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens, wobei sich die höchsten Berge an der schwedischnorwegischen Staatsgrenze möglicherweise bis in die Stufe des kontinuuierlichen Permafrostbodens erstrecken.

In der Wald- und in der Tundrenstufe im Raum Råstojaure-Kilpisjärvi ist ein äußerst vielfältiges Permafrosthügel-Inventar ausgeprägt. In den weitgespannten, im Birkenwald gelegenen Moorgebieten am Kummaeno und Könkömäälv dominieren traditionelle, torfbedeckte Palsas, die in zahlreichen Formvarianten und Abmessungen in Erscheinung treten. Auf den Terrassen am Könkömäälv bilden ausgedehnte Plateaupalsas den vorherrschenden morphologischen Palsatyp. Als Moorunterlage fungieren zumeist schluffreiche glazifluviale und fluviale Sande, gelegentlich auch schluffig-sandige Fein- und Mittelkiese, wie im ca. 10 km² großen Palsamoor Vissatvuopmi bei Saarikoski. Die Torfmächtigkeit beträgt 0,5-1,5 m, stellenweise bis zu 2 m. Die Höhe dieses Palsatyps überschreitet nur selten 2 m. Auf den flachwelligen Palsaoberflächen finden sich mitunter kleine, bis zu 1 m tiefe Thermokarsttümpel als Indiz einer beginnenden lokalen Bodeneisauflösung. Ansonsten konzentriert sich die Erosion auf die Plateauränder; die Ränder der höchsten Plateaus weisen steile Erosionshänge auf, die sukzessive zurückverlegt werden und an einigen Stellen bogenförmig in den Palsakörper zurückgreifen. Dennoch wirken die Plateaupalsas relativ stabil und intakt. Seit Anfang der 1980 er Jahre haben keine wesentlichen morphologischen Veränderungen stattgefunden. Wo die Moore von besonders feinkörnigen, ton- und schluffreichen, frostempfindlichen, minerogenen Sedimenten unterlagert sind, werden die flachen, niedrigen Plateaupalsas zumeist von höheren Kuppel- und Komplexpalsas abgelöst. Diese Sedimente weisen einen höheren Eisgehalt auf, der eine größere Aufwölbung der Ablagerungen einschließlich der überlagernden Torfe zur Folge hat. Die Kuppel- und Komplexpalsas erreichen dadurch Höhen von 3-4 m. Eindrucksvolle Beispiele für derartige Palsas sind in den weitläufigen Moorgebieten am Könkömäälv zwischen Keinovuopio und Kummavuopio entwickelt. Die Moore befinden sich zu beiden Seiten des rezenten Flusslaufes sowie mehrerer abgeschnürter Flussarme und Seen (Saivos) in einer Höhenlage von 460-480 m ü. M. Die wenige Dezimeter bis 1,6 m mächtigen Torfablagerungen werden von sandig-schluffigen bis tonig-schluffigen lakustrinen Sedimenten unterlagert. Die sehr feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimente und der reichhaltige Wasserzuzug aus den nahe gelegenen Wasserkörpern hat die Eisbildung in den Ablagerungen und die Entwicklung relativ hoher Palsas begünstigt. Diese sind der Erosion stärker ausgesetzt als die flachen Palsas auf den höheren Terrassenniveaus. Im Laufe der letzten drei Jahrzehnte sind zahlreiche hohe Palsas zerfallen. Die noch existierenden Palsas weisen hohe Thermoerosionshänge mit vorgelagerter Laggzone auf. Die Permafrosttafel befindet sich bei den meisten Palsas bereits unterhalb der thermisch schützenden Torfdecke im Mineralboden, was den Palsazerfall beschleunigen dürfte. Einige Palsas sind fast ganz zerfallen und nur noch als Relikte im Zentrum von Thermokarstseen erhalten. Den Beobachtungen zufolge wurden zwischen 1982 und 1989 fast jährlich neue Palsas gebildet, die mehrere Jahre überdauerten. Bis 1993 waren alle jungen Palsas aus den 1980 er Jahren wieder zerfallen. Ab 1995 beschleunigte sich der Zerfall der höheren Kuppel- und Komplexpalsas. Neue Palsas wurden seitdem nicht mehr angelegt. Ähnliche Verhältnisse wurden im Palsamoor Oaggujeaggi am Unterlauf des Kummaeno angetroffen. Dort sind inzwischen fast alle höheren Palsas kollabiert und durch Thermokarstseen ersetzt worden, während die flachen Plateaupalsas noch relativ stabil wirken. Während die vorherrschenden Plateaupalsas kaum Erosionsspuren aufweisen, unterliegen die Kuppel- und Komplexpalsas am Arbujoki und Suvijoki deutlich dem Zerfall. Dies tritt am Nordwestrand des Moores besonders auffällig in Erscheinung. Der von Kummavuopio zum Arbujavri-See und weiter zum Råstojaure führende Wander- und Schneemobilweg ist dort, wo er das Arbuvuopmi-Moor quert (Arbujoki-Brücke), inzwischen kaum noch begehbar. Das in den 1980 er Jahren leicht begehbare, feste Permafrostterrain (Kuppel- und Komplexpalsas) ist einer Thermokarst-Landschaft gewichen. Die meisten Palsas sind zerfallen oder nur noch als permafrostfreie Relikte erhalten. An die Stelle der ehemaligen Palsas ist ein tiefgründiges, im Sommer schwer passierbares Moor getreten, wobei sich der Verlauf des ehemaligen Weges nur noch anhand der umgestürzten Scooter-Weg-Markierungen rekonstruieren lässt. Der Zerfallstrend ist bei allen höheren Palsas in der Birkenwaldstufe zu beobachten, wie fast jährliche Kontrollbesuche in den Mooren am Könkömäälv, insbesondere im Raum Kummavuopio-Keinovuopio, ausweisen. Da zugleich keine neuen Palsas mehr angelegt werden, scheint diese Entwicklung in den tiefer gelegenen Palsamooren des Arbeitsgebietes klimainduziert zu sein.

Oberhalb der Waldgrenze nehmen die Torfmächtigkeiten ab. Die Verbreitung von Mooren beschränkt sich auf den unteren Abschnitt der Tundrenstufe, dessen Obergrenze auf dem Råsto-Plateau in einer Höhenlage von 700-750 m ü. M. verläuft. Die im Vergleich zu den Mooren der Birkenwaldstufe kleinflächigen Moore befinden sich zumeist am Rande von Seen in Beckenlagen. Dort sind häufig feinkörnige Sedimente glazifluvialen und glazilakustrinen Ursprungs als Moorunterlage anzutreffen, während die Hänge am Rande der Becken von blockreicher Grundmoräne oder feinmaterialarmen Blockfeldern bedeckt sind. In vielen Mulden beträgt die Torfmächtigkeit selbst in den zentralen Abschnitten nur wenige Dezimeter. Am Grunde anderer Senken haben sich – begünstigt durch die schluffig-sandigen, stein- und blockreichen Grundmoränen-Ablagerungen, Staunässe über dem anstehenden, wasserundurchlässigen Fels sowie das strenge Frostregime – polygonale Steinnetzwerke und andere Strukturboden-Varianten entwickelt. Substrat und Landschaft auf der zentralen Råsto-Hochfläche sind weithin durch frostdynamische Prozesse geprägt. Dies gilt in besonderem Maße für die Seenlandschaft am Südostrand des Råstojaure sowie die flachwelligen, vermoorten oder versumpften Plateauabschnitte an den Geatkejavrrit-(Kätkijärvet-) und Cuollujavrrit-Seen. Dort findet sich ein breites Spektrum an frostdynamisch entstandenen Permafrosthügeln. Einige von ihnen treten durch ihre morphologischen Merkmale, ihre erheblichen Abmessungen, ihre von der Umgebung abweichende Substratzusammensetzung und ihre Vegetationsbedeckung im Landschaftsbild markant in Erscheinung.

Zu den auffälligsten und interessantesten Hügelformen auf dem Råsto-Plateau zählen zweifellos die Permafrosthügel im Kätkijärvet-Gebiet. Sie befinden sich in einer Höhenlage von 730-740 m ü. M. am Grunde mehrerer vermoorter oder versumpfter Geländedepressionen in unmittelbarer Nachbarschaft zu Seen und Bachläufen. Die Hügel sind sowohl in Gruppen vergesellschaftet als auch einzeln anzutreffen. Zwei Hügelgruppen wurden näher untersucht. Die eine Hügelgruppe ist am Nordwestende des 1,2 km langen, schmalen östlichsten Sees der Kätkijärvet-Seengruppe entwickelt, die andere am Westende des südlichsten Sees. Beide Hügelgruppen liegen an der Einmündung von Bächen in die Seen. Die südliche Hügelgruppe wurde erstmals von LAGERBÄCK & RODHE (1985, 1986) beschrieben, danach von MEIER (1988/89). Die eigenen Ergebnisse basieren auf Feldstudien während der Sommer 1986 und 2012 sowie der Auswertung von Satellitenbildern aus dem Jahre 2010. Der lange Zeitraum von 26 Jahren zwischen den Felduntersuchungen gestattet eine Vergleichsanalyse der Morphologie und Vegetationsbedeckung der Hügel und liefert dadurch wichtige Hinweise auf mögliche Veränderungen sowie die Morphodynamik der Hügel.

Die nördliche Formengruppe besteht aus 5 Hügelvollformen und 3 Ringwallseen, die entlang eines kleinen, in den See einmündenden Bachlaufes entwickelt sind (vgl. Foto 48). In der nördlich anschließenden vermoorten Senke sind weitere Hügel und Ringwallseen anzutreffen, ebenfalls in unmittelbarer Nachbarschaft zu Fließgewässern. Darüberhinaus sind Ringwälle und Ringwallrelikte zu beobachten, die vermoorte Mulden umgeben, die sich unter Berücksichtigung der Vegetation als verlandete Ringwallseen deuten lassen. Der Durchmesser der Hügelvollformen ist größer als derjenige der Ringwallseen; dennoch lassen sich letztere aufgrund ihrer unmittelbaren Nähe zu den Hügeln als sehr weit fortgeschrittene Zerfallsstadien solcher Hügel interpretieren. Diese Vermutung wird auch durch Beobachtungen an den Rändern der Hügelvollformen gestützt: Wo diese der (Block-) Erosion unterliegen, sind distal zu den entstandenen Wasserrinnen (Palsalaggzone) niedrige Wallformen erhalten. Die Hügel haben Durchmesser von 30-70 m und Höhen von maximal 3 m. Der am dichtesten an der Bachmündung gelegene, am stärksten im Zerfall begriffene Hügel ist 2 m hoch und hat einen Durchmesser von 32 x 16 m. Der nur durch eine schmale Rinne davon getrennte, nördlich angrenzende Hügel weist eine Höhe von 3 m und einen Durchmesser von 67 x 66 m auf. Einige im Zentrum und am Nordwestrand des Moores gelegene Hügel nehmen zwar größere Flächen ein, erreichen aber auch nur Höhen von maximal 3,0-3,5 m. Sie zeichnen sich durch eine plateauförmige Gestalt aus, während die Hügel an der Bachmündung einen schild- bis kuppelförmigen Aufriß aufweisen. Alle Hügel zeigen Anzeichen von Erosion. Diese konzentrieren sich vornehmlich auf die Hügelränder. Die Erosion ist beim seenächsten Hügel am weitesten fortgeschritten. Der Hügel ist bereits in mehrere Teile zerfallen, die durch Wasserrinnen getrennt werden. In Bachnähe hat sich ein breiter Palsalagg gebildet. An der Oberfläche der anderen Hügel finden sich stellenweise schmale Risse und bis zu 5 cm breite Spalten, die eine Tiefe von maximal 50 cm erreichen. Die Vegetation der Hügel ist xerophil und unterscheidet sich darin von derjenigen der umgebenden Moorflächen. Sie besteht hauptsächlich aus Zwergsträuchern wie Betula nana (Zwergbirke) und Empetrum hermaphroditum (Zwittrige Krähenbeere) sowie verschiedenen Moosen und Flechten. Auf mehreren Hügeln findet sich stellenweise Rubus chamaemorus (Moltebeere).

Die Hügel sind von einer Torfdecke unterschiedlicher Mächtigkeit bedeckt. Sie ist auf den Hügeln in den tiefgründigeren zentralen Moorabschnitten bis zu 70 cm mächtig, dünnt an den Moorrändern aber deutlich aus. Auf den Hügeln am Unterlauf des kleinen, das Moor entwässernden Baches tritt stellenweise der Mineralboden der Moorunterlage zutage. Es handelt sich um schluffig-sandige, stein- und blockreiche Grundmoränen-Ablagerungen. Bei Torfmächtigkeiten um 50 cm befand sich die Permafrosttafel Ende September 1986 bei allen untersuchten Hügeln im Kontaktbereich Torf / Mineralboden. Anfang September 2012 betrug die Auftautiefe hingegen – vermutlich als Folge des kalten Frühjahrs und kühlen Sommers - nur 40-45 cm, d. h. die Permafrosttafel befand sich im unteren Abschnitt der Torfdecke. Ob später eine weitere Absenkung bis in den Mineralboden unterhalb der Torfhülle stattgefunden hat, kann aufgrund des kalten, frostreichen September- und Oktoberwetters angezweifelt werden. An Plätzen, an denen die thermisch isolierende Torfdecke nur sehr dünn war oder gar fehlte, war das Substrat 45-50 cm tief aufgetaut. Insgesamt waren die Auftautiefen 2012 sowohl auf den verschiedenen Abschnitten eines einzigen Hügels als auch von Hügel zu Hügel erstaunlich einheitlich trotz Unterschieden bezüglich Exposition, Vegetationsbedeckung und Substrateigenschaften. Die Mächtigkeit der Grundmoränenlage variiert bei den untersuchten Hügeln entlang des Bachlaufes zwischen wenigen Dezimetern und mehr als 1 m. Ebenso variiert ihre Körnung, insbesondere ihr Schluffgehalt. Die Grundmoräne wird von tonig-schluffigen, vermutlich glazilakustrinen Feinsedimenten unterlagert, die sich durch einen hohen Eisgehalt in Gestalt von dünnen Eislamellen sowie mächtigeren Eislinsen und -lagen auszeichnen. Im Bereich des Moorwasserspiegels wurden stellenweise mächtige, horizontal verlaufende Eisschichten und -bänke angetroffen, ein Bauplan, der stark an den Aufbau der gefrorenen Palsa-Mineralbodenkerne an den inneren Fjorden Ostfinnmarks erinnert (vgl. Foto 49, Abb. 31).



Foto 48: 2-3 m hohe torfbedeckte Palsas und Ringwallseen an einem kleinen Bachlauf am Nordende des östlichsten der Kätkijärvet-Seen im nördlichsten Schweden (Luftbild). Die Hügel sind im oberen Abschnitt der Tundrenstufe nahe der Bachmündung entwickelt. Erosionserscheinungen finden sich nur an den Palsarändern. Die Ringwallseen repräsentieren fortgeschrittene Zerfallsstadien älterer, vergleichbarer Hügelformen. 4.9.2012



Foto 49: Grabung am Rande eines 3 m hohen Palsas nahe der Bachmündung in den östlichsten Kätkijärvet-See. Die ca. 50 cm dicke, vegetationsbedeckte Torfhülle des Palsas umschließt einen mächtigen Mineralbodenkern. Die Auftautiefe beträgt 40-45 cm; die Permafrosttafel verläuft konform zur Palsaoberfläche im Torf. Der minerogene Palsakern besteht aus gefrorener, schluffig-sandiger, stein- und blockreicher Grundmoräne, die von höchst frostempfindlichen, tonig-schluffigen Sedimenten mit einem hohen Eisgehalt unterlagert wird. Im Bereich des Moorwasserspiegels finden sich mehrere Dezimeter mächtige Eisschichten. 4.9.2012



Abb. 31: Querprofil durch einen Permafrosthügel mit Torfbedeckung im Kätkijärvet-Gebiet



Foto 50: Ringwallsee (Durchmesser ca. 20 m) nahe der Palsagruppe am Nordende des östlichsten der Kätkijärvet-Seen (Luftbild). Der Ringwallsee ist ähnlich den Palsas in Bachnähe entwickelt. Der grasbewachsene minerogene Wall ist 5-6 m breit und bis zu 1 m hoch. Er zeichnet sich durch einen flachen Innenhang und einen steileren Au-Benhang aus. Der Wall enthält zahlreiche tangential angeordnete Spalten und unterliegt der Blockerosion. Der Wasserkörper des Sees ist muldenförmig in den Talboden eingesenkt; der Wasserspiegel befindet sich ca. 0,5 m über der Ringwallumgebung. 2.9.2012

Die kreisrunden bis leicht ovalen Ringwallseen haben einen Durchmesser von 12-20 m. Die umgebenden Ringwälle sind 3-6 m breit und bis zu 1 m hoch. Sie zeichnen sich durch einen flachen Innenhang und einen steileren Außenhang aus. Der größte, südwestlich des Bachlaufes gelegene Ringwall ist von dichtem, bis zu 1,2 m hohem Weidengebüsch bestanden, während in der Umgebung eine niedrige Grasvegetation vorherrscht. Aufgrund der unterschiedlichen Vegetation tritt die Ringwallform im Landschaftsbild deutlich in Erscheinung (vgl. Foto 50). Die beiden nordöstlich des Bachlaufes entwickelten Ringwälle sind maximal 50 cm hoch und ebenfalls mit Weidengebüsch besetzt. Die Wasserkörper der Ringwallseen sind muldenförmig in den Talboden eingesenkt. Die Wassertiefen ließen sich nicht exakt ermitteln, dürften jedoch maximal 2 m betragen. Der Wasserspiegel des größten Sees befindet sich knapp 1 m über dem wenige Meter entfernten Bachlauf; die beiden kleineren Seen sind tiefer, fast im Niveau des Moorwasserspiegels, gelegen. Der höchste Ringwall besteht vornehmlich aus schluffig-sandigem, steinreichem Grundmoränenmaterial, das einige größere Blöcke enthält. Die Materialzusammensetzung entspricht weitgehend jener der westlich angrenzenden Hänge. Im östlichen, mit seinem Außenhang steil zum Bachlauf abfallenden Wallabschnitt sind mehrere tiefe, tangential verlaufende, klaffende Spalten ausgebildet, in denen außer Grundmoränenmaterial auch Torf aufgeschlossen ist. Die flachen Wälle der kleineren Seen bestehen zumindest oberhalb des Moorwasserspiegels hauptsächlich aus Torf. Außer diesen Ringwallseen sind im Moor einige kreisrunde bis ovale Flächen zu beobachten, die sich von der umgebenden Mooroberfläche durch ihre hellere Vegetation aus Wollgras (*Eriophorum* spec.) und Seggen (*Carex* spec.) unterscheiden. Ihr Durchmesser ähnelt dem der beschriebenen Ringwallseen. Es ist zu vermuten, dass es sich um inzwischen in Verlandung begriffene Thermokarstseen handelt. Ebenfalls vorhandene Ringwälle könnten kollabiert und im Moor bereits versunken sein. Oder es wurden in den feuchten, torfigen Moorabschnitten beim Hügelzerfall keine Ringwälle gebildet. Alte Luftbilder könnten Aufschluß über die Genese der Flächen geben. Dies gilt auch für zahlreiche kleine, nur wenige Quadratmeter große Teiche, die entlang des Bachlaufes aufgereiht sind. Sie sind mulden- bis trichterförmig in den sandig-steinigen Untergrund eingesenkt und erinnern in ihrem Erscheinungsbild und ihren Lagemerkmalen, insbesondere der Hangfußlage in unmittelbarer Nachbarschaft zu einem Fließgewässer, in auffälliger Weise an die durch das Kollabieren von Frostblistern entstandenen Thermokarstseen im Rakkaslako-Gebiet in Nordschweden.

Die am südlichsten der Kätkijärvet-Seen entwickelte, erstmals von LAGERBÄCK & RODHE (1985, 1986) beschriebene Hügelgruppe befindet sich ebenfalls im Mündungsbereich eines Baches (vgl. Foto 51). Nördlich des Bachlaufes lassen sich 7 Hügel, südlich davon 8-10 zusammenhängende Hügel unterscheiden. Außerhalb dieser Hügelgruppen sind mehrere einzeln stehende Hügel zu beobachten, insbesondere am Südufer des Sees. Ferner existieren verschiedene Seen mit und ohne Ringwall. Die Hügel unterscheiden sich in ihrer Gestalt und ihren Abmessungen. Es lassen sich unterschiedliche Entwicklungsstadien ausgliedern, von nahezu intakten, stabilen Hügelformen über kollabierende Hügel mit einsetzender Ringwallbildung bis hin zu scharf ausgeprägten Ringwällen und Relikten solcher Formen. Die Hügel haben sich in einem rund 350 x 250 m großen Moor entwickelt, das mit Ausnahme der Seeseite allseits von frostdynamisch stark überprägten Hängen begrenzt wird. Die horizontalen Geländepartien sind von polygonalen Steinnetzwerken überzogen (vgl. Foto 52), während die sanft an den Moorrändern auslaufenden Unterhänge der angrenzenden kuppigen Berge hangabwärts verlaufende Steinstreifen aufweisen. Die nördlich des Bachlaufes entwickelten Hügel besitzen einen kreisrunden bis ovalen Grundriß und einen schild- bis kuppelförmigen Aufriß. Sie sind recht eng vergesellschaftet, berühren sich an einigen Stellen und sind ansonsten durch Moorbereiche mit offenen Wasserflächen voneinander getrennt. Mit Ausnahme der drei größten Hügel sind die Hügel stellenweise von einer schmalen Wasserrinne (Laggzone) umgeben. Ferner finden sich Anzeichen einer beginnenden Ringwallbildung. Diese ist bei den beiden nördlichsten Hügeln am weitesten fortgeschritten. Nordöstlich des größten Hügels finden sich zwei kleine Wasserflächen mit Ringwallresten. Der größte Hügel weist einen Durchmesser von ca. 80 x 60 m auf und ist gut 7 m hoch. Die restlichen Hügel sind 1,5-3,5 m hoch. Die unregelmäßig geformten, zusammengewachsenen Hügel südlich des Bachlaufes zeichnen sich durch einen plateauförmigen Aufriß aus. Die Ränder des Hügelkomplexes sind zerlappt. Die 2-4 m hohen Plateaus werden von Steilhängen begrenzt. Die südöstlich exponierten Hänge grenzen an schmale Laggzonen und unterliegen der Blockerosion. An der Oberfläche der Hügel haben sich einige flache Thermokarstmulden gebildet, von denen mehrere wassergefüllt sind. Etwa 300-400 m südöstlich der plateauförmigen Hügel sind verschiedene, im Zerfall begriffene Hügel zu beobachten, bei denen die Lagg- und Ringwallbildung bereits weit fortgeschritten ist. Rund 200 m südlich der Hügelgruppe sind mehrere runde bis ovale Ringwallseen entwickelt.



Foto 51: Permafrosthügel und Ringwallseen am Westufer des südlichsten der Kätkijärvet-Seen (Luftbild). Die Formen unterscheiden sich in der Mächtigkeit ihrer Torfhülle und repräsentieren verschiedene Entwicklungsstadien, von spaltenfreien Vollformen über Hügelreste im Zentrum von breiten Laggzonen und Palsaseen bis hin zu Ringwallseen als weit fortgeschrittenen Zerfallsstadien. Die größten und höchsten Hügel haben sich im Mündungsbereich eines kleinen Bachlaufes entwickelt. 4.9.2012



Foto 52: Lage der höchsten Permafrosthügel in einer vermoorten Senke am Westufer des südlichsten der Kätkijärvet-Seen. Das Moor ist mit Ausnahme der Seeseite von stark frostdynamisch geprägten Geländepartien umgeben. Grabungen und Bohrungen abseits der Hügel und in den angrenzenden Strukturbodenfeldern ergaben keine Hinweise auf die Existenz von Permafrostboden (1986). 1.9.2012

Die Hügel weisen ähnlich den ca. 2 km weiter nördlich gelegenen, bereits beschriebenen Formen eine xerophile Zwergstrauchvegetation auf. Die südlich des Bachlaufes entwickelten, teilweise plateauförmigen Hügel sind weithin von einer dünnen Torfdecke überzogen, die stellenweise durch Deflation zerstört worden ist, so dass das den Hügelkern bildende Grundmoränenmaterial zutage tritt. Die Oberfläche des größten und höchsten Hügels nördlich des Bachlaufes wird von stein- und blockreicher, schluffig-sandiger Grundmoräne gebildet, die leicht ausgewaschen ist (vgl. Foto 53, LAGERBÄCK & RODHE 1985, 1986, MEIER 1988/89). Ein Teil der feineren Korngrößenfraktionen ist ausgeweht worden. Einige der kantengerundeten Moränenblöcke sind auf den steilen Hügelflanken durch gelisolifluidale Prozesse hangabwärts verlagert worden. Im Gipfelbereich und an der Nordwestflanke des Hügels finden sich Reste einer 30-40 cm mächtigen Torfdecke. Diese lassen vermuten, dass der Hügel ursprünglich von einer Torfdecke überzogen war, die durch Abtragungsprozesse (Deflation, Gelisolifluktion, Abluation) im Laufe der Zeit entfernt worden ist. Diese Vermutung wird durch Beobachtungen an den benachbarten niedrigeren Hügeln gestützt. Diese weisen noch eine dünne, stellenweise lückenhafte Torfhülle auf (vgl. MEIER 1988/89). Der hohe, stärker exponierte Hügel unterlag offenbar stärker der Abtragung als die niedrigeren Hügel, was möglicherweise zum Verlust der Torfdecke führte. Die drei höchsten Hügel wirken recht intakt; Spaltenbildung und beginnende Blockerosion beschränken sich auf die Nordwest-Hänge. Bei den kleineren, seeufernahen Hügeln ist die Abtragung weiter fortgeschritten. Den Feldbeobachtungen zufolge haben sich die drei höchsten Hügel im Zeitraum 1986-2012 kaum sichtbar verändert, während an den kleineren Hügeln Wasserrinnen und Ringwallstrukturen entstanden sind. Die beiden am Nordwestrand der Hügelgruppe gelegenen kleinen Teiche waren 1986 noch von flachen Ringwällen umgeben. 2012 war nur noch ein kleiner Ringwallabschnitt am hügelnächsten Teich erhalten. Die Wasserflächen hatten sich zudem durch Verlandungsprozesse deutlich verkleinert. Grabungen in den drei höchsten Hügeln stießen Ende September 1986 in 55-60 cm Tiefe auf Frostboden, ohne dass die blockreiche Grundmoräne durchteuft war. Unter Torfbedeckung betrug die Auftautiefe 50-55 cm, auf den plateauförmigen Hügeln südlich des Bachlaufes um 50 cm.



Foto 53: Weitgehend torffreier, ca. 7 m hoher Permafrosthügel (Lithalsa) am Westufer des südlichsten der Kätkijärvet-Seen. Die Oberfläche des Hügels wird von schluffig-sandigen, stein- und blockreichen Grundmoränen-Ablagerungen gebildet. Reste einer Torfdecke an der nordexponierten Hügelflanke (verdeckt) deuten jedoch auf die ehemalige Existenz einer dünnen Torfhülle. Der Hügel enthält unter der 3,2 m mächtigen Grundmoränendecke (Auftautiefe ca. 0,4 m) eine 2,3 m dicke Lage aus gefrorenen, von Eislamellen und -linsen durchsetzten Schluffen und Feinsanden, an die sich tiefenwärts ein mächtiger Eiskörper mit Feinsedimenteinschlüssen anschließt (vgl. Abb. 32). 17.9.1986

Hinweise auf den inneren Bau der Hügel liefert eine Bohrung von LAGERBÄCK & RODHE (1985) im Topbereich des höchsten Hügels im Juli 1984 (vgl. Abb. 32). Der Hügel enthält unter einer 3,2 m mächtigen sandigen, blockhaltigen Grundmoränendecke (Auftautiefe: 0,4 m) eine 2,3 m dicke Lage aus gefrorenen Schluffen und Feinsanden mit dünnen Eislamellen und -linsen, an die sich tiefenwärts ein 4,5 m mächtiger Eiskörper mit zwischengeschalteten 1-40 mm dünnen Schluff- und Feinsandlagen (mittlerer Mineralbodengehalt weniger als 10 Volumenprozent) anschließt, der ab 10 m Tiefe in einen Blankeiskern unbekannter Mächtigkeit übergeht (vgl. LAGERBÄCK & RODHE 1985). Bohrungen der beiden schwedischen Autoren (August 1985) sowie Grabungen durch MEIER (September 1986) im Umkreis der Hügel ergaben keine Anhaltspunkte für das Vorkommen von Permafrostboden abseits der Hügel.



Abb. 32: Hypothetisches Querprofil durch einen Permafrosthügel ohne Torfbedeckung im Kätkijärvet-Gebiet (verändert nach LAGERBÄCK & RODHE 1985)

LAGERBÄCK & RODHE (1985, 1986) klassifizieren den näher untersuchten sowie die übrigen Permafrosthügel dieser Lokalität aufgrund ihrer Lage im Relief (Bach- und Seeuferlage) sowie ihres Aufbaus (Blankeiskern, Fehlen einer geschlossenen Torfhülle) als Pingos. Diese Einordnung ist jedoch äu-

ßerst fragwürdig. Im Unterschied zu Pingos findet sich in der Umgebung der Hügel kein Permafrostboden und die Erzeugung von hydro- / kryostatischem Druck als Voraussetzung einer Injektionseisbildung ist bei den gegebenen Lageverhältnissen nur bedingt möglich und dürfte für die Entwicklung von Pingos nicht ausreichen. Größere Eisanreicherungen in den Hügelformen einschließlich Blankeiskörper sind auch in Palsas anzutreffen. Ferner ist die Existenz einer thermisch isolierenden Torfhülle für die Palsagenese bei hinreichend niedrigen Sommertemperaturen nicht zwingend erforderlich. Torfreste auf der Krone des höchsten Hügels weisen zudem auf die ehemalige Existenz einer Torfdecke hin. Die enge Vergesellschaftung der Permafrosthügel mit torfbedeckten palsaähnlicheren Formen südlich des Bachlaufes legt vielmehr eine Klassifizierung der Hügel als Mineralbodenpalsas (Lithalsas) nahe. Die Hügel stellen offenbar ein Extrem in einem Kontinuum Torfpalsa - Torfpalsa mit Mineralbodenkern - Mineralbodenpalsa dar. Ein Palsa mit einem vergleichbaren Massiveiskörper im minerogenen Palsakern wurde im Palsamoor Valen bei Bugöyfjord angetroffen (vgl. Foto 12; MEIER 1987, 1988/89, 1991a). Die im Umkreis der Hügel zu beobachtenden, stellenweise noch von Ringwallfragmenten umgebenen Seen und Teiche stellen offenbar Relikte ähnlicher Hügel dar. Die Entwicklung von Ringwällen beim Zerfall von Permafrosthügeln lässt sich am Beispiel der niedrigen, seenäheren Hügel unmittelbar beobachten. Ein Vergleich mit älteren Luftbildern belegt die Genese mehrerer Ringwallseen im Kätkijärvet-Gebiet: Am Platze mehrerer Ringwallseen (1983/84) waren 1963 noch Zerfallsstadien von Permafrosthügeln zu finden (vgl. LAGERBÄCK & RODHE 1985). Der höchste Permafrosthügel war den schwedischen Autoren zufolge im Zeitraum 1963-1984 leicht zusammengesunken (Abnahme der Höhe von 8-9 m auf gut 7 m). Ein Wachstum oder gar die Anlage neuer embryonaler Permafrosthügel fand im gleichen Zeitraum sowie zwischen 1986 und 2012 offenbar nicht statt.

3.2.4. Tavvavuoma-Pulsujärvi

Das Arbeitsgebiet Tavvavuoma befindet sich im nördlichsten Schweden rund 5 km nordwestlich der kleinen Siedlung Pulsujärvi am gleichnamigen See, nur ca. 25 km südlich des Studiengebietes Råstojaure-Kilpisjärvi (vgl. Abb. 23). Es bildet ein flaches Becken mit einer Fläche von knapp 200 km², das größtenteils von Palsamooren eingenommen wird. Letztere bedecken ausgedehnte Flächen in Höhenlagen von 540-570 m ü. M. entlang des Tavvaeno (Davvaeatnu)-Flusses und seiner Zuflüsse Iitijoki (Ittejokka) und Harrijoki (Harrejokka) und westlich des Tavvajavre (Davvajavri)-Sees. Mit einer Fläche von ca. 80 km² handelt es sich um eines der größten Palsamoorgebiete Nordfennoskandiens. Das Becken wird allseits von 700-750 m hohen Bergen und Bergzügen begrenzt (Davvaskaidi im Nordosten, Covccocearru im Südwesten), an die sich baumlose Hochflächen anschließen. Diese werden am Südwestrand des Arbeitsgebietes vom weithin sichtbaren Tsåktso (Cohcu)-Berg (1119 m) überragt. Im Becken existieren mehrere 600-680 m hohe flachkuppige Berge, die sich knapp über die Waldgrenze erstrecken, sowie zahlreiche Gewässer. Außer einer Vielzahl kleiner Seen, Teiche und abgeschnürter Flußmäanderbögen sind mehrere größere Seen zu finden, von denen Davvajavri (Taavajaure), Jievddujavri (Jeutojaure) und Surgujavri (Surgujaure) die größten darstellen. Die Entwässerung des Beckens erfolgt über die Flüsse Davvaeatnu und Davvajokka zu den Vorflutern Lainioälv und Pulsujoki.

Das Arbeitsgebiet liegt geologisch-tektonisch im südöstlichen Vorland der nordskandinavischen Kaledoniden. Der Glintrand verläuft von Kilpisjärvi zum Torneträsk auf norwegischem Gebiet, rund 40 km westlich von Tavvavuoma. Die Festgesteine des Fennoskandischen Schildes treten im Becken und seiner Umrahmung nur lokal zutage. Es handelt sich vornehmlich um Granite, granitische und dioritische Gneise, Paragneise und Pegmatite, die stellenweise von ultrabasischen Ganggesteinen durchsetzt sind. Die markantesten Diabasgänge auf dem nördlich angrenzenden Råsto-Plateau streichen in nordsüdlicher Richtung. Der grobblockige Verwitterungsschutt der Festgesteine bildet in höheren Plateaulagen und an den Hängen des hoch aufragenden Tsåktso-Berges Blockfelder bzw. -hänge. Abseits der Festgesteinsausbisse und autochthonen Blockansammlungen wird das Urgestein von feinkörnigeren Lockersedimenten verhüllt. Die Hochflächen am Rande des Tavvavuoma-Beckens sind weithin von einer schluffig-sandigen, blockreichen Grundmoränendecke überzogen, die in Muldenlagen eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen kann. Der hohe Gehalt an feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimenten und das große Feuchtigkeitsangebot über dem in geringer Tiefe anstehenden wasserstauenden Festgestein haben unter dem weithin herrschenden strengen frostklimatischen Bedingungen die Entwicklung ausgedehnter Strukturbodenfelder ermöglicht, insbesondere in Mulden- und Seeuferlagen. Die Hänge der flachkuppigen, 600-650 m hohen Berge innerhalb des Tavvavuoma-Beckens (Vieksagielas, Davit Surgu, Lulit Surgu, Silki, Haldimarrasat) sind ebenfalls von blockreichen Grundmoränen-Ablagerungen bedeckt. Letztere enthalten mächtige kantengerundete Blöcke; das Feinmaterial ist nahe der Substratoberfläche offenbar ausgewaschen worden. Moränen- und glazifluviale Terrassenreste im Davvaskaidi-Gebiet und auf dem Råsto-Plateau nördlich von Tavvavuoma sind stellenweise von fossilen Eiskeilnetzen überzogen. Reste von Oswällen und glazifluviale Abflußkanäle in denselben Gebieten deuten auf ein Rückschmelzen des pleistozänen Inlandeises in südöstlicher Richtung (vgl. ULFSTEDT 1982). Das am Eisrand und von den Gletschern im norwegisch-schwedischen Grenzgebiet freigesetzte Schmelzwasser konnte infolge der Reliefverhältnisse nicht nach Norden abfließen und sammelte sich vor dem Eisrand in Gestalt von Eisstauseen, u. a. in den Tälern von Könkämäälv und Råstoälv-Lainioälv. Vermutlich bildete auch das Tavvavuoma-Becken einen Eisstausee. Darauf deuten Reste von Uferlinien in unterschiedlichen Höhenlagen am Rande des Beckens, u. a. am Ostufer des Davvajavri sowie an den Hängen des Jievdu-Berges. Die Beckenfüllung besteht nach Ausweis von natürlichen Aufschlüssen entlang der Flussläufe Taavaeno und Jeutojokka sowie zahlreicher Bohrungen und Grabungen in den Mooren am Davvajavri, Dievddujavri und Jeutojokka weithin aus geschichteten, feinkörnigen Sedimenten, wobei Sande oftmals von frostempfindlichen Schluffen unterlagert werden. Nach dem Abschmelzen des Inlandeises entleerte sich der Eisstausee über die Flüsse Pulsujoki und Lainioälv. Das trocken gefallene Terrain unterlag bei noch fehlender Vegetationsbedeckung der Deflation. Die ausgewehten Sande wurden an den Beckenrändern in Gestalt von Flugsandfeldern und Dünen akkumuliert und anschließend durch eine Vegetationsdecke festgelegt. Die Flugsand-Ablagerungen wurden später reaktiviert – vermutlich nach Schädigung der geschlossenen Vegetationsdecke als Folge von Rentierbeweidung und anthropogenen Einflüssen. Derart reaktivierte Dünen sind u. a. am Ostufer des Davvajavri-Sees zu beobachten. Auf den feinkörnigen minerogenen Sedimenten am Grunde des Tavvavuoma-Beckens haben sich im Postglazial ausgedehnte Moore mit Torfmächtigkeiten von bis zu 5 m entwickelt, die günstige Voraussetzungen für die Aggradation von Permafrostboden lieferten.

Die am nächsten gelegenen Wetterstationen befinden sich in Naimakka (403 m ü. M.) im Tal des Könkämä-Flusses, ca. 30 km nordöstlich von Tavvavuoma, in Ovre Soppero (365 m ü. M.) und Nedre Soppero (355 m ü. M.) im Tal des Lainioälv ca. 50 bzw. 60 km südöstlich des Arbeitsgebietes sowie in Karesuando (325 m ü. M.) im Tal des Muonio-Flusses, ca. 65 km östlich des Studiengebietes. Von diesen Stationen verfügt nur Karesuando über eine langfristige Meßreihe (ab 1879). Die Station Naimakka arbeitet erst seit 1944; in Ovre Soppero (ab 1937) wird nur der Niederschlag, in Nedre Soppero (ab 1996) wird nur die Temperatur gemessen. Während der Normalperiode 1961-1990 betrug die Jahresmitteltemperatur in Karesuando -2,3 °C (1991-2009: -1,1 °C) und in Naimakka -2,7 °C (1991-2010: -2,0 °C) (vgl. Tab. 8-12). Tavvavuoma (540-570 m ü. M.) ist höher gelegen als diese beiden Wetterstationen, so dass mit einer niedrigeren Jahresmitteltemperatur zu rechnen ist. Legt man einen Gradienten von 0,53 °C/100 Höhenmeter zugrunde, ergibt sich für Tavvavuoma mittels Extrapolation der Werte von Naimakka und Karesuando eine Jahresmitteltemperatur von -3,5 °C (1991-2010: -2,8 °C) bzw. -3,6 °C (1991-2009: -2,5 °C). Nedre Soppero verzeichnete während der Meßperiode 1996-2011 eine Jahresmitteltemperatur von -1,1 °C; durch Extrapolation dieses Wertes erhält man für das Arbeitsgebiet einen Wert um -2,0 °C. SANNEL (2010) und SANNEL & KUHRY (2011) registrierten die Temperaturverhältnisse auf einem Plateaupalsa (Torfplateau, ca. 555 m ü. M.) am Davvajavri in Tavvavuoma mittels einer automatischen Messstation und verglichen die Daten mit den Messwerten der Wetterstation in Karesuando. Dabei wurde im Meßzeitraum 2006-2008 ein konstanter Unterschied der Jahresmitteltemperatur von -1,2 °C festgestellt. Betrachtet man diesen Wert trotz der kurzen Meßdauer als repräsentativ und berechnet die Jahresmitteltemperatur in Tavvavuoma mittels dieser Konstante für einen längeren Zeitraum, ergeben sich für die Normalperiode 1961-1990 und den Zeitraum 1991-2009 Jahresmitteltemperaturen von -3,5 °C bzw. -2,3 °C - Werte, die dicht bei den mittels Extrapolation mit dem altitudinalen Gradienten von 0,53 °C/100 Höhenmeter gewonnenen liegen. Wie zuverlässig die Konstante von -1,2 °C (Temperaturunterschied Tavvavuoma / Karesuando) tatsächlich ist, dürfen jüngere und zukünftige Messdaten der automatischen Wetterstation in Tavvavuoma zeigen. Ebenso sind weitere Daten zum Temperaturregime und anderen Klimaparametern in Tavvavuoma zu erwarten. Nach CHRISTIANSEN et al. (2010) betrug die Permafrosttemperatur an der Grenzfläche zwischen der Torfdecke des Palsas und dem darunter befindlichen Mineralboden im Zeitraum 2007-2009 in 2 m Tiefe -0,3 °C. SANNEL (2010) und SANNEL & KUHRY (2011) zufolge unterscheiden sich die Jahresmitteltemperaturen der Luft (MAAT) und des Bodens (MAGT) in Tavvavuoma um rund 2 °C. Fröste können das ganze Jahr über auftreten, sind im Juli und in der ersten Augusthälfte aber selten. In Karesuando wurden während der Normalperiode 1961-1990 jährlich 235 Frosttage (132 Tage mit Min. <-10 °C) registriert, von denen 157 Eistage und 78 Frostwechseltage waren. In Tavvavuoma ist aufgrund der größeren Höhenlage über dem Meeresspiegel mit einem strengeren Frostklima zu rechnen, was sich in einer Abnahme der Frostwechseltage zugunsten der Eistage ausdrückt. Im Vergleich zum ca. 25 km entfernten Arbeitsgebiet Kätkijärvet (735-750 m ü. M.) verfügt Tavvavuoma über ein etwas milderes Frostregime. Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge betrug in Naimakka 428 mm (1991-2010: 457 mm), in Karesuando 443 mm (1991-2009: 486 mm) und in Övre Soppero 452 mm (1991-2011: 501 mm). Der meiste Niederschlag fällt im Juli-August, der wenigste im Februar-April. Der Schneeanteil liegt bei 45-50 % (November-April: ca. 150 mm). An 200-210 Tagen im Jahr liegt eine geschlossene Schneedecke. Eine genauere Abschätzung der Niederschlagsverhältnisse in Tavvavuoma mittels Extrapolation von Datenmaterial der Wetterstationen Naimakka, Karesuando und Övre Soppero ist problematisch, da sich die Stationen in geringerer Höhenlage in geschützten Tallagen befinden, während das Arbeitsgebiet in einem flachen, windausgesetzten Becken in Waldgrenznähe liegt. Die tatsächlichen Schneemächtigkeiten dürften auf den windexponierten Palsaoberflächen wesentlich geringer sein als die winterlichen Niederschlagsmengen der nächst gelegenen Wetterstationen vermuten lassen. Ein großer Teil der auf den Palsas akkumulierten Schneemenge wird durch Winddrift in nahe gelegene Geländedepressionen verlagert, begünstigt durch das Fehlen einer höheren, den Schnee auf den Palsaoberflächen bindenden Vegetationsdecke. Als Beleg für die erhebliche Bedeutung des Windes für die morphologische Formung im Arbeitsgebiet lassen sich auffällige Kahlflächen auf vielen Palsakronen anführen, an denen der nackte Torf zutage tritt. Darüberhinaus finden sich Ausblasungsmulden in Sandablagerungen und Deflationssteinpanzer an windexponierten Terrassenrändern. Die Orientierung von Rasenkanten und -stufen im Torf und in minerogenen Ablagerungen lässt auf vorherrschende Winde aus südwestlicher Richtung schließen. Insgesamt dürften die niedrigeren Temperaturen (u. a. durch Bildung von "Kaltluftseen"), die dünne winterliche Schneedecke sowie die Existenz von mächtigen Torfablagerungen auf dem waldfreien, windexponierten Boden des Tavvavuoma-Beckens die Entwicklung und den Erhalt von Permafrostboden in Gestalt von Palsas begünstigt haben.

Die Verbreitung von Permafrostboden abseits der Moor- und Sumpfgebiete ist kaum bekannt. WRAMNER (1972) beschreibt Permafrostvorkommen in Sandablagerungen am Rande eines Palsamoores an der Einmündung des Jeutojokka-Baches in den Tavvaeno-Fluß. Die flachkuppigen, über die Moorgebiete aufragenden Berge im Tavvavuoma-Becken sind offenbar permafrostfrei. Darauf deutet der dichte Birkenwald an den Berghängen. Vermutlich verhindert dort die relativ mächtige winterliche Schneedecke die Aggradation von Permafrostboden. Der Flechtenbesatz der Baumstämme (*Parmelia olivacea*) weist auf eine winterliche Schneetiefe von 50-70 cm, die ein Eindringen der Kältewellen in den Untergrund erheblich behindert. Die waldfreien, windexponierten Hochflächen im Umland des Tavvavuoma-Beckens könnten in Höhenlagen ab 700 m ü. M. bei geeigneten edaphisch-hydrologischen Verhältnissen stellenweise von Permafrost unterlagert sein. Darauf weist u. a. die weite Verbreitung von aktiven Frostmusterböden. Die Hochflächen befinden sich nach dem Modell von KING (1984) in der Höhenstufe des weit verbreiteten diskontinuierlichen Hochgebirgspermafrostes. Die von ausgedehnten Blockfeldern bedeckten Gipfellagen des 1119 m hohen, die Umgebung deutlich überragenden Tsäktso-Berges erstrecken sich vermutlich bis in die Höhenstufe des kontinuierlichen Permafrostbodens (Jahresmitteltemperatur um -7 °C).

Der Boden und die Hänge des Tavvavuoma-Beckens sind abseits der Moor- und Sumpfgebiete von lichtem, subarktischem Birkenwald (Betula pubescens ssp. czerepanovii) bedeckt, während die angrenzenden Hochflächen und Gipfelpartien der höheren Einzelberge innerhalb des Beckens waldfrei sind. Die Waldgrenze verläuft in Höhenlagen um 600 m ü. M., wobei je nach Exposition, Substrat und Feuchteverhältnissen Abweichungen von diesem Mittelwert zu beobachten sind. An Süd- und Südwesthängen reicht der Birkenwald stellenweise bis in Höhen von 620-630 m ü. M. hinauf; in Nord- und Nordostexposition sowie in Schattlagen wird die Waldgrenze zumeist schon in Höhen von 570-580 m ü. M. erreicht. Ein auffälliges Phänomen an den Hängen des Tavvavuoma-Beckens ist die sog. "doppelte Waldgrenze", d. h. die untersten Hangpartien sind ebenso wie die obersten Hangabschnitte waldfrei und bestenfalls von einzelnen Bergbirken, oftmals mit Krüppelwuchs, bestanden. Dies deutet auf die häufige Ausbildung von Inversionslagen und somit niedrige Temperaturen am Beckenboden hin (vgl. WRAMNER 1972, 1973). Markante Beispiele finden sich am Rande des Tavvavuoma-Beckens sowie an den Hängen mehrerer Berge innerhalb des Beckens (u. a. Davit Surgu, Lulit Surgu, Silki). Die waldfreien Unterhänge werden in der Regel von einem breiten Gürtel aus meterhohem, nahezu undurchdringlichem Zwergbirken (Betula nana)-Gebüsch eingenommen, wie z. B. an den südlichen, dem Davvajavri-See zugewandten Hängen des Silki-Berges. Entlang der Fluß- und Bachufer (Tavvaeno, Tavvajoki, Harrijoki, Jeutojokka, Goahtemuorjokka) sowie an den Ufern der größeren Seen (z. B. Davvajavri, Jievddujavri, Surgujavri) stockt dichtes, mannshohes Weidengebüsch. Die Moorränder sind zumeist mit verschiedenen Salix-Arten und Betula nana bestanden, während die feuchteren Moorabschnitte von Seggen (Carex spec.), Wollgras (Eriophorum spec.) und Torfmoosen (Sphagnum spec.) dominiert werden. Auf den trockeneren Palsahügeln wachsen Zwergsträucher und Kräuter (u. a. Betula nana, Empetrum hermaphroditum, Ledum palustre, Rubus chamaemorus) sowie verschiedene Flechten-Arten.

Am Grunde des Tavvavuoma-Beckens ist ein gutes Dutzend unterschiedlich großer Palsamoore entwickelt, in denen alle ausgewiesenen Palsaformtypen vertreten sind. Der sedimentologische Aufbau der Palsas zeichnet sich durch eine große Variabilität aus, nicht nur von Palsamoor zu Palsamoor, sondern oft auch innerhalb eines einzigen Moores. Es lassen sich reine Torfpalsas, Palsas mit Mineralbodenkern sowie Palsas mit äußerst dünner Torfhülle bis hin zu Hügelvarianten ohne jegliche Torfbedeckung unterscheiden (vgl. WRAMNER 1972, 1973). Die flächenmäßig größten Palsamoore befinden sich zu beiden Seiten des Tavvaeno-Flusses, entlang der Bäche Jeutojokka und Goahtemuorjokka sowie in Ufernähe der Seen Davvajavri und Jievddujavri. Diese Standorte zeichnen sich oftmals durch große Torfmächtigkeiten aus. Sie sind darüber hinaus von feinkörnigen, frostempfindlichen, minerogenen Sedimenten unterlagert. Die nahe gelegenen Fließgewässer und Seen bilden ferner ein Wasserreservoir, das den Wasserzuzug erleichtert und dadurch die Bildung lokaler Bodeneiskörper in den Moor- und Sumpfgebieten, und damit die Palsaentwicklung, begünstigt.

Das Tavvavuoma-Gebiet wurde in den Jahren 1985, 1989 und 2013 (Ende August bis Anfang September) besucht. Dabei wurden auch die von WRAMNER (1972, 1973) in den 1960 er Jahren studierten Moore begangen, um mögliche Veränderungen an den Palsas im Laufe der Zeit zu erfassen. Die eigenen Untersuchungen konzentrieren sich auf die Palsamoore am Nord- und Westufer des Davvajavri, ein kleines Moor am Nordufer des namenlosen, langgestreckten Sees nordwestlich des Davvajavri (Landeplatz des Wasserflugzeugs) sowie die ausgedehnten Palsamoore beidseits des Jeutojokka-Baches (Moore 5 und 6 von WRAMNER 1973). Das größte Interesse galt den Mooren an der Einmündung des Jeutojokka-Baches in den Tavvaeno-Fluß, die sich durch geringe Torfmächtigkeiten auszeichnen. Dort vollzieht sich ein Übergang von torfbedeckten, traditionellen Palsas zu Hügelvarianten ohne Torfhülle, die besonders empfindlich auf eine Klimaerwärmung reagieren dürften. In den Mooren lässt sich die Bedeutung der Torfhülle für die Palsa-Morphodynamik (Entwicklung und Erhaltung) unter den lokalen klimatischen Rahmenbedingungen besonders gut studieren. Einige der Palsas wurden bereits von WRAMNER (1972) beschrieben. 1985 wurde vor allem der morphologische Formenschatz in den Palsamooren untersucht. Degradations- und Aggradationserscheinungen lieferten Hinweise auf die Morphodynamik der Palsas. Soweit möglich, wurden mit Hilfe der Angaben von WRAMNER Veränderungen an den Palsas gegenüber den 1960er Jahren notiert. 1989 wurden Grabungen und Bohrungen an ausgewählten Palsas in den Mooren am Davvajavri und Jeutojokka-Unterlauf durchgeführt, um Hinweise auf den inneren Bau der

Hügel zu erhalten. Die Ergebnisse gestatteten einen Vergleich mit ähnlichen Hügelbildungen in Kätkijärvet und in Karlebotn am inneren Varangerfjord. 2013 wurden die Palsamoore am Nord- und Westufer des Davvajavri sowie entlang des Jeutojokka-Baches nochmals aufgesucht, um mögliche weitere Veränderungen in den letzten 24 Jahren – unter dem Einfluß der Klimaerwärmung – zu erfassen. Bei dieser Gelegenheit wurde auch die Meßstelle von SANNEL / KUHRY (Department of Physical Geography and Quaternary Geology, Stockholm University, Sweden) am Rande eines Thermokarstsees in einem Plateaupalsa (Torfplateau) am Westufer des Davvajavri-Sees besucht (Projekt: "Temporal and spatial dynamics of subarctic peat plateau / thermokarst lake complexes"), wo seit 2005 Daten zu thermoerosiven Prozessen, zum Luftklima und zum Bodenfrostregime im Palsakörper gesammelt werden (vgl. CHRISTIANSEN et al. 2010, SANNEL 2010, SANNEL & KUHRY 2011).

Das rund 2 km² große Palsamoor am Westufer des Davvajavri (550-560 m ü. M.) erstreckt sich vom Südende des langgestreckten Sees am Silki-Berg bis zum Seeabfluß (Tavvajoki) im Süden. Die westliche Begrenzung bildet ein bewaldeter Höhenzug am Jievddujavri. Das Moor enthält nahezu alle bekannten Palsa-Formvarianten sowie eine große Anzahl kleiner Teiche und Seen, die mit Ausnahme der größten Seen durch Thermokarstprozesse entstanden sind. Die Entwässerung des Moores erfolgt über mehrere kleine Bäche Richtung Davvajavri. Im nördlichen, feuchteren Teil des Moores dominieren kleinere Plateau-, Wall-, Kuppel- und Komplexpalsas mit Höhen von maximal 2 m, die durch breitere, feuchte Moorpartien und Thermokarstteiche getrennt werden. In Ufernähe des Davvajavri sind höhere Kuppel- und Komplexpalsas entwickelt, die sich bis zu 6 m über den Moorwasserspiegel erheben. Ihre steilen Flanken sind stellenweise durch Blockerosion geprägt; die Blockhänge sind mehrere Meter hoch und grenzen häufig an Laggzonen. Die Kronenbereiche der höchsten Palsas weisen Kahlstellen auf, an denen der Torf durch Deflation abgetragen wird. Im westlichen Abschnitt des Moores existieren einige flache, bis zu 1 m hohe Strangpalsas. Der südliche Teil des Palsamoores wird weithin von Plateaupalsas eingenommen. Darüberhinaus finden sich in Seeufernähe mehrere hohe Kuppel- und Komplexpalsas. Im Zentrum dieses Gebietes befindet sich ein weiträumiger, flachwelliger, bis zu 4 m hoher Plateaupalsa ("peat plateau" nach SANNEL 2010), in den mehrere, zumeist wassergefüllte Thermokarstsenken eingelassen sind. Die Oberfläche des Plateaupalsas ist weithin vegetationsbedeckt und wirkt stabil, während die Plateauränder der Blockerosion unterliegen. Die Rückverlegung der Plateauränder durch Blockerosion erfolgt dort am raschesten, wo die Plateauhänge an Gewässer grenzen. Die Plateauränder werden durch das relativ warme Wasser unterminiert, wodurch der Permafrost zu tauen beginnt. Am Rande der größeren Gewässer werden die Plateauränder auch durch Eisgang erodiert (bei stürmischem Wetter im Frühsommer und Spätherbst). Bohrungen in verschiedenen Bereichen des Plateaupalsas ergaben Torfmächtigkeiten von 1,85-2,60 m und maximale Auftautiefen (unter Vegetation) von 60-78 cm (1989). Die minerogene Moorunterlage besteht vornehmlich aus Sanden, stellenweise mit zwischengeschalteten dünnen Feinkieslagen. Der sedimentologische Aufbau der hohen Kuppel- und Komplexpalsas am Ufer des Davvajavri variiert nach Ausweis von 15 Bohrungen und Grabungen im Kronenbereich der Hügel erheblich: Einige der Hügel bestehen oberhalb des Moorwasserspiegels vollständig aus Torf und Eis (reine Torfpalsas), bei anderen hat die minerogene Moorunterlage einen wesentlichen Anteil an der Aufwölbung der Mooroberfläche und der Palsabildung. Dies ist vor allem dort der Fall, wo die Torfe von sehr feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimenten unterlagert werden. Die höchsten Palsas in Seeufernähe (Nord- und Südteil des Moores) besitzen einen Kern aus eisreichen, schluffig-sandigen Sedimenten, stellenweise zusätzlich mit einem Tongehalt von 15-20 %. Es handelt sich offensichtlich um feinkörnige Ablagerungen in einem ehemaligen Eisstausee während der Deglaziation des Gebietes. Diese Sedimente werden bei den untersuchten Palsas von einer 1,20-1,75 m mächtigen Torfdecke überlagert. Die maximale sommerliche Auftautiefe betrug 55-75 cm, d. h. die Permafrosttafel verlief im Herbst 1989 sowohl auf dem Plateaupalsa als auch bei den Kuppelund Komplexpalsas am Seeufer noch innerhalb der thermisch isolierenden Torfhülle, was auf relativ stabile Verhältnisse der Palsa-Morphodynamik zur damaligen Zeit schließen lässt.

Ein Vergleich der Feldbeobachtungen aus den Jahren 1985, 1989 und 2013 läßt erhebliche Veränderungen im Moor erkennen. Die wichtigste ist das Fehlen von embryonalen Palsas im Jahre 2013. 1985 existierten im nördlichen Moorabschnitt 10-12 junge, wenige Jahre alte Palsas, die hauptsächlich durch ihre helle, grauweiße Vegetationsbedeckung in der ansonsten grünen Moorvegetation auffielen. Sie zeichneten sich durch eine schildförmige Gestalt aus. Ihr Umriß war rund bis langgestreckt; ihre Höhe betrug 50-60 cm. Unter der 25-30 cm mächtigen sommerlichen Auftauschicht befand sich ein eisreicher Permafrostkern. Das genaue Alter der Hügel ließ sich nicht bestimmen. Die abgestorbene hygrophile Vegetation an der Oberfläche der Palsas sowie die geringen Abmessungen deuten auf eine Heraushebung über den Moorwasserspiegel wenige Jahre vor dem Beobachtungszeitpunkt. Am wahrscheinlichsten ist eine Anlage der Palsas im ungewöhnlich kalten Jahr 1981. Noch günstiger für eine Permafrostaggradation im Moor in Gestalt von Palsas waren die extrem kalten Jahre 1965/66 und 1968, während die 1970 er Jahre vergleichsweise warm waren und für die Anlage von Palsas als ungünstig angesehen werden müssen, vielleicht mit Ausnahme des kühleren Jahres 1976. Die Art und der Zustand der Vegetationsbedeckung der Hügel weisen jedoch auf ein Alter von nur wenigen Jahren; eine Besiedlung mit palsatypischen xerophilen Pflanzenarten hatte noch nicht eingesetzt. Einige etwas größere Hügel im Moor könnten aber bereits in den 1960er Jahren angelegt worden sein: Ihre Oberfläche war zwar noch hell, doch fanden sich schon einzelne niedrige Betula nana-Zwergsträucher an der Palsaoberfläche. 1989 bot sich dasselbe Bild, doch waren 3 der embryonalen Palsas nicht mehr auffindbar. Sie waren in der Zwischenzeit kollabiert ohne Spuren im Moor zu hinterlassen. Neue embryonale Palsas hatten sich in den 4 Jahren nicht entwickelt, obwohl der kühle Sommer 1987 für die Anlage von Palsas günstig war. Interessanterweise wurden in der Südhälfte des Moores bei allen 3 Feldkampagnen keine embryonalen Palsas angetroffen. Das Gebiet wird weithin von Plateaupalsas eingenommen, wo reliefbedingt nur die Thermokarstmulden innerhalb und am Rande der Torfplateaus die Entwicklung neuer Palsas gestatten. In diesen windgeschützten Lagen ist die winterliche Schneedecke mächtiger als auf den windexponierten Plateaus, so dass die Kältewellen nicht hinreichend tief in das Substrat eindringen können, was die Anlage von Palsas erheblich behindert. Dies gilt auch für die zahlreichen Mulden und Nischen im Bereich der hohen Kuppel- und Komplexpalsas am Ufer des Davvajavri. Dagegen sind die offenen, windausgesetzten Randpartien des Moores für die Anlage von Palsas oft zu feucht oder die Torfmächtigkeit ist zu gering. Das Verschwinden aller embryonalen Palsas aus dem Moor im Zeitraum 1989-2013 läßt sich als eine Folge der Klimaerwärmung seit Beginn der 1990 er Jahre interpretieren.

An vielen älteren, bereits begrünten Palsaentwicklungsstadien und hohen Palsas vollzogen sich im selben Zeitraum ebenfalls Veränderungen. Diese sind im nördlichen Moorabschnitt am auffälligsten. Dort sind weite Moorflächen inzwischen nahezu palsafrei. Die von vielen kleinen Teichen und Seen durchsetzte, von mehreren tiefen Abflußkanälen durchzogene Thermokarst-Landschaft ist nur schwer begehbar und unterscheidet sich darin deutlich von den weitflächigen, trockenen Torfplateaus in der Südhälfte des Moores. Die in den 1980 er Jahren noch von einer relativ geschlossenen Vegetationsdecke überzogenen, intakten, stabil wirkenden Palsas zeigen mittlerweile deutliche Erosionsspuren. Einige hohe Kuppel- und Komplexpalsas sind in der Zwischenzeit ganz kollabiert. Die höchsten Palsas unterliegen heute stark der Deflation. Die Vegetation im exponierten Kronenbereich ist durch Windschliff weitflächig zerstört worden. Durch Torfausblasung sind nackte, stellenweise von Spalten durchzogene Torfflächen entstanden, die mit bis zu 30 cm hohen Stufen an die noch vegetationsbedeckte Palsaoberfläche grenzen. Die Höhe der Stufen liefert Anhaltspunkte über das Ausmaß der Torfabtragung auf den Palsakronen. Außer durch Deflation wird auf geböschten Kahlflächen auch Torf durch Abluation (Abspülung) abgetragen. Außer den Kahlflächen auf den Palsakronen haben sich auch die von Blockerosion erfassten Bereiche an den Palsaflanken im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte vergrößert. Viele der Blockerosionshänge sind von breiten Laggzonen umgeben. Einige der 1989 noch relativ intakten Kuppelpalsas stellen heute nur noch Palsaruinen dar. Die Hügel sind stark kollabiert, maximal 1 m hoch und befinden sich inmitten von Thermokarstseen. Ihre Oberfläche wird von Torfblöcken gebildet, die durch breite Spalten getrennt sind. Häufig handelt es sich um eine Ansammlung von Torfblöcken, die sich nur wenige Dezimeter über den Moorwasserspiegel erheben. Ob sie noch von Permafrost unterlagert sind, lässt sich aufgrund der Unzugänglichkeit ohne Boot kaum feststellen, ist aber unwahrscheinlich. Als am weitesten fortgeschrittene Palsazerfallsstadien wurden 2013 mehrere von flachen Ringwällen oder Teilen solcher Wälle umgebene Teiche beobachtet. Die Torfwälle markieren die ehemaligen Palsaränder und sind inzwischen permafrostfrei. Häufiger finden sich jedoch nur noch runde Thermokarstseen ohne Ringwallbildung, deren Wasserkörper sich tief unter den Moorwasserspiegel erstrecken.

Die Veränderungen im südlichen, von weitgespannten Plateaupalsas dominierten Moorabschnitt waren seit den 1980 er Jahren weniger gravierend. Auf dem zentralen Torfplateau und an den übrigen Plateaupalsas konzentriert sich die Erosion vor allem auf die Plateauränder. Sowohl die Außenränder als auch die Ränder der Thermokarstmulden werden durch Blockerosion zurück verlegt. Die flachwelligen Plateauoberflächen sind noch weithin von einer schützenden Vegetationsdecke überzogen, so dass Deflation und Abluation weniger wirksam sind als im Nordteil des Moores. Die hohen Kuppel- und Komplexpalsas am Ufer des Davvajavri sowie im südlichsten und westlichsten Moorabschnitt unterliegen jedoch vielfältigen Erosionsprozessen. Stellenweise hat sich eine typische Thermokarst-Landschaft entwickelt, vergleichbar mit jener im Nordteil des Palsamoores. SANNEL (2010) und SANNEL & KUHRY (2011) haben die Veränderungen in einem 1 km² großen Geländeausschnitt im Bereich des ca. 2 km² großen zentralen Torfplateaus anhand von Luft- und Satellitenbildern näher studiert. Dort haben sich im Zeitraum 1963-2003 19 kleine Thermokarstseen entwickelt. Von Mitte der 1970 er Jahre bis Mitte der 2000 er Jahre war die Bildung und Drainage von Thermokarstseen am intensivsten. Gleichzeitig war eine Zunahme der Jahresmitteltemperatur der Luft und der jährlichen Schneemenge zu verzeichnen, und die Temperatur des Permafrostbodens hat sich erhöht; sie liegt gegenwärtig knapp unter 0 °C (vgl. SANNEL 2010, SANNEL & KUHRY 2011). Wie die eigenen Feldbeobachtungen und exakte Messungen der beiden Autoren am Rande eines Thermokarstsees belegen, hält die Rückverlegung der Blockerosionshänge und die damit verbundene Vergrößerung der Thermokarstseen bis in die Gegenwart an. Insgesamt gesehen sind im Moor unterschiedliche Palsaentwicklungsstadien anzutreffen, was für Palsamoore typisch ist. Allerdings existieren, soweit die Beobachtungen reichen, nur Degradationsstadien, während Aggradationsstadien offenbar fehlen. Dies lässt vermuten, dass die Palsas mit den gegenwärtigen Klimaverhältnissen nicht im Gleichgewicht stehen; ansonsten wären nahezu alle Entwicklungsstadien des Palsa-Entwicklungskreislaufes, einschließlich Aggradationsstadien, wie z. B. Embryonalstadien, im selben Moor anzutreffen. Der Palsazerfall ist zwar ein natürlicher Bestandteil der zyklischen Palsaentwicklung, doch wird deren Verlauf maßgeblich von den Klimaverhältnissen beeinflusst. In diesem Falle hat die relativ warme und niederschlagsreiche Periode zwischen 1990 und 2013 die Palsa-Degradation beschleunigt. Dagegen haben die kalten 1960 er und 1980 er Jahre die Palsa-Aggradation begünstigt, was sich in der Anlage zahlreicher neuer (embryonaler) Palsas in den Mooren widerspiegelt. Die Radiokarbon-Datierung und die Makrofossil-Analyse eines Torfprofils aus der Nähe der Messstation von SANNEL (2010) lassen vermuten, dass die Moorentwicklung an der Lokalität vor ca. 10 100 kal. Jahren B.P. einsetzte (vgl. HEM-PEL 2009). Die Permafrost- und Palsaentwicklung im Moor begann nach HEMPEL erst vor 100-250 kal. Jahren B.P. Die erheblichen Dimensionen des untersuchten Torfplateaus und der Palsas in dessen Umgebung weisen allerdings auf ein erheblich höheres Alter der Permafrost- und Palsa-Aggradation im Gebiet.

Das kleine Moor zwischen dem Nordufer des Davvajavri und dem Silki-Berg enthält in einer Höhenlage von rund 550 m ü. M. zwei vielgliedrige Komplexpalsas, einen Plateaupalsa sowie einige im fortgeschrittenen Zerfall begriffene kleinere Kuppelpalsas. Der westliche der Komplexpalsas ist knapp 4 m hoch während der östlich gelegene Komplexpalsa im Bereich seiner höchsten Krone eine Höhe von 6 m über dem Moorwasserspiegel erreicht. Der flachwellige Plateaupalsa ist 1,0-1,8 m hoch und nimmt eine Fläche von rund 45 000 m² ein. Die aus zahlreichen kuppelförmigen Palsaindividuen zusammengewachsenen beiden Komplexpalsas überragen die umgebende Mooroberfläche deutlich und treten daher im Landschaftsbild auffällig in Erscheinung. Ihre Hänge unterliegen der Blockerosion, während die windexponierten Kronenbereiche von Kahlflächen überzogen und der Deflation ausgesetzt sind. Das markanteste Merkmal des fast vollständig von einer dichten Zwergstrauch-Vegetation bedeckten Plateaupalsas bilden die zahlreichen, tief in das Plateau eingelassenen, zumeist wassergefüllten Thermokarstmulden. Bei Grabungen und Bohrungen in den 3 Palsas wurden im Spätsommer 1989 Torfmächtigkeiten von 1,15-2,45 m festgestellt. Auf den mit einer dichten, intakten Vegetationsdecke versehenen Kronenbereichen der Komplexpalsas wurden Torfmächtigkeiten von 1,50-1,85 m gemessen – Werte, die vermutlich die korrekten, ursprünglichen Torfmächtigkeiten widerspiegeln. Im Bereich der nahe gelegenen Kahlflächen waren die Torfmächtigkeiten erwartungsgemäß infolge des äolischen Torfabtrags geringer. Eine Addition der Höhe der die Kahlflächen oftmals begrenzenden, noch mit Vegetation bedeckten Torfstufen ergab ähnliche Werte wie unter den mit einer dichten Vegetation überzogenen Bereichen. Die größten Torfmächtigkeiten wurden an den steilen Palsaflanken, insbesondere an den von Blockerosion erfassten Hängen, registriert. Dort ist es wahrscheinlich zu einer Torfanreicherung infolge von hangabwärts gerichteten gravitativen und ablualen Verlagerungsprozessen gekommen. Auf dem Palsaplateau wurden mit Werten von 1,15-1,50 m die geringsten Torfmächtigkeiten registriert. Die Permafrosttafel befand sich bei allen Bohrungen noch deutlich im Torf oberhalb der minerogenen Moorunterlage, was als Indiz auf (noch) relativ stabile Verhältnisse in den Palsas zum damaligen Zeitpunkt aufgefasst werden kann. Der Mineralboden der Komplexpalsas besteht aus feinkörnigen, höchst frostempfindlichen, lakustrinen Sedimenten, die vermutlich in einem Eisstausee am Rande des zurückschmelzenden, spätweichseleiszeitlichen Inlandeises abgelagert worden sind. Nach Ausweis von Grabungen und Bohrungen bis in Tiefen von 4 m dominieren geschichtete tonig-schluffige Feinsande mit einem hohen Eisgehalt, der tiefenwärts zunimmt. Außer dünnen Eislamellen finden sich ab 2,65-3,10 m Tiefe Eisschichten von bis zu 10 cm Mächtigkeit. Unterhalb der technisch bedingten maximalen Bohrtiefe von 4 m dürfte der Eisgehalt des Mineralbodens noch deutlich zunehmen. Anders sind die Palsahöhen von bis zu 6 m kaum zu erklären, da die Heraushebung des Palsakörpers über die Mooroberfläche hauptsächlich auf dem Eisgehalt des Mineralbodens beruht. Der gefrorene Torf ist im Vergleich dazu relativ eisarm und trägt nur wenig zur Aufwölbung des Palsas bei. Der nur rund 100 m vom höchsten Komplexpalsa entfernte Plateaupalsa ist von schluffhaltigen Sanden unterlagert, die auch größere Komponenten enthalten. Diese Sedimente sind weniger frostempfindlich und enthalten weniger Bodeneis als jene in den Kernen der Komplexpalsas, was die geringere Höhe des Plateaupalsas erklärt. Es handelt sich wahrscheinlich um eine moränische Ablagerung am Grunde des ehemaligen Eisstausees. Der Moränenrest tritt im Uferbereich des Davvajavri, wo er aufgrund seiner größeren morphologischen Resistenz einen Vorsprung bildet, deutlich zutage.

Die 3 Palsas verdienen besondere Beachtung wegen ihrer für die Palsa-Degradation typischen Erosions- und Abrasionserscheinungen. An den Komplexpalsas lassen sich alle Stadien und Vorgänge der Blockerosion sowie die mit der Zerstörung der schützenden Vegetationsdecke verbundenen Deflationsprozesse und resultierenden Formen beispielhaft studieren. Auf dem Plateaupalsa finden sich alle Entwicklungsstadien von der flachen Thermokarstmulde über das tief eingesenkte, wassergefüllte Thermokarstbecken bis hin zu einem über einen tief eingeschnittenen Abflußkanal zum Palsarand hin drainierten Becken, das über eine Pioniervegetation erneut besiedelt wird.

An allen 3 Palsas haben sich die von Erosions- und Deflationsprozessen erfassten Flächen seit den 1980 er Jahren vergrößert, am auffälligsten an den hohen Komplexpalsas. Am östlichen Komplexpalsa, der sich aus etwa 10 zusammengewachsenen Einzelhügeln zusammensetzt, hat im selben Zeitraum eine lokale Permafrost-Aggradation stattgefunden, die sich u. a. in einem Höhenwachstum des Palsas um mehrere Dezimeter und dem Aufreißen von Spalten im Kronenbereich des höchsten Hügelabschnittes widerspiegelt. Das Spaltennetz überzieht inzwischen die gesamte, noch von einer dichten Zwergstrauch-Vegetation überzogene Oberfläche dieses südlichen, dem Davvajavri zugewandten Palsaabschnitts. Die Spalten gliedern die Torflagen im Gipfelbereich des Hügels in große Blöcke, die stellenweise noch in Kontakt zueinander stehen. Hangabwärts werden die Spalten breiter und tiefer. Sie bleiben auf die Torfhülle des Hügels beschränkt und erstrecken sich nicht bis in den minerogenen Palsakern. Die nun beweglichen Torfblöcke rutschen auf dem Permafrostkern des Palsas gravitativ hangabwärts. Im Hangfußbereich werden sie akkumuliert oder gleiten in den vorgelagerten Palsalagg, in dessen Wasser sie im Laufe der Zeit zerfallen. Ein Grabungsprofil in einem solchen Blockerosionshang in einem angrenzenden Hügelabschnitt zeigt einige typische Merkmale: Die Auftautiefen sind aufgrund der durch die breiten Spalten bedingten Warmluftzufuhr zum Palsakern wesentlich größer als an spaltenfreien Hangabschnitten, und der Permafrostkern wird durch das warme Moorwasser an der Palsabasis aufgetaut und unterschnitten. Das erstellte Torfprofil belegt eine Auftauschichtmächtigkeit von 1,8 m, unter der sich 0,6 m mächtiger, vom Moorwasser unterschnittener Permafrost befindet (vgl. Foto 54). Im ungestörten, vegetationsbedeckten, spaltenfreien Gipfelbereich des Hügels betrug die Auftautiefe nur 90-95 cm. Auf den Kuppen der nördlich gelegenen Hügel des Palsakomplexes haben sich die Deflationsflächen im Verlaufe der letzten beiden Jahrzehnte stark ausgeweitet. Die Kahlflächen überspannen stellenweise mehr als 100 m² der wind- und kälteexponierten Palsakuppen. Sie werden von vegetationsbedeckten Torfkanten und -stufen begrenzt, deren Höhe sich als Maß für den Torfabtrag verwenden lässt. Die Stufen erreichen auf mehreren Hügel-

123

kuppen Höhen von 25-35 cm; an einigen Plätzen sind ihnen im Bereich der Kahlflächen ähnlich hohe Horstbildungen aus Torf mit Restvegetation vorgelagert, die vergleichbare Höhen aufweisen. Demzufolge sind auf diesen Kuppen seit den 1980 er Jahren 10-15 cm Torf abgetragen worden. Daran waren außer Winden aus nordwestlichen und südwestlichen Richtungen auch Abspülungs- und Solifluktionsvorgänge beteiligt, wie das charakteristische Mikrorelief aus wenige cm hohen, wulstförmigen Torfwällen und zwischengeschalteten flachen Rillen ausweist. Einige der größeren Kahlflächen sind von einem weitmaschigen Spaltennetz überzogen. Die Maschenweite des Spaltennetzes entspricht jener auf den vegetationsbedeckten Hügelkuppen, wo die Spaltenbildung die Blockerosion initiiert. Offenbar spielen die Spalten auch als Ansatzpunkt für die Deflation eine wichtige Rolle: Beim Aufreißen wird die Vegetation wie mit einem Messer zerschnitten (ähnlich der Frostrißbildung in Eiskeilnetzen), danach wird das Wurzelwerk unterhöhlt und ausgetrocknet, und schließlich wird die Vegetatationsdecke durch den Wind von der Torfunterlage abgeschält. Ein Vergleich der Auftautiefen unter den vegetationsbedeckten Torfstufen und den vorgelagerten nackten Torfflächen zeigte gegen Ende der Auftauperiode geringfügige Unterschiede: Anfang September war die saisonale Auftauschicht unter den Kahlflächen wenige Zentimeter mächtiger als unter den von einer Zwergstrauch-Vegetation überzogenen angrenzenden Flächen (Anfang September 2013: 2-3 cm), bedingt durch die thermisch isolierende Wirkung des dichten Pflanzenkleides aus Zwittriger Krähenbeere (Empetrum hermaphroditum). Dagegen war zwischen den Auftautiefen unter den vegetationsbesetzten Torfhorsten und den umgebenden Kahlflächen kein Unterschied erkennbar; offenbar waren die von den Horsten eingenommenen Flächen zu klein um Auswirkungen auf das lokale Bodenfrostregime zu haben. Vergleichbare Ergebnisse werden von MEIER (1985) aus dem Kronenbereich deflatorisch überprägter Kuppel- und Komplexpalsas bei Karlebotn am inneren Varangerfjord beschrieben.



Foto 54: 2,4 m tiefes Grabungsprofil am Rande eines 4 m hohen Komplexpalsas am Nordufer des Davvajavri-Sees im Tavvavuoma-Becken im nördlichsten Schweden. Der durch Blockerosion geprägte, südexponierte Palsahang ist durch eine Auftautiefe von 1,8 m gekennzeichnet, während die Auftautiefe im vegetationsbedeckten, spaltenarmen Kronenbereich infolge der besseren thermischen Isolation durch die ungestörten Torflagen nur 90-95 cm beträgt. Unter der Auftauschicht folgt eine 0,6 m mächtige gefrorene Torflage, die Teil des Palsa-Permafrostkernes ist und am Palsarand vom Moorwasser unterschnitten wird. 10.9.2013

Der flachwellige Plateaupalsa erreicht seine größte Höhe von rund 1,8 m an seinem westlichen, dem hohen Komplexpalsa zugewandten Rand. Nach Süden und Osten nimmt die Höhe bis auf ca. 1 m ab. Stellenweise fällt die Plateaufläche sanft bis auf das Niveau des Moorwasserspiegels ab. Dort sind dem Plateaurand mehrere fortgeschrittene Palsazerfallsstadien vorgelagert. Diese schildförmigen Palsaruinen erheben sich nur wenige Dezimeter über ihre Umgebung; sie sind vollständig oder teilweise von einer Laggzone umgeben und dürften inzwischen permafrostfrei sein. Es handelt sich vermutlich um Relikte ehemaliger, vom Plateau abgeschnürter, dem Plateaurand zeugenbergartig vorgelagerter Palsapartien. Der West- und der Südrand des Palsaplateaus sind stark zerlappt. Die Zergliederung des Palsarandes ist vornehmlich eine Folge von thermoerosiven Prozessen, die sich am Beispiel dieses Palsas beispielhaft studieren lassen. Bei seiner Anlage und Heraushebung über das Niveau des umgebenden Moores wies der Palsakörper vor allem an seiner Westflanke noch einen relativ geradlinig verlaufenden Randbereich auf. Die heutigen Umrisse des Plateaupalsas wurden maßgeblich durch Erosionsprozesse gesteuert, die in einiger Entfernung vom Palsarand auf der Plateaufläche ihren Ausgang nahmen.

Auf dem Plateau existieren eine Reihe mulden- bis beckenförmiger Vertiefungen mit Durchmessern von 2-3 m bis zu 10 m. Einige von ihnen sind wassergefüllt. Grabungen und Bohrungen am Grunde der trockenen Geländedepressionen stießen in allen Fällen auf Permafrost. Der Boden aller dieser kreisrunden bis ovalen Vertiefungen befindet sich deutlich über dem Niveau des Moorwasserspiegels in der Palsaumgebung. WRAMNER (1973) und ÅHMAN (1977) bezeichnen wassergefüllte Depressionen dieser Art als "Palsateiche" (schwedisch: "palsgöl") und unterscheiden sie von "Palsaseen" ("palssjö"), die nicht mehr von Permafrost unterlagert sind und das Endstadium des Palsazyklus darstellen. Die Verbreitung der Palsateiche beschränkt sich ausschließlich auf die Oberfläche der Palsas. Es besteht keine Verbindung zur Mooroberfläche abseits der Palsas. Wasserstandsveränderungen im Moor haben daher keine Auswirkungen auf den Wasserspiegel der höher gelegenen Palsateiche. Die Wasseransammlungen in den Vertiefungen des Plateaupalsas können durch Regen- oder Schneeschmelzwasser entstanden sein. Außer perennierend wassergefüllten Senken sind auf dem Palsa auch Mulden anzutreffen, die im Spätsommer austrocknen. Insgesamt sind Vertiefungen von unterschiedlichem Durchmesser und unterschiedlicher Tiefe entwickelt. Die wassergefüllten Depressionen vergrößern sich seit- und tiefenwärts durch thermoerosive Prozesse, deren Wirksamkeit vom Volumen des Wasserkörpers und dessen spezifischer Wärmekapazität abhängt. Die Ränder der Vertiefungen werden wie an den Außenhängen des Palsas durch Blockerosion zurückverlegt, während die Tieferschaltung des Beckenbodens durch Auftauen des Permafrostes im Untergrund erfolgt. Dies belegen Langzeitbeobachtungen an Palsateichen in unterschiedlichen Entwicklungsstadien am inneren Varangerfjord und Porsangerfjord (Karlebotn, Lakselv). An mehreren Stellen am westlichen und südlichen Palsarand ist durch Seiten- und Tiefenerosion ein Abflußkanal zu den angrenzenden Moorflächen entstanden, durch den der Palsateich drainiert worden ist (vgl. Foto 55). Der Boden dieser Abflussrinnen ist nahe der Palsaränder in der Regel permafrostfrei. Im Endstadium ist der Boden des Palsateiches durch thermoerosive Vorgänge bis auf das Niveau des Moorwasserspiegels abgesenkt worden. Mehrere beckenförmige Vertiefungen auf dem Palsa sind ganz trockengefallen oder der Wasserspiegel ist im Laufe des Sommers abgesenkt worden. Entsprechend sind die Mulden mit sehr unterschiedlicher Vegetation ausgekleidet. In einer größeren, trockengefallenen Vertiefung hat sich vor wenigen Jahren offenbar ein embryonaler, schildförmiger Palsa entwickelt, dessen Permafrostkern aber bereits wieder abgetaut ist, obwohl die durch ausgetrocknete Torfmoos-Reste verursachte hellgelbe Palsaoberfläche noch fortbesteht. Bei einer 1 m tiefen Grabung im Hügelzentrum wurde kein Permafrost mehr angetroffen. Infolge der unterschiedlichen Feuchtigkeits- und Expositionsverhältnisse in den Vertiefungen weisen die Mulden und Becken einen sehr unterschiedlichen Vegetationsbesatz auf - von einer Pioniervegetation auf jüngst trockengefallenem Grund bis hin zu einer eher xerophilen Vegetation auf älterem, ausgetrocknetem Untergrund.



Foto 55: Ausmündung einer wasserüberstauten Thermokarstmulde am Rande eines flachwelligen, 1,8 m hohen Plateaupalsas am Nordufer des Davvajavri in Tavvavuoma. Die Mulde hat sich aus einem flachen "Palsateich" an der Oberfläche des Palsas entwickelt. Ihre Ränder wurden durch Blockerosion zurück verlegt, während ihr Boden durch Thermoerosion tiefer geschaltet wurde. Das freigesetzte, aufgestaute Schmelzwasser bahnte sich schließlich einen Abflußkanal zum Palsarand, wodurch die Mulde im oberen Abschnitt trockenfiel. An der Ausmündung ist der Muldenboden bis auf das Niveau des Moorwasserspiegels abgesenkt und permafrostfrei. 9.9.2013

Außer auf dem Plateaupalsa wurden Palsateiche auch auf verschiedenen Komplexpalsas am Ufer des Davvajavri beobachtet. In mehreren Fällen waren die Böden der Gewässer schon vor einigen Jahren ausgetrocknet. In 80-90 cm Tiefe fand sich Permafrost, der bei höherer Lage der Mulden über dem Moorwasserspiegel überdauert hatte oder sich nach der Drainage der Teiche neu gebildet hatte. Der benachbarte hohe Komplexpalsa enthält mehrere solcher trockengefallenen Becken. Die Vertiefungen werden beim Zusammenwachsen verschiedener Palsas in den Zwickeln zwischen den Palsarändern gebildet. In ihnen sammelt sich Regen- oder Schmelzwasser, das bei der Schneeschmelze oder beim Tauen von Permafrost in den angrenzenden Palsahängen freigesetzt wird. Diese Palsateiche sind häufig trichterförmig in den Untergrund eingesenkt. Sie sind bei ihrer Anlage zumeist tiefer als die Teiche auf den Palsahängen werden die Becken mit Torf aufgefüllt und anschließend von Vegetation besiedelt. Gelegentlich bildet sich an der Grenzlinie der zusammengewachsenen Palsas ein Abflußkanal, durch den der Teich in Richtung auf die umgebende Mooroberfläche entwässert wird. Die weitere Entwicklung des ehemaligen Palsateiches gleicht jener am Rande der Plateaupalsas.

Das kleine Palsamoor am Nordufer des langgestreckten Sees nordwestlich des Davvajavri enthält ein äußerst vielfältiges Palsa-Formeninventar, das nahezu alle bekannten Formvarianten beinhaltet. Die Palsas sind niedriger als in den bereits vorgestellten Palsamooren. Sie sind 1,0-1,8 m hoch und zeichnen sich in der Mehrzahl durch eine abgeflachte Gestalt aus. Es dominieren niedrige, kleine Plateaupalsas mit Höhen von 1,2-1,5 m. Die größten von ihnen nehmen Flächen um 1000 m² ein. Die Torfmächtigkeiten scheinen nach Ausweis stichpunkthafter Grabungen und Bohrungen kleinräumig stark zu variieren, dürften 1,5 m aber kaum überschreiten. Die Torfdecke wird von stein- und blockreichen, sandigen Grundmoränen-Ablagerungen unterlagert, die an den Moorrändern zutage treten. Diese Sedimente sind wenig frostempfindlich und an der Palsa-Genese nur an Plätzen mit einem höheren Schluffgehalt beteiligt. Dies erklärt vermutlich die geringe Höhe der Palsas in diesem Moor. Der Permafrost beschränkt sich weithin auf die Torflage, während die minerogene Moorunterlage frostfrei ist. Einige höhere Palsas in Seeufernähe kennzeichnen Plätze, die von gefrorenen, sandig-schluffigen Sedimenten unterlagert sind. Die Palsas haben sich seit der ersten Inspektion 1985 in ihrem Formenschatz und ihren Abmessungen kaum verändert. Ein Höhenwachstum hat offenbar nicht stattgefunden. Embryonale Palsas wurden seitdem nicht angelegt oder sind bereits wieder zerfallen ohne erkennbare Spuren im Moor zu hinterlassen. Als auffälligste Veränderungen hatten sich bis 2013 mehrere Blockerosionshänge an höheren Palsas gebildet. Ferner waren seit den 1980 er Jahren neue, in einigen Fällen wassergefüllte Thermokarstmulden entstanden, und bereits existierende hatten sich ausgeweitet. Trotz dieser Degradationserscheinungen wirken die Palsas im Vergleich zu jenen in den übrigen Mooren sehr stabil und intakt. Es finden sich nur sehr begrenzt Anzeichen von Blockerosion, Torfabtrag durch Deflation oder Abluation. Eine mögliche Erklärung dafür bildet die geringe Höhe und Windexposition der Palsas. Die nicht von einer Zwergstrauch-Vegetation bedeckten Palsaoberflächen sind auffällig dicht mit Flechten bewachsen. Einen Hinweis auf die Stabilität der Palsas bietet das Temperaturregime in den Palsakörpern: 2013 betrug die Auftautiefe unter dichter Vegetationsbedeckung Anfang September nur 53-55 cm (1985 und 1989: um 60 cm). Die Palsas scheinen trotz der geringen Permafrostmächtigkeit mit den gegenwärtigen Klimaverhältnissen im Gleichgewicht zu stehen. Dies lässt sich zumindest teilweise mit den lokalklimatischen Bedingungen erklären: Der Standort ist äußerst wind- und kälteexponiert. Die winterliche Schneemächtigkeit ist gering und erlaubt ein tiefes Eindringen der Kältewellen in das Substrat. Ferner treten häufig Inversionslagen auf, wie die "doppelte Waldgrenze" an den nahen Hängen des Silki-Berges andeutet. Die Unterhänge sind infolge der Auswirkungen von "Kaltluftseen" waldfrei und nur mit dichtem Zwergbirken-Gebüsch bewachsen. Im Spätsommer / Frühherbst ist das seenahe Moor häufig in kalten Nebel eingehüllt, wie in den Feldkampagnen festzustellen war.

Das Palsamoor westlich der Einmündung des Jeutojokka-Baches in den Tavvaeno-Fluß (Palsamoor 5 nach WRAMNER 1973) repräsentiert mit einer Fläche von 4-5 km² wahrscheinlich das größte zusammenhängende Palsamoor-Gebiet im Tavvavuoma-Becken. Es lässt sich in zwei Teile gliedern: Einen größeren, zwischen dem Berg Lulit Surgu und dem Jeutojokka-Bach gelegenen Abschnitt, sowie einen kleineren, nördlich des Berges und dem Tavvaeno-Fluß gelegenen Abschnitt, der eine Fortsetzung des Hauptteils in westlicher Richtung darstellt. Letzterer wird von weitflächigen, flachwelligen, 1-2 m hohen Plateaupalsas sowie, in den Randbereichen, etwas höheren Palsakomplexen eingenommen. Die Plateaus sind von dichter Zwergstrauch-Vegetation überzogen, zeigen kaum Erosionsspuren, und wirken recht stabil und intakt. Dies bestätigt die Beobachtungen von WRAMNER. Seit den 1960er Jahren haben sich die Palsas in diesem Moorabschnitt offenbar nur wenig verändert. Das unterscheidet sie von den Palsas im östlichen Teil des Moores, die von WRAMNER (1972, 1973) und vom Autor wesentlich detaillierter untersucht worden sind. Der Moorabschnitt wird im Westen von den Hängen des Lulit Surgu, im Osten vom Jeutojokka-Bach, im Süden von einem flachen Moränenwall und im Norden von einem Sandplateau mit Zwergstrauch-Vegetation begrenzt, das mehrere vom Tavvaeno abgeschnürte Mäanderbögen enthält. Das Moor unterscheidet sich von den übrigen Palsamooren in Tavvavuoma in einigen wesentlichen Merkmalen und verdient daher besondere Aufmerksamkeit.

Die Mächtigkeit der Torfdecke variiert im Moor ganz erheblich, scheint aber in den zentralen und westlichen Moorabschnitten am größten zu sein. Dort werden stellenweise Torfmächtigkeiten von 4-5 m erreicht. An anderen Plätzen tritt die minerogene Moorunterlage an die Oberfläche, und die Torfmächtigkeiten in der näheren Umgebung dieser Gebiete sind gering. Die inselhaften Mineralboden-Vorkommen im Moor bestehen vornehmlich aus geschichteten, schluffigen Sandablagerungen, die einzelne Steine und Blöcke enthalten können. Die Oberflächen dieser flachen Wälle und Hügel unterliegen häufig der Deflation. Die resultierenden Kahlflächen werden im typischen Falle von Vegetationskanten eingerahmt. Bei Grabungen und Bohrungen wurde kein Permafrost angetroffen. Wo die minerogenen Sedimente jedoch von einer dichten Zwergstrauch-Vegetation überzogen sind, findet sich ab ca. 2 m Tiefe oftmals Permafrost, insbesondere dort, wo die Ablagerungen einen hohen Schluffgehalt aufweisen. Ein großer Teil der zentralen Moorabschnitte besteht aus 1,0-1,5 m hohen Palsaplateaus, die von höheren Kuppel- und Komplexpalsas überragt werden. Dazwischen finden sich einzelne größere, permafrostfreie Moorareale sowie zahlreiche Seen und Teiche. Mit Ausnahme der größten Gewässer handelt es sich um wassergefüllte Thermokarstbecken. Die Entwässerung dieser Feuchtgebiete erfolgt nach Osten Richtung Jeutojokka. Die westlichen und südlichen Randbereiche des Moores sind sehr feucht. Die dortigen Palsas sind häufig von breiten Laggzonen umgeben, und Blockerosion ist der dominierende Abtragungsvorgang. Die Palsaplateaus sind weithin von einer dichten Vegetationsdecke überzogen und zeigen kaum Anzeichen von Deflation, während die Kronen der höher aufragenden Kuppel- und Komplexpalsas an den Moorrändern infolge ihrer Windexposition deflatorischen Abtragungsprozessen ausgesetzt sind. WRAMNER (1973) beschreibt eine begrenzte Palsa-Neubildung in den 1960 er Jahren. Daß damals nicht mehr embryonale Palsas angelegt worden sind, begründet er mit den wenigen dafür zur Verfügung stehenden permafrostfreien Flächen im Moor, die zudem aufgrund ihrer Lagemerkmale (Thermokarstbecken in Plateaupalsas, Moorrandlage) die Anhäufung größerer Schneemengen mit thermisch isolierender Wirkung auf den Untergrund begünstigten. Bei den eigenen Feldforschungen 1985, 1989 und 2013 wurden überhaupt keine embryonalen Palsas im Moor angetroffen. Die wenigen, von WRAMNER erwähnten Neubildungen waren offenbar bereits wieder kollabiert ohne erkennbare Spuren zu hinterlassen. Die östliche Randzone des Moores wird von hohen Kuppel- und Komplexpalsas sowie Zerfallsstadien solcher Hügel gebildet. Die Palsas enthalten einen Mineralbodenkern, der von einer wenige Dezimeter mächtigen Torfhülle umgeben ist. Die Hügel sind entlang des Jeutojokka-Bachlaufes aufgereiht. Ihre ostexponierten Flanken grenzen mit hohen Blockerosionshängen an das dichte Weidengebüsch am 5-10 m tiefer gelegenen Bachlauf. Nach Westen verringert sich die Palsahöhe. An die Stelle hoch aufragender Kuppel- und Komplexpalsas treten flachwellige Plateaupalsas. In nördlicher Richtung nimmt die Torfmächtigkeit sukzessive ab; dort findet ein ein allmählicher Übergang von torfbedeckten Palsas zu reinen Mineralbodenpalsas ohne jegliche Torfhülle statt. Viele Palsas besitzen eine 10-20 cm mächtige Torfdecke oder Reste einer solchen. In gleicher Richtung vollzieht sich ein Ubergang von höheren Palsas über niedrige Hügelformen zu fortgeschrittenen Palsa-Zerfallsstadien und wassergefüllten Thermokarst-Hohlformen, die von Ringwällen oder Ringwallresten umgeben sind. WRAMNER (1973) hat zwei West-Ost-Profile (Lulit Surgu - Jeutojokka) durch das Palsamoor gelegt und festgestellt, dass die Höhe der Palsas abnimmt je dünner die Torfdecke ist. Die höchsten Palsas wurden an den Profilenden angetroffen. Auf dem nördlichen der beiden Transekte handelt es sich dabei um reine Torfpalsas. Nach WRAMNER besteht ein Zusammenhang zwischen der Torfmächtigkeit und dem Palsaformtyp und dessen Abmessungen, aber nicht zwischen der Palsaformvariante und der Beschaffenheit des Mineralbodens im Palsakern. Dies steht im Widerspruch zu den Beobachtungen in den Palsamooren am West- und Nordufer des Davvajavri, wo ein Zusammenhang zwischen dem Palsaformtyp und der Körnung des Mineralbodens festgestellt werden konnte. WRAMNER schränkt jedoch ein, dass seine Bohrungen aus technischen Gründen möglicherweise nicht tief genug in den Mineralboden abgeteuft werden konnten, um diesbezügliche Zusammenhänge zuverlässig beurteilen zu können.

Die interessantesten Hügelformen sind nördlich einer auffälligen Schleife des Jeutojokka-Bachlaufes und einer in westöstlicher Richtung verlaufenden Entwässerungsbahn entwickelt. Sie unterscheiden sich von den südlich und westlich anschließenden Hügeln durch das Fehlen einer geschlossenen, thermisch isolierenden Torfhülle. Ihre Oberfläche wird von Sanden gebildet, die stellenweise von einer xerophilen Zwergstrauch-Vegetation bedeckt sind. Die Hügel erreichen Höhen von bis zu 2 m. Außer relativ intakten Vollformen existieren fortgeschrittene Zerfallsstadien und wassergefüllte Thermokarstteiche. WRAMNER (1972) hat das Formeninventar in den 1960 er Jahren anhand von Grabungen und Motorbohrungen auf ausgewählten Transekten detailliert untersucht. Dabei wurden auch die Auftautiefen des Permafrostbodens im Spätsommer erfasst und graphisch in den Profilen dargestellt. Nach der Entdeckung morphologisch ähnlicher Permafrosthügel bei Karlebotn am inneren Varangerfjord im Jahre 1987 (vgl. MEIER 1988/89, 1991a, 1996) wurde die Lokalität 1989 vom Verfasser zu Vergleichszwecken aufgesucht. Bei dieser Gelegenheit wurden 4 kleine, ca. 1,5 m hohe, schild- bis kuppelförmige Hügel im Kronenbereich bis zur Permafrosttafel aufgegraben. Ferner wurden Grabungen in mehreren flachen Ringwällen durchgeführt. Der Bauplan und sedimentäre Aufbau der Hügel und Ringwälle beider Lokalitäten zeigt viele Gemeinsamkeiten. Außer dem Formenschatz sind auch die Körnungsverhältnisse der Ausgangssubstrate (Eisstausee-Sedimente in Tavvavuoma, glazifluviale Delta-Sedimente in Karlebotn), die hydrologischen Verhältnisse sowie die Art der Vegetationsbedeckung sehr ähnlich. Allerdings ist das Bodenfrostregime in Tavvavuoma deutlich strenger als am inneren Varangerfjord. Ein Vergleich mit den Daten und Beschreibungen von WRAMNER (1972) liefert zudem - wenn auch limitiert und daher mit Vorsicht zu betrachten – Hinweise auf die Morphodynamik der Permafrosthügel im Zeitraum 1969-1989.

Bei den Grabungsarbeiten in den schild- und kuppelförmigen Hügeln wurde die Permafrosttafel in Tiefen von 160-210 cm angetroffen, d. h. in etwa derselben Tiefenlage wie in den Profilzeichnungen von WRAMNER angegeben. Ob die Auftautiefe in den vorausgegangenen zwei Jahrzehnten konstant war oder ob es größere Schwankungen gab, bleibt unklar. Die relativ warmen 1970 er Jahre und die kühlen 1980 er Jahre dürften sich auf die Lage der Permafrosttafel ausgewirkt haben, so dass mit Schwankungen zu rechnen ist. Das minerogene Substrat der Hügel besteht aus geschichteten schluffreichen Sanden, wobei der Pelitgehalt ab einer Tiefe von 80-90 cm zunimmt. Der Anteil der Tonfraktion beträgt <10 %, wobei die höchsten Werte knapp oberhalb der Permafrosttafel erreicht werden. Unter einer Vegetationsbedeckung aus Zwergsträuchern ist das Substrat frostdynamisch kaum gestört, während unter Kahlflächen bisweilen kryoturbate Deformationen zu beobachten sind, die sich bis in 50-60 cm Tiefe erstrecken können (vgl. Foto 56). 2-3 Dezimeter oberhalb der Permafrosttafel nimmt die Bodenfeuchte markant zu. Die feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimente werden nach den Angaben von WRAMNER (1972) unterhalb der Permafrosttafel von einem Netzwerk äußerst dünner Eislamellen durchzogen. Darüberhinaus finden sich wenige Zentimeter dicke, aber mehrere Dezimeter lange spindelförmige Eislinsen, die vornehmlich konform zur Hügeloberfläche angeordnet sind. Die Häufigkeit ihres Auftretens nimmt tiefenwärts zu. Ihr Eis bestimmt maßgeblich die Aufwölbung und Gestalt des Permafrosthügels. Im Vergleich zu den torfbedeckten, eisreicheren Hügelvarianten erreichen die rein minerogenen Permafrosthügel nur bescheidene Abmessungen und Höhen, was sich mit den Beobachtungen am inneren Varangerfjord deckt. Die Grabungsarbeiten in 5 minerogenen Ringwällen zwecks Erstellung von Querprofilen gestalteten sich schwieriger als erwartet. Obwohl mit einer Ausnahme Ringwälle ausgewählt wurden, die relativ trockene Thermokarstmulden umschlossen, verhinderte eindringendes Grundwasser tiefere Grabungen in den 70-80 cm hohen Wällen. Die Grabungen mussten in 110-120 cm Tiefe abgebrochen werden, so dass der im Untergrund möglicherweise vorhandene Permafrostboden nicht erreicht wurde. Bohrungen und Sondierungen stießen jedoch bei 4 der 5 Profile auf Permafrost, wobei die Permafrosttafel in 180-230 cm Tiefe angetroffen wurde. In der Mitte eines flachen, 6,5 m breiten Walles, der ein 3-4 m tiefes, wassergefülltes Thermokarstbecken gegen den Jeutojokka-Bachlauf abdämmt, wurde die Permafrosttafel bereits in 155 cm Tiefe nachgewiesen. Dieser Wall stellt allerdings einen Sonderfall dar: Er repräsentiert offenbar einen Terrassenrest im Uferbereich des Bachlaufes, der beim Zerfall des Permafrosthügels am Rande der Terrasse und der damit verbundenen Entwicklung eines wassergefüllten Thermokarstbeckens "stehengeblieben" ist. In diese Richtung weisen die ungestörten, nahezu horizontal verlaufenden Sedimentlagen. In anderen Abschnitten des Walles ist der Verlauf der Straten deutlich gestört; dort sind die Sedimentlagen am Distalhang zumeist abwärts gebogen. In den Querprofilen der übrigen 4 Ringwälle sind die Straten vor allem an den Wallhängen verbogen, was aufgrund der sehr ähnlichen Färbung und Körnung der Sedimentlagen stellenweise schwer zu erkennen ist. Die Störungen der ursprünglichen, vermutlich horizontalen Lagerungsverhältnisse resultieren vornehmlich aus den morphodynamischen, beim Hügelzerfall ablaufenden Prozessen, insbesondere der gravitativen Verlagerung von minerogenen Sedimenten zum unteren und äußeren Hügelrand; darüber hinaus unterliegen die wind- und kälteexponierten, weithin vegetationsfreien Wallkronen verstärkt der Bodenfrostdynamik, insbesondere kryoturbaten Vorgängen. Kahlflächen auf den Wallkronen sind ferner der Deflation ausgesetzt, was sich in "gekappten" Profilen widerspiegelt. In den vorliegenden Querschnitten sind die Straten an den Außenhängen der Wälle deutlich abwärts gebogen. An den Innenhängen ist die Ausrichtung der Sedimentlagen schwer zu erkennen. Die Straten sind stellenweise stark verbogen, aus ihrem Verband gerissen und verstellt, was sich auf die bei der Hügeldegradation ablaufenden Prozesse zurückführen lässt. Ähnliche Beobachtungen beschreibt MEIER (1991a, 1996) von älteren minerogenen Ringwällen bei Karlebotn am inneren Varangerfjord.


Foto 56: Oberer Abschnitt einer 2,5 m tiefen Grabung im flachen Kronenbereich eines minerogenen Kuppelpalsas (Lithalsas) am Westufer des Jeutojåkka-Baches in Tavvavuoma. Das Substrat besteht aus geschichteten, schluffreichen Sanden, die unter der Kahlfläche bis in ca. 55 cm Tiefe kryoturbat deformiert sind. 20-25 cm über der in 1,6 m Tiefe gelegenen Permafrosttafel nimmt die Substratfeuchte deutlich zu. Die obersten Sedimentlagen des Permafrostkernes sind eisarm und hart gefroren. Nahe der Profilbasis sind dünne Eislamellen und 2-3 cm dicke Eislinsen entwickelt. 7.9.2013

Nördlich der Grabungslokalität schließt sich ein unruhiges Relief aus wassergefüllten Mulden unterschiedlicher Gestalt und bis zu 3 m hohen, zumeist kuppelförmigen Hügeln an (vgl. Fotos 57 u. 58). Viele Hügel weisen, vor allem an den Flanken, Reste einer dünnen Torfdecke auf. Andere Hügel sind vollständig torffrei, sonst aber durch typische Palsa-Merkmale gekennzeichnet. Sie sind allseitig von Moor umgeben, besitzen die Gestalt und Abmessungen von Palsas, ihre Oberfläche ist von Spalten überzogen, und die Hügelkerne enthalten im Unterschied zu den umgebenden feuchten Moorflächen Permafrost. In die Oberfläche einiger Hügel sind flache, von konzentrisch angeordneten Spalten umgebene Mulden eingelassen, die offensichtlich durch Austauen von Bodeneis im Hügelinneren (Thermokarst) entstanden sind. Im Randbereich mehrerer Hügel sind Laggzonen entwickelt, deren Wasser den Hangfußbereich der Hügel unterschneidet, so dass sich morphologisch karähnliche Nischen an den Hügelflanken gebildet haben, die den aus der Blockerosion resultierenden Einbuchtungen an torfbedeckten traditionellen Palsas ähneln. Dieses Terrain grenzt im Norden an ein flachwelliges Sandplateau, dessen südlicher Abschnitt inselhaft und dessen nördlicher, an zwei abgeschnürte Mäanderbögen des Tavvaeno-Flusses grenzender Teil, nach WRAMNER (1972) geschlossen von Permafrost unterlagert ist. Die Verbreitung von Thermokarsterscheinungen in Gestalt von flachen, in einigen Fällen wassergefüllten Mulden beschränkt sich auf den südlichen Plateauabschnitt. Weiter nördlich verläuft die Permafrosttafel relativ kontinuierlich in einer Tiefe von 2,0-2,5 m (vgl. WRAMNER 1972).



Foto 57: 2,3 m hoher, vegetationsbedeckter Mineralbodenpalsa (Lithalsa) am Westufer des Jeutojåkka-Bachlaufes. Das minerogene Substrat des Hügels besteht aus schluffreichen Sanden. Die Südflanke grenzt mit einem Blockerosionshang an eine breite und tiefe Laggzone. Die Auftautiefe beträgt im spaltenarmen Kronenbereich 140-145 cm, an den Palsaflanken bis zu 170 cm. Das gefrorene Feinsediment darunter ist hart gefroren, aber oberhalb des Wasserspiegels relativ eisarm. 7.9.2013



Foto 58: Thermokarstsee am Westufer des Jeutojåkka-Baches. Der beckenförmig in die schluffig-sandigen Sedimente eingesenkte Wasserkörper ist stellenweise von einem flachen, ca. 0,5 m hohen, vegetationsbedeckten, permafrostfreien Wall umgeben. Der See hat sich im Zeitraum 1989-2013 am Platze eines ca. 2,5 m hohen Kuppelpalsas mit 25-30 cm dünner, spaltenreicher Torfhülle entwickelt und füllt eine Thermokarstmulde. Der 4 m hohe Palsa im Bildhintergrund war durch seine 70-80 cm mächtige thermisch isolierende Torfdecke stärker vor der Abtragung geschützt und ist noch weitgehend erhalten. 7.9.2013

Östlich der Grabungslokalität sind entlang des Ostufers des Jeutojokka-Bachlaufes rund ein Dutzend 4-5 m hohe Kuppelpalsas entwickelt, die stellenweise durch flache Permafrostpartien miteinander verbunden sind (Palsamoor 6 nach WRAMNER 1973). Die Palsas unterscheiden sich von typischen Kuppelpalsas durch ihre flache, plateauförmige Oberfläche, die bei den bachnahen Exemplaren von einer dichten Zwergstrauch-Vegetation überzogen ist. Die Palsahänge sind steil und unterliegen stellenweise der Blockerosion. Dies betrifft vor allem die westexponierten, dem Bachlauf zugewandten Hänge. Sie enden im dichten, den Bachlauf begleitenden Weidengebüsch. Dort finden sich Reste von ehemaligen Laggzonen. An mehreren Plätzen reichen die Unterhänge der Palsas bis an das Fließgewässer und werden von diesem unterminiert, insbesondere während der frühsommerlichen Schneeschmelze. In den östlichen und nördlichen Moorabschnitten verringert sich die Palsahöhe. An die Stelle von hohen Kuppelpalsas treten niedrigere Kuppel-, Komplex- und Wallpalsas, die weithin von Spalten überzogen sind und in ihren höheren, vegetationsfreien Partien der Deflation ausgesetzt sind. Die Palsahänge sind durch Blockerosion geprägt. Breite Laggzonen und tiefe, karähnliche Erosionsnischen in den Palsaflanken zeugen von einer weit fortgeschrittenen Palsa-Degradation. Die hohen Palsas entlang des Jeutojokka-Baches enthalten mächtige Mineralbodenkerne. Ihre Torfhülle ist nur wenige Dezimeter mächtig; an den Blockerosionshängen tritt das minerogene Substrat stellenweise zutage. Nach Ausweis von Grabungen verlief die Permafrosttafel unter Vegetationsbedeckung 1989 nahezu konform zur Palsaoberfläche in einer Tiefe von 110-120 cm, d. h. bereits unterhalb der Torf- / Mineralboden-Grenzfläche tief im minerogenen Substrat. Dies bestätigt die Beobachtungen von WRAMNER (1973) aus dem Jahre 1966. Dabei überrascht, dass die Palsa-Degradation in den zwei Jahrzehnten zwischen den Beobachtungen kaum fortgeschritten ist. Zumeist kommt es nach Verlagerung der Permafrosttafel aus der Torfhülle in den Mineralbodenkern der Palsas zu einem beschleunigten, auch äußerlich erkennbaren Palsa-Zerfall. Möglicherweise hat der Plateaucharakter der Palsaoberfläche mit minimalen Böschungswinkeln sowie die dichte Zwergstrauch-Vegetation ein Kollabieren der hohen Hügel verhindert. Die größere Höhe der Palsas entlang des Jeutojokka-Bachlaufes im Vergleich zu den übrigen Palsas im Moor lässt sich teilweise durch den besseren Wasserzuzug durch das nahe Fließgewässer erklären. Ferner zeichnen sich die minerogenen Sedimente entlang des Bachlaufes durch eine besonders große Frostempfindlichkeit aus. Der Ton- und Schluffanteil des Feinbodens beträgt nach Auswertung von 12 Bodenproben aus 4 Palsas in den Mineralbodenkernen 48-61 % und ist deutlich höher als in den niedrigeren Palsas der angrenzenden Moorabschnitte (22-30 %). Bei Grabungen im Fußbereich von Blockerosionshängen wurden in Moorwasserspiegelnähe bis zu 60 cm mächtige und mehrere Meter lange Eisschichten und -bänke angetroffen, die einen maßgeblichen Anteil an der Aufwölbung der Hügel über die umgebende Mooroberfläche haben dürften.

Ein Vergleich der Beobachtungen in den Palsamooren beidseits des Jeutojokka-Unterlaufes (Palsamoore 5 und 6 nach WRAMNER 1973) zeigt zwischen den Jahren 1989 und 2013 erhebliche morphologische Veränderungen, die größer sind als jene zwischen den Jahren 1966 (vgl. WRAMNER, 1972, 1973) und 1989. Die auffälligsten Veränderungen haben sich in den Sandgebieten westlich des Bachlaufes vollzogen (Ausnahme: Sandplateau an den zwei abgeschnürten Mäanderbögen des Taavaeno-Flusses). Infolge der fehlenden oder lückenhaften thermisch isolierenden Torfbedeckung des Gebietes sind in Abhängigkeit von den lokalen edaphisch-hydrologischen Bedingungen und der Art und Dichte der Vegetationsbedeckung an vielen Stellen kleinere oder größere Bodeneiskörper ausgeschmolzen. Das differenzierte Auftauen des Permafrostes hat eine unübersichtliche Thermokarst-Landschaft geschaffen, die sich markant vom Landschaftsbild des Jahres 1989 unterscheidet. Das Terrain ist stellenweise kaum wieder zu erkennen, so dass mehrere Grabungslokalitäten nicht mehr auffindbar waren. Ein eindrucksvolles Beispiel stellt der von WRAMNER (1972) detailliert kartierte Geländeausschnitt am Westufer des Jeutojokka-Baches dar. Dort haben sich die wassergefüllten Thermokarstbecken im Laufe der letzten zwei Jahrzehnte stark vergrößert. Permafrosthügel mit und ohne Torfbedeckung sind vollständig oder teilweise kollabiert. Kleine Laggzonen am Rande der Hügel haben sich verbreitert und neue Wasserkörper sind geschaffen worden. Das resultierende Thermokarst-Terrain enthält noch Permafrostreste im Untergrund, die die Gewässer und feuchten Moorpartien gegen den tiefer gelegenen Jeutojokka-Bachlauf abdämmen. Bei Anhalten des Erwärmungstrends könnten diese Permafrostrelikte in den folgenden Jahrzehnten vollständig abtauen. In den angrenzenden, mit einer geschlossenen und mächtigeren Torfdecke versehenen Moorabschnitten sind vor allem die hohen windexponierten Kuppel- und Komplexpalsas vom Zerfall bedroht, vielleicht mit Ausnahme der plateauförmigen, vegetationsbedeckten Großformen am Ostufer des Jeutojokka-Bachlaufes. Am stabilsten und weniger stark gefährdet sind zweifellos die flachwelligen, niedrigen Plateaupalsas in den zentralen Moorabschnitten. Doch auch dort haben sich die wassergefüllten Thermokarstbecken in den letzten zwei Jahrzehnten infolge von rückschreitender Blockerosion an den Palsarändern vergrößert. Gegenüber den 1980 er Jahren hat sich die von Gewässern bedeckte Fläche im Palsamoor 5 von WRAMNER (1973) erheblich ausgeweitet - eine Entwicklung, die jener im Palsamoor westlich des Davvajavri ähnelt (vgl. SANNEL 2010, SANNEL & KUHRY 2011). Zwischen den Studien von WRAMNER in den Jahren 1966/69 (vgl. WRAMNER 1972, 1973) und MEIER 1985/89 sowie den jüngsten Beobachtungen 2013 sind jeweils 20-25 Jahre vergangen, doch haben sich markante Veränderungen an den Permafrosthügeln offenbar erst im Zeitraum 1989-2013 eingestellt. Diese Tatsache lässt sich am ehesten mit einer Veränderung der klimatischen Rahmenbedingungen der Hügel-Morphodynamik im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte erklären. Zwar waren auch die 1970 er Jahre vergleichsweise mild, doch folgten in den 1980 er Jahren eine Reihe kalter Jahre aufeinander. Dagegen waren die 1990 er Jahre und das letzte Jahrzehnt mit Ausnahme einzelner Jahre (1998, 2010) ungewöhnlich warm und niederschlagsreich, was in der Summe zu einer starken Permafrost-Degradation und in der Folge zur Ausweitung des Thermokarst-Terrains geführt haben dürfte.

4. Permafrosthügel-Morphodynamik

In den norwegischen und schwedischen Arbeitsgebieten wurden Permafrosthügel in vielfältigen Formvarianten, mit unterschiedlichsten strukturellen und stratigraphischen Bauplänen sowie verschiedenartigster Morphogenese angetroffen. Außer den in Lappland weit verbreiteten Torfpalsas wurden palsaähnliche Permafrosthügel mit sehr dünner oder lückenhafter Torfhülle sowie Hügelvarianten ohne jegliche Torfbedeckung beobachtet. Ferner wurden quantitative und qualitative Unterschiede im Eisgehalt der Permafrosthügelkerne entdeckt. Außer typischen traditionellen Palsas mit einer Anreicherung von Segregationseis im Hügelkern wurden Hügelvarianten mit Injektionseiskern oder einer Kombination von Segregationseis und Injektionseis im Permafrostkern gefunden. Diese Beobachtungen werfen Fragen zur Morphogenese und Morphodynamik der Formen sowie zu den Beziehungen der verschiedenen Permafrosthügelvarianten zueinander auf. Ferner ist eine Klassifizierung und terminologische Abgrenzung der verschiedenen Hügelformen gegeneinander dringend erforderlich. Sie setzt eine genaue Kenntnis des Bauplans und der Morphodynamik der verschiedenen Permafrosthügelvarianten voraus.

4.1. Palsas (Segregationseishügel)

4.1.1. Verbreitung

Die Verbreitung der Palsas – frostdynamisch entstandenen, bis zu 12 m hohen, zumeist torfbedeckten Hügeln mit einem perennierend gefrorenen Kern mit Segregationseis – folgt im wesentlichen der Verbreitung vermoorter oder versumpfter Geländedepressionen mit hohem Grundwasserstand oder Staunässe. Ihre Morphodynamik wurde schwerpunktmäßig in der norwegischen Finnmark studiert. Verbreitungsschwerpunkte bilden die weitflächigen Moore der binnenländischen Finnmark (Finnmarksvidda) südlich der Linie Bidjovagge-Solovomi-Levajok (vgl. ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996). In der Küstenregion nimmt die Häufigkeit ihres Auftretens mit Ausnahme der inneren Fjordbereiche allmählich ab. In der inneren Fjordregion konzentriert sich die Palsaverbreitung auf Moorgebiete, die infolge mariner Überflutung von feinmaterialreichen, frostempfindlichen Sedimenten unterlagert werden. Die meisten Küstenpalsamoore liegen daher unterhalb der marinen Grenze. Die Obergrenze der Verbreitung traditioneller, torfbedeckter Palsas wird durch die obere Verbreitungsgrenze vermoorter Geländedepressionen mit hinreichend mächtiger, thermisch isolierender Torfdecke vorgezeichnet.

4.1.2. Bauplan

Nach dem Aufbau der Palsas kann zwischen reinen Torfpalsas und Palsas mit minerogenem Kern unterschieden werden. Der Permafrostkern der Torfpalsas weist einen im allgemeinen mit der Tiefe zunehmenden Eisgehalt auf. Das Eis füllt vor allem Hohlräume in Rindenteilen und Zweigresten aus. In größerer Tiefe wird der gefrorene Torf häufig von 1,5-2,0 cm dicken und bis zu 30 cm langen spindelförmigen Eislinsen durchzogen. Zwischen den Eislinsen ist der Torf homogen gefroren und durch Poreneis zementiert. Im Bereich des Moorwasserspiegels ist nicht selten eine mächtige Blankeisschicht ausgebildet.

Der Mineralboden der Palsas mit Torfhülle und minerogenem Kern wird von Sedimenten der Moorunterlage gebildet. In der Küstenregion handelt es sich vorwiegend um marine, in der binnenländischen Finnmark um glaziäre und glazifluviale Ablagerungen. Gemeinsames Kennzeichen ist ein hoher Feinmaterialgehalt und eine große Frostempfindlichkeit der Sedimente. Schluff und Sand sind die vorherrschenden Korngrößenfraktionen. Der Mineralboden der Plateaupalsas zeichnet sich durch einen besonders hohen Sandgehalt aus. Bei den Kuppelpalsas fällt u. a. der im Vergleich zu den anderen Palsaformvarianten hohe Ton- und Schluffanteil auf (vgl. MEIER 1985, 1987, 1996). Die Korngrößenverteilung kann innerhalb der minerogenen Palsakerne sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung erheblich variieren. Im Kontaktbereich zur Torfhülle ist oft eine Anreicherung gröberer Komponenten in Gestalt einer Sand- und Kiesschicht mit einzelnen Steinen und Blöcken zu beobachten.

Der gefrorene Mineralboden wird von Eislamellen und Eislinsen durchzogen. Die 0,1-0,3 cm dünnen Eislamellen verlaufen häufig parallel und rechtwinklig zur Frostbodenoberfläche und gliedern den Mineralboden in 0,5-2,0 cm große würfelförmige Aggregate. Die Eislinsen sind überwiegend konform zur Palsaoberfläche angeordnet und durch dünne Eislamellen verbunden. Mit zunehmender Tiefe vergrößert sich die Maschenweite des Eislamellennetzes. Eisschichten durchziehen den Mineralboden in immer dichteren Abständen. Im Bereich des Moorwasserspiegels treten bisweilen mächtige Eisschichten und -bänke auf. Der Eisgehalt des gefrorenen Mineralbodens nimmt mit der Tiefe deutlich zu. Bei einigen Palsas wurden bis zu 1 m mächtige Eisschichten weit oberhalb des Moorwasserspiegels beobachtet. Sie haben sich vornehmlich im Grenzbereich von Sedimentlagen unterschiedlicher Körnung entwickelt. Einige hohe Kuppel- und Komplexpalsas weisen einen besonders eisreichen Kern auf. Der Eisgehalt des Mineralbodens beträgt >90 Volumenprozent. Der Mineralboden bildet kleine tonig-schluffige Feinsedimenteinschlüsse im Eis. Trotz des hohen Eisgehaltes handelt es sich nicht um einen (Blank-) Eiskern, wie man auf den ersten Blick annehmen könnte.

Bei den Palsas mit minerogenem Kern vollzieht sich die Eisbildung vornehmlich im Mineralboden und weniger im Torf. Die Erhebung der Palsas über die umgebende Mooroberfläche wird daher zum größten Teil durch die Aufwölbung des gefrorenen Mineralbodens bestimmt. Da die Oberfläche des minerogenen Palsakernes mehr oder weniger konform zur Palsaoberfläche verläuft, ist auch die Formenausprägung der Palsas in engem Zusammenhang mit der Art und dem Ausmaß der Eisbildung im Mineralbodenkern zu sehen.

Den in der Regel mit traditionellen, torfbedeckten Palsas vergesellschafteten Mineralbodenpalsas (Lithalsas) fehlt eine thermisch isolierende Torfdecke. Diese reinen Mineralbodenpalsas sind relativ selten; sie wurden in Finnmark bisher nur am inneren Varangerfjord am Rande eines kleinen Moores mit traditionellen, torfbedeckten Palsas beobachtet. Die flachen, schildförmigen Hügel sind in einer wasserüberstauten Senke in feinkörnigen, schluffig-sandigen Sedimenten angelegt. Ihre spaltenfreie Oberfläche ist von einer xerophilen Zwergstrauch-Vegetation bedeckt. Der Eisgehalt des gefrorenen Palsakernes ist relativ gering, was die bescheidene Höhe (ca. 1 m) der Mineralbodenpalsas erklärt. Die hart gefrorenen Feinsedimente sind von äußerst dünnen Eislamellen durchsetzt. Deutlich erkennbare Eislinsen von mehreren Dezimetern Länge und bis zu 6 cm Mächtigkeit treten erst ab 2,1 m Tiefe auf. Die Hügel ähneln darin den Mineralbodenpalsas im Tavvavuoma-Becken, unterscheiden sich aber deutlich von den größeren, bis zu 7 m hohen Permafrosthügeln auf der Råsto-Hochfläche (Kätkijärvet-Gebiet) in Nordschweden. Die dortigen Hügel sind in See- oder Bachufernähe in grobkörnigeren Sedimenten angelegt und zeichnen sich ebenso wie die benachbarten torfbedeckten Palsas - durch einen hohen Eisgehalt aus. Der größte Hügel enthält unter 3,2 m mächtigen sandigen, blockreichen Grundmoränendecke eine 2,3 m dicke Lage aus gefrorenen Schluffen und Feinsanden mit dünnen Eislamellen und -linsen, an die sich tiefenwärts ein 4,5 m mächtiger Eiskörper mit zwischengeschalteten Schluff- und Feinsandlagen anschließt, der in einen Blankeiskörper übergeht (vgl. LAGERBÄCK & RODHE 1985). Die erhebliche Eisanreicherung im Palsakern, begünstigt durch den Wasserzuzug aus dem angrenzenden See, dürfte die Entwicklung einer derart mächtigen Hügelform ermöglicht haben.

4.1.3. Aggradation und Degradation

Wie die Grabungs- und Bohrprofile ausweisen, beruht die Aufwölbung der Substratlagen und damit die Palsabildung auf einer Eisanreicherung im Torf und / oder Mineralboden in Gestalt von Eislamellen, -linsen und -schichten (vgl. u. a. WRAMNER 1973, ÅHMAN 1977, SEPPÄLÄ 1986, 1988, MEIER 1985, 1987, 1988/89, 1996). Die günstigsten Voraussetzungen für die Bildung und Erhaltung von Eis im Substrat bieten unter den in Nordfennoskandien herrschenden Klimaverhältnissen die Moorgebiete. In ihnen finden sich Torfe und als Moorunterlage oftmals auch feinkörnige, frostempfindliche minerogene Sedimente, die sich durch eine hohe Wasserhalte- und Transportkapazität auszeichnen (vgl. ÅHMAN 1977). Zudem steht in den Mooren ein umfangreiches Feuchtigkeitsreservoir zur Verfügung, das einen kontinuierlichen Wassernachschub zur Gefrierfront im Palsakern garantiert. Die Bedeutung des Torfes für die Palsaentwicklung gründet sich dabei weniger auf seine selbst gegenüber ton- und schluffreichen Mineralböden höhere Wasserhaltekapazität als vielmehr auf sein geringes Wärmeleitvermögen, das den gefrorenen Mineralboden bei hinreichend mächtiger Torfbedeckung während des Sommers vor dem Auftauen schützt (vgl. LINDQVIST & MATTSSON 1965, ÅHMAN 1975, 1976, 1977). Im Sommer bilden die oberen, trockeneren und porösen Torflagen eine thermisch isolierende Schicht um den gefrorenen Palsakern. Im Winter ist der Torf gefroren und als Folge der herbstlichen Niederschläge wassergesättigt; er erhält dadurch eine wesentlich bessere Leitfähigkeit, die zu einer starken Auskühlung der Palsas führt. Temperaturmessungen von LINDQVIST & MATTSSON (1965) in einem Kuppelpalsa mit Mineralbodenkern bei Karlebotn zeigen, dass positive Temperaturen im Sommer und Frühjahr nur bis in 1 m Tiefe auftreten. Darunter besitzt der Palsa ein sehr stabiles Temperaturgefüge. Die Kältewellen des Winters dringen jedoch tiefer in den Palsakörper ein und lassen sich – wenn auch abgeschwächt und zeitlich verzögert – noch in 4 m Tiefe nachweisen.

Das Initialstadium eines Palsas entsteht dort, wo die durch den Wind kontrollierte Mächtigkeit der winterlichen Schneedecke besonders gering ist, so dass der Frost tief in den Torf eindringen kann und während der folgenden sommerlichen Tauperiode unter der thermisch isolierenden Torfdecke teilweise erhalten bleibt. Dadurch bildet sich ein flacher Hügel (vgl. SEPPÄLÄ 1986), dessen oberflächennahe Torflagen austrocknen. Aufgrund der geringen thermischen Leitfähigkeit von trockenem Torf (ca. 12 % derjenigen von feuchtem Torf, vgl. ZUIDHOFF & KOLSTRUP 2000) kann die Sommerwärme nicht genau so tief in den gefrorenen Hügelkern eindringen wie die winterliche Kälte. Daher überdauert ein Teil des Frostbodens bis in den nächsten Winter. In den folgenden Wintern dringt der Frost tiefer in den Torf ein; die die sommerliche Auftauperiode überdauernde Frostbodenlage wird immer mächtiger. Der zunächst noch flache, schildförmige Hügel wächst infolge Eisanreicherung (Eissegregation infolge Kryosuktion nach PISSART 1983, durch Buoyancy-Effekt nach SEPPÄLÄ 2011) in seinem Innern in die Höhe und bietet dem Wind eine immer größere Angriffsfläche. Er bleibt daher im Winter häufig schneefrei, so dass der Gefrierprozeß beschleunigt wird. Die obersten Torfschichten trocknen im Sommer aus. Die ursprüngliche hygrophile Moorvegetation aus Eriophorum- (Wollgras-), Carex- (Seggen-) und Sphagnum- (Torfmoos-) Arten stirbt im Gefolge ab. Daher sind die meisten jungen (embryonalen) Palsas durch eine helle, zumeist graue Oberfläche aus ausgetrocknetem, abgestorbenem Pflanzenmaterial gekennzeichnet. Im Laufe der folgenden Jahre entwickelt sich auf dem wachsenden Palsahügel eine xerophile Vegetation aus Empetrum hermaphroditum (Zwittrige Krähenbeere), Betula nana (Zwergbirke) und Rubus chamaemorus (Moltebeere). Mit zunehmender Höhe und Exposition des Hügels erlangen erosive, abluale und deflatorische Abtragungsprozesse immer größere Bedeutung. Sie leiten die Degradation des Permafrostbodens und damit den Hügelzerfall ein.

Erscheinungen der Palsa-Degradation wurden in fast allen Palsamooren beobachtet, häufig in unmittelbarer Nachbarschaft neu gebildeter, intakter, stabiler Palsas (1980 er Jahre). Die Torfdecke vieler Palsas wird von tiefen, vielfach polygonartig angeordneten Spalten durchzogen. Die exponierten Kronenbereiche der hohen Palsavarianten (Kuppel- und Komplexpalsas) sind oftmals vegetationslos, so dass der nackte Torf zutage tritt. An den Palsarändern löst sich der Torf häufig in großen Paketen ab, die gravitativ zum Palsafuß verlagert werden. Viele Palsas sind zudem ganz oder teilweise von einer tiefen Wasserrinne umgeben, deren Wasser sich im Sommer erwärmt und den gefrorenen Palsakern randlich unterschneidet. Von besonderer Bedeutung für den Palsa- und Permafrostbodenzerfall ist vor allem die Spaltenbildung in der thermisch isolierenden Torfdecke. Die Spalten bilden eine wichtige Voraussetzung der Blockerosion; sie fungieren als Leitlinien der Erosion. Unter den verschiedenen, teils gleichzeitig ablaufenden Erosionsprozessen sind Block- und Winderosion maßgeblich an der Zerstörung der schützenden Vegetations- und Torfdecke der Palsas beteiligt (vgl. SVENSSON 1962).

Wird die thermisch isolierende Torfhülle um den gefrorenen Palsakern beschädigt oder abgetragen, wird das Temperaturgefüge im Innern des Palsakörpers verändert und der Permafrostboden beginnt zu tauen. Die Beschädigung der Torfdecke nimmt zumeist ihren Anfang in einem Aufreißen von Spalten in den äußeren Torflagen der Palsas. Die Spalten ermöglichen im Sommer den Zutritt von Warmluft und Regenwasser zum gefrorenen Palsakern und leiten damit den Permafrostboden- und Palsazerfall ein. Spalten finden sich sowohl an der Oberfläche von reinen Torfpalsas als auch in der Torfhülle von Palsas mit minerogenem Kern. Völlig spaltenfrei sind nur junge embryonale Palsas. Die Spaltenbildung kann sowohl aus dem Wachstum des Palsakerns als auch aus Kontraktionen bei rascher Abkühlung des Substrats resultieren (vgl. SVENSSON 1962, WRAMNER 1973, ÅHMAN 1977, MEIER 1985).

Die aus der Zerlegung der Palsahülle infolge Spaltenbildung entstandenen, gegeneinander beweglichen Torfblöcke gleiten auf dem gewölbten, gefrorenen Palsakern gravitativ zum Palsarand und stürzen dort in den sog. Palsalagg (vgl. LUNDQVIST 1951), eine bei älteren Palsas oftmals sehr tiefe Wasserrinne, die viele Palsakörper umgibt, und zerfallen dort allmählich. Das relativ warme Palsalaggwasser führt ferner zu Schmelzprozessen am Rande des gefrorenen Palsakerns und bewirkt dadurch eine randliche Unterschneidung des Palsakörpers. Durch fortgesetztes Unterminieren und sukzessives Nachrutschen der hangenden Torfblöcke bilden sich im Laufe der Zeit nischenförmige Hohlformen, die mit Steilwänden immer weiter in den Palsakörper zurückgreifen, bis dieser schließlich vollständig abgetragen ist und an seinem Platze nur noch ein kleiner See zu finden ist.

Die Blockerosion bildet sowohl bei den reinen Torfpalsas als auch bei den Palsas mit Mineralbodenkern den vorherrschenden Erosionsprozeß. Den Feldbefunden zufolge unterliegen Palsas mit minerogenem Kern infolge der größeren Wärmeleitfähigkeit des Mineralbodens in stärkerem Maße der Erosion und zerfallen daher schneller als reine Torfpalsas. Ferner sind Palsas mit ausgeprägter Krone und intensiver Spaltenbildung (Kuppel- und Komplexpalsas) ungeachtet des Aufbaus ihres Kerns aus Torf oder Mineralboden der Blockerosion wesentlich stärker ausgesetzt als flache Palsas mit Plateaucharakter, die im Verhältnis zu ihrer Fläche nur eine relativ kleine, periphere Laggzone mit Erscheinungen der Blockerosion aufweisen (vgl. MEIER 1996).

Die Laggzone am Fuße der Palsas spielt bei der Palsadegradation eine wichtige Rolle und verdient daher besondere Beachtung. Wie die Feldstudien zeigen, sind schon die jungen embryonalen Palsas häufig von einer schmalen feuchten Zone umgeben. Sie entsteht nach LUNDQVIST (1951) durch das Gewicht des wachsenden Palsas, durch das die angrenzenden Torflagen im Moor niedergepreßt werden. Da Eis und Torf eine geringere Dichte als Wasser und Torf besitzen, schwimmt der Palsakörper zunächst an der Mooroberfläche; mit zunehmender Größe und wachsendem Gewicht sinkt er jedoch immer mehr ein und presst dabei die angrenzenden Torflagen nieder, so dass eine feuchte Laggzone entstehen kann. Nach Ausweis zahlreicher Grabungen und Bohrungen haben die embryonalen Palsas nur äußerst selten Kontakt zur minerogenen Moorunterlage. Sie "schwimmen" vielmehr an der Mooroberfläche und sind in vertikaler Richtung beweglich. Bei Belastung – etwa durch das Gewicht eines Menschen – können kleine embryonale Palsas bis unter den Moorwasserspiegel einsinken, wobei die frostfreien Torflagen mit hinab gepresst werden (vgl. MEIER 1996). Auch bei älteren und größeren Palsas ist eine Laggbildung nach der Theorie von LUNDQVIST (1951) möglich, solange kein Kontakt zwischen Palsakörper und Moorunterlage besteht, was vor allem in tiefgründigen Moorabschnitten der Fall sein dürfte. Bei den beteiligten Palsas handelt es sich somit immer um reine Torfpalsas (vgl. ÅHMAN 1977, MEIER 1985).

Aber auch Palsas mit Mineralbodenkern weisen häufig einen Palsalagg auf. Dieser kann jedoch nicht aus dem Niederpressen der Torflagen an den Palsarändern als Folge des Palsagewichtes resultieren, da die minerogene Moorunterlage an der Palsabildung teilnimmt und der Palsakörper daher nicht in das Moor einsinken kann. Bei diesen Palsas ist die Laggbildung unmittelbar an die Permafrost-Degradation im Palsakern geknüpft (vgl. ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1987, 1996). Solange die Torfhülle den gefrorenen minerogenen Palsakern vor dem Auftauen schützt, kann sich kaum ein Palsalagg entwickeln. Wird die Torfhülle aber beschädigt oder die Temperaturen steigen an, so dass die Permafrosttafel in den minerogenen Palsakern absinkt und das Bodeneis zu schmelzen beginnt, kommt es zu Sackungsvorgängen, die an den Palsarändern zur Entwicklung einer Laggzone führen können. Ist der Palsalagg erst einmal angelegt, beschleunigt die hohe Wärmekapazität seines Wassers den weiteren Palsazerfall. Der Palsalagg vergrößert sich immer mehr, während der Palsakörper zunehmend zerfällt. Im Endstadium der Entwicklung zeugt nur noch ein kleiner, mitunter von einem flachen Torfwall umgebener See von der ehemaligen Existenz eines Palsas. Die Laggbildung kann zwar durch eine allgemeine Temperaturerhöhung induziert werden; sie stellt aber ein normales Glied im Entwicklungsgang der Palsas dar (vgl. ÅHMAN 1977).

4.1.4. Entwicklungsverlauf

Wie die vor allem in den 1980 er Jahren in vielen Palsamooren zu beobachtende enge räumliche Vergesellschaftung von jungen, embryonalen Palsas und alten, kollabierenden Palsas ausweist, durchlaufen die einzelnen Palsas einen Entwicklungszyklus, dessen Umfang und Länge von verschiedenen Faktoren beeinflusst wird, wobei die klimatischen Rahmenbedingungen zu den wichtigsten Steuergrößen zählen (vgl. Foto 59, Abb. 33 u. 34). Die Entwicklung eines solchen Palsa-Entwicklungskreislaufes wird inzwischen nicht mehr ernsthaft bestritten (vgl. u. a. SVENSSON 1962, WRAMNER 1973, ÅHMAN 1977, SEPPÄLÄ 1986, 1988, MEIER 1985, 1987, 1988/89, 1996, ZUIDHOFF 2003a, ZUIDHOFF & KOLSTRUP 2005). Der Entwicklungsgang führt von einem Initialstadium über ein Reifestadium zu einem Finalstadium. Diese drei Hauptstadien sind durch eine Reihe weiterer, morphologisch weniger auffällig in Erscheinung tretender Zwischenstadien verbunden. Der im Folgenden skizzierte Entwicklungsgang bezieht sich auf die Entwicklung reiner Torfpalsas sowie die Entwicklung von Palsas mit minerogenem Kern. Die Aggradation und Degradation rein minerogener Palsas (Lithalsas) verläuft etwas abweichend. Der entworfene, stark schematisierte Entwicklungszyklus gründet sich vornehmlich auf die eigenen langjährigen Palsastudien in Finnmark, schließt aber die Ergebnisse ergänzender Palsauntersuchungen in Troms und Norrbotten mit ein. Ähnliche Entwicklungskreisläufe von Palsas beschreiben SEPPÄLÄ (1979, 1982a, 1986, 1988), SEPPÄLÄ & KUJALA (2009) und SEPPÄLÄ (2011, etwas abgewandelt) aus Mooren in Finnisch Lappland sowie ZUIDHOFF (2003a) und ZUIDHOFF & KOLSTRUP (2005) aus Mooren in Nordschweden. Bei der Ausgliederung der verschiedenen Entwicklungsstadien wird im Hinblick auf eine detailliertere Differenzierung des Zyklus nach einem Vorschlag von ZUIDHOFF (2003a) und ZUIDHOFF & KOLSTRUP (2005) auch die Vegetation berücksichtigt.



Foto 59: Junger, spaltenfreier, von Resten der abgestorbenen, hygrophilen Moorvegetation sowie grauen xerophilen Flechten bedeckter Palsa auf dem isostatisch gehobenen, glazifluvialen Delta südlich von Karlebotn am inneren Varangerfjord (Palsamoor Måkkejavri). Der ca. 15 Jahre alte, schildförmige Palsa hat sich in einer Thermokarstmulde innerhalb eines älteren plateauförmigen Palsas entwickelt. Seine im Winter durch eine mächtige Schneedecke vor Wind und Kälte geschützten Ränder sind bereits von einer xerophilen Zwergstrauch-Vegetation besiedelt worden. 7.7.1987

Das Initialstadium eines Palsas resultiert aus dem differenzierten Eindringen des Frostes in das Moor, begleitet von einer lokalen Eisanreicherung im Torf. Die Eindringtiefe des Frostes wird hauptsächlich durch die Schneeverhältnisse sowie die Art und Dichte der Vegetation bestimmt. Eine dünne oder gar fehlende Schneedecke im Winter begünstigt ein tiefes Eindringen des Frostes in die Torflagen. Bei hinreichend großer Eindringtiefe bleibt ein Teil des Frostbodens im folgenden Sommer erhalten. Ist der saisonale Frostboden im umgebenden Moor getaut, entsteht am Platze dieser Frostbodenlinse ein kleiner schildförmiger Hügel. Seine hygrophile Moorvegetation (vornehmlich Sphagnum-Moose) trocknet infolge der Heraushebung über den Moorwasserspiegel aus, stirbt allmählich ab und wird später durch eine xerophile Vegetation ersetzt. Die abgestorbene ursprüngliche Moorvegetation verleiht dem flachen Hügel eine helle Färbung, wodurch er im Moor auffällt und leicht zu identifizieren ist (vgl. Foto 60). Die trockene Sphagnum-Moosdecke schützt die darunter befindliche Frostbodenlinse vor dem Auftauen. Die maximale sommerliche Auftauschicht solcher Palsa-Initialstadien ist in Finnmark nur 25-40 cm mächtig (vgl. MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996). Am Ende des Sommers verringert sich die Verdunstung (Evaporation) und die herbstlichen Niederschläge durchfeuchten den Torf an der Hügeloberfläche. Aufgrund der guten Leitfähigkeit von wassergesättigtem, feuchtem Torf kann der Frost tief in das Substrat eindringen. Im folgenden Winter weist der kleine Hügel im Moor infolge seiner Windexposition eine noch dünnere Schneebedeckung auf. Er ist der winterlichen Kälte verstärkt ausgesetzt, so dass der Frost noch tiefer in den Torf eindringt. Auch lokale Unterschiede in der Zusammensetzung und Höhe der Vegetation können die Schneeverteilung und -mächtigkeit im Moor beeinflussen und auf diese Weise den Platz der Palsaanlage bestimmen. Die Palsaentwicklung kann alternativ auch im Sommer infolge eines längerfristigen lokalen Überdauerns des Bodenfrostes unter einer stärker thermisch isolierenden Vegetatiosdecke einsetzen (vgl. MATTHEWS et al. 1997). Diese Annahme wird durch eine Studie von KUHRY (1998) in Kanada gestützt, nach der die Entwicklung trockener Torfflächen aus *Sphagnum fuscum* einen Auslöser der Palsabildung darstellen kann.



Abb. 33: Profil durch ein Palsamoor am inneren Varangerfjord, Ostfinnmark, Nordnorwegen (aus MEIER 1996)



Foto 60: Schildförmiger, spaltenfreier, 1 Jahr alter embryonaler Palsa auf einer vermoorten, marinen Terrasse bei Karlebotn am inneren Varangerfjord. Der von absterbender, hygrophiler Moorvegetation bedeckte 20 cm hohe Palsa hat keinen Kontakt zur minerogenen Moorunterlage. Er schwimmt frei beweglich an der Mooroberfläche. Die Auftautiefe beträgt 18 cm. 13.8.1991



Abb. 34: Der Entwicklungskreislauf eines Palsas mit Mineralbodenkern am inneren Varangerfjord (aus MEIER 1996)

Falls der Frostbodenkern des Initialstadiums die folgenden Sommer überdauert, kann der Hügel im Laufe der nächsten Winter in die Höhe wachsen. Die Vegetation besteht noch aus denselben hygrophilen Pflanzenarten wie im umgebenden Moor, d. h. hauptsächlich *Eriophorum-, Carex-* und *Sphagnum*-Arten. Der Palsa tritt in diesem Embryonalstadium morphologisch kaum in Erscheinung; er ist wie im Initialstadium vornehmlich anhand der austrocknenden und absterbenden und dadurch eine graue bis weiße Färbung annehmenden hygrophilen Moorvegetation an seiner Oberfläche zu erkennen (vgl. Foto 61). Die Vegetation des schildförmigen Hügels ist niedriger als im umgenden Moor, wodurch die Auswehung von Schnee im Winter begünstigt wird, so dass der Frost tiefer in das Substrat eindringen kann.



Foto 61: 3 Jahre alter, 45 cm hoher, kuppelförmiger, embryonaler Palsa mit teilweise entfernter Auftauschicht bei Aidejavri auf der südlichen Finnmarksvidda. Die Palsaoberfläche ist von hellgrauer, abgestorbener, hygrophiler Moorvegetation bedeckt. Unter der 15 cm mächtigen Auftauschicht befindet sich ein eisreicher, der minerogenen Moorunterlage aufliegender Torfkern. 24.7.1986

Welche Prozesse die Eisanreicherung im Substrat und damit die Palsabildung und das Palsawachstum im einzelnen verursachen, ist umstritten. Die Mehrzahl der Autoren (vgl. u. a. WRAMNER 1973, ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1987, 1988/89, 1991a, 1996, ZUIDHOFF 2003a, MEIER & THANN-HEISER 2011) halten eine Eissegregation als Folge von Kryosuktion für den dominaten Vorgang (vgl. PISSART 1983). Kryosuktion ist eine Folge der Kapillarität des Substrats. Sobald ein Sediment gefriert, bildet das darin enthaltene Wasser Eis, was dazu führt, dass das restliche Wasser in immer kleineren Räumen eingeschlossen wird. Dadurch wird die freie Energie des restlichen Wassers herabgesetzt, als dessen Folge das Wasser kapillar zur Gefrierfront wandert (vgl. WILLIAMS & SMITH 1989). Auf diese Weise zieht das Gefrieren des in situ-Wassers im Palsakern Wasser aus der Umgebung an. Damit es zur Kryosuktion kommt, müssen wassergesättigte minerogene oder organogene (Torf) Sedimente vorhanden sein, wobei feinkörnige minerogene Ablagerungen wie Ton und Schluff besonders frostempfindlich sind und daher die Eisbildung durch den Vorgang der Kryosuktion begünstigen. Kryosuktion neigt zur Bildung von Segregationseis, das das Substrat in Gestalt von Eislamellen, -linsen und -bändern durchzieht, die vorzugsweise parallel zur Richtung des Wärmeverlustes, d. h. im allgemeinen mehr oder weniger horizontal zur Hügeloberfläche, angeordnet sind. Die Bildung von Segregationseis setzt die Existenz eines hinreichend großen Wasserreservoirs sowie ein langsames Vordringen der Frostfront voraus. Ab einer Tiefe von rund 10 m behindert der hohe Belastungsdruck der hangenden Sedimentlagen die Segregationseisbildung und Hebung der Substratlagen (vgl. PISSART 1987).

Einige wenige, überwiegend nordamerikanische Autoren (u. a. OUTCALT & NELSON 1984) favorisieren eine Eisanreicherung bei der Palsabildung als Folge des Buoyancy-Effektes. In Nordeuropa war die Palsagenese allein durch Segregatioseisbildung im Torf und / oder Mineralboden unbestritten, ehe SEPPÄLÄ & KUJALA (2009) und SEPPÄLÄ (2011) die Bildung von Segregationseis in Torfablagerungen anzweifelten und ein Modell der Palsaentwicklung auf der Basis der Eisanreicherung durch den Buoyancy-Effekt entwarfen. Nach diesem Modell beruht das Palsawachstum auf einer auftriebsbedingten Hebung des gefrorenen Palsakernes, in deren Gefolge sich Wasser unter dem Kern ansammelt, das im nächsten Winter gefriert und dünne Eislagen bildet. Erst wenn der gefrorene Torfkern der Palsas die frostempfindlichen schluffigen oder tonig-schluffigen Sedimente der Moorunterlage erreicht und diese gefrieren, beginnt die Eissegregation bei der Palsabildung eine wichtige Rolle zu spielen (vgl. SEPPALA & KUJALA 2009, SEPPÄLÄ 2011). Obwohl eine Palsagenese infolge des Buoyancy-Effektes lokal unter speziellen Bedingungen denkbar ist, ergaben die eigenen langjährigen Feldstudien in Norwegisch und Schwedisch Lappland (über 80 Motorgrabungen und ca. 350 Motorbohrungen in Palsas, davon rund ein Drittel reine Torfpalsas, im Zeitraum 1979-2011) keinerlei Hinweise auf eine derartige Palsabildung. Insbesondere die Anordnung des Bodeneises in Gestalt von Eislamellen, -linsen und -bändern lässt in den aufgegrabenen Palsas keine grundlegenden Unterschiede zwischen organogenen und minerogenen Sedimenten erkennen, sieht man davon ab, dass die gefrorenen ton- und schluffreichen Feinsedimente im allgemeinen einen höheren Eisgehalt als die Torfablagerungen aufweisen und bei den Palsas mit Mineralbodenkern daher oftmals die Hügelabmessungen und -höhe bestimmen. Die umfangreichen Grabungsund Bohrbefunde, insbesondere aus den Palsamooren Finnmarks, lassen keine Zweifel an einer Palsagenese durch Eissegregation infolge von Kryosuktion aufkommen (vgl. zuletzt PISSART 2013). Bei den weiteren Entwicklungsstadien wird daher weiterhin ein Palsawachstums auf der Basis dieser Prozesse zugrunde gelegt.

In den folgenden Wintern dringt der Frost am Platze der Palsabildung noch tiefer in die Torflagen ein. Die Mächtigkeit der Permafrostlinse nimmt durch das Gefrieren von Porenwasser und die Bildung von Segregationseislinsen und -lamellen zu. Der ursprünglich äußerst flache Hügel wächst dadurch relativ rasch in die Höhe. Schon nach 6 Jahren können Palsahöhen von 30-35 cm, in einzelnen Fällen sogar von 45 cm erreicht werden, wie vergleichende Messungen an jungen Palsas am inneren Varangerfjord im Zeit-raum 1981-1987 belegen (vgl. Fotos 62 u. 63, MEIER 1996). Am Ende dieses Jungstadiums wird die abgestorbene hygrophile Vegetation allmählich durch eine xerophile Vegetation mit dem wind- und trockenresistenten *Polytrichum*-Moos und, bei im Winter vorhandener Schneedecke, *Betula nana* ersetzt. Hygrophile Pflanzenarten sind nur noch an den Hügelrändern anzutreffen (vgl. Foto 64). Die Zusammensetzung der Vegetation unterscheidet sich nun deutlich von derjenigen der embryonalen Palsas. Die obersten Torflagen können bei besonders rasch wachsenden, mehr als 50 cm hohen Palsas bereits von Spalten durchzogen sein. Am Rande der Palsas ist zumeist eine feuchte Zone oder eine schmale Wasserrinne anzutreffen, der Palsalagg. Die Wärmekapazität des Laggwassers hemmt das weitere Palsawachstum, so dass davon auszugehen ist, dass viele Palsas klein bleiben oder wieder zerfallen.

Mit zunehmender Heraushebung des Palsakörpers über den Moorwasserspiegel trocknet der Palsatorf allmählich aus bis der Palsa seine maximale Höhe erreicht hat. Die Palsaflanken werden zugleich steiler. Die Wasserversorgung der Hügelvegetation erfolgt nun ausschließlich über den Niederschlag. Die Kronenbereiche der Palsas werden in diesem Reifestadium von einer relativ xerophilen Vegetation mit Empetrum hermaphroditum als Charakterpflanze besiedelt. Ferner finden sich Rubus chamaemorus und Vaccinium uliginosum, die wie Empetrum relativ wind- und kälteresistent sind. Die Vegetationsdecke aus Zwergsträuchern und Moosen ist recht dicht; nackter Torf tritt nur an wenigen Stellen zutage, etwa entlang klaffender Spalten. Diese sind im Winter schneegefüllt und bieten dadurch vor allem Betula nana einen Wind- und Kälteschutz. Es besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Schneemächtigkeit und der Zusammensetzung der Vegetation, wobei über Betula nana die mächtigste Schneedecke, gefolgt von Empetrum und über Flechten und nacktem Torf die dünnste Schneelage anzutreffen ist (vgl. ZUIDHOFF & KOLSTRUP 2005). Betula nana kämmt den Schnee aus und bindet ihn zugleich mit Folgen für das Bodentemperaturregime im Palsa, da die Schneedecke das Eindringen der winterlichen Kältewellen behindert. Die Abgrenzung des Palsa-Jungstadiums gegenüber dem Reifestadium wird nach einem Vorschlag von ZUIDHOFF & KOLSTRUP durch den Wechsel zu deutlich trockeneren Verhältnissen, angezeigt durch die Besiedlung mit xerophilen Pflanzen, insbesondere Empetrum, markiert.



Foto 62: Querschnitt durch einen 8 Jahre alten, 55 cm hohen, schildförmigen Palsa auf einer gehobenen Meeresterrasse bei Karlebotn am inneren Varangerfjord. Auf der wind- und kälteexponierten Palsakrone finden sich Reste der abgestorbenen, hygrophilen Moorvegetation, während die Palsaflanken bereits von xerophilen Pflanzen besiedelt werden. Unter der ca. 30 cm mächtigen Auftauschicht befindet sich der durch Poreneis zementierte Palsakern, dessen Oberfläche nahezu konform zur Palsaoberfläche verläuft. 13.8.1991



Foto 63: 12 Jahre alter, spaltenfreier Palsa im Palsamoor Måkkejavri südlich von Karlebotn. Die hygrophile Moorvegetation ist durch die Anhebung der Torflagen über den Moorwasserspiegel ausgetrocknet, abgestorben und hellgrau gefärbt. Der am flachgründigen Moorrand gelegene Palsa enthält unter der 20-25 cm mächtigen, im Torf entwickelten Auftauschicht einen gefrorenen Kern aus schluffreichen, sandigen Sedimenten mit einzelnen Steinen im Torf-Mineralboden-Kontaktbereich. 19.8.1993



Foto 64: Schildförmiger, spaltenfreier, ca. 20 Jahre alter Palsa im Palsamoor Larajaeggi nördlich von Karlebotn, Auftauschicht teilweise entfernt. Auf der wind- und kälteexponierten Palsaoberfläche finden sich ausgetrocknete und abgestorbene Reste der hygrophilen Moorvegetation und xerophile Zwergsträucher und Flechten mosaikartig vergesellschaftet. An den feuchteren, im Winter schneebedeckten Palsaflanken dominieren hygrophile Pflanzenarten. Die Frostbodenoberfläche verläuft im Kronenbereich des Palsas konform zur Palsaoberfläche. 25.8.1987

Ist der gefrorene Palsakern durch Eissegregation an der Gefrierfront und Wasseranziehung aus den angrenzenden frostfreien Moorpartien so mächtig geworden, dass er bis zum Moorgrund hinabreicht, entscheidet sich, ob der Mineralboden der Moorunterlage an der Palsaentwicklung teilnimmt oder nicht, d. h. ob der Palsa ein reiner Torfpalsa bleibt oder ob ein Palsa mit minerogenem Kern gebildet wird (vgl. MEIER 1996). Besteht die Moorunterlage ausschließlich aus grobkörnigen, wenig frostempfindlichen Sedimenten, wie etwa ton- und schluffarmen oder -freien Sanden und Kiesen, nimmt sie in aller Regel nicht an der Palsaentwicklung teil, sondern bildet nur die Unterlage für einen reinen Torfpalsa. Wird das Palsamoor dagegen von feinkörnigen, ton- und schluffreichen, frostempfindlichen Sedimenten unterlagert, greift die Eissegregation zumeist auf diese über. Der Mineralboden wird dadurch in die Palsaentwicklung mit einbezogen, so dass ein Palsa mit minerogenem Kern entsteht (vgl. Foto 65). Selbst wenn der Mineralboden frostfrei bleibt und nicht unmittelbar an der Palsabildung teilnimmt, kann er die Palsaentwicklung beeinflussen, indem er als Widerlager für den Palsakörper fungiert. Wenn der gefrorene Palsakern der minerogenen Moorunterlage unmittelbar aufliegt, was nach Ausweis zahlreicher Bohrungen und Sondierungen offenbar bei vielen Torfpalsas in den Arbeitsgebieten der Fall ist, kann der Palsa nicht weiter in das Moor einsinken und die Torflagen der Laggzone am Palsarand niederpressen. Setzt sich die Eissegregation gar im Mineralboden der Moorunterlage fort, ist mit einer Beschleunigung des Palsawachstums und unter Umständen auch mit einer geringen Hebung der Substratlagen in der unmittelbaren Umgebung des an der Mooroberfläche morphologisch abgrenzbaren Palsakörpers zu rechnen (vgl. AHMAN 1977). Eine Palsalaggbildung durch Niederpressen der Torflagen am Palsarand infolge einer Gewichtszunahme des wachsenden Palsakörpers ist nun auszuschließen. Die mit Zunahme der Palsahöhe in immer größerer Zahl in der Palsahülle aufreißenden Spalten leiten indessen die Permafrost-Degradation im Palsakern ein, wobei sich das freigesetzte Schmelzwasser am Palsarand sammeln und eine Laggzone bilden kann.

Das Degradationsstadium beginnt mit dem Einsetzen der Blockerosion an den Palsaflanken (vgl. Foto 66). Bereits vorhandene Spalten verbreitern sich und neue Spalten reißen auf, wodurch die Torfhülle des Palsas in Blöcke gegliedert wird, die auf dem gewölbten, gefrorenen Palsakern zum Palsafuß gleiten. Die Spalten in der thermisch isolierenden Torfhülle gestatten im Sommer den Zutritt von Warmluft und Regenwasser zum gefrorenen Palsakern und lösen dort Auftauvorgänge aus (vgl. Foto 67). Auf den Palsakronen ermöglicht die Spaltenbildung und die damit verbundene Beschädigung der Vegetationsdecke den Zugriff der Winderosion. Durch Deflationsvorgänge und zusätzliche Torfabschwemmung von den Kahlflächen nach stärkeren Regenfällen wird die Palsakrone abgeflacht und die Permafrosttafel abgesenkt. Das durch das Ausschmelzen von Bodeneis im Palsakern freigesetzte Schmelzwasser gelangt zum Palsarand und trägt dort zur Vergrößerung eines bereits vorhandenen Palsalaggs bei oder initiiert die Entwicklung einer neuen Laggzone. Der Palsalagg beschleunigt seinerseits aufgrund der hohen Wärmekapazität seines Wassers die Auftauvorgänge im Palsakern und nimmt dabei rasch an Größe zu (vgl. Fotos 68 u. 69, vgl. MEIER 1996). Der Palsazerfall dürfte, wenn die Permafrosttafel erst einmal bis in den minerogenen Palsakern abgesunken ist, relativ rasch voranschreiten (vgl. ÅHMAN 1977). Ferner wird der Palsazerfall auch dadurch beschleunigt, dass der Eisgehalt der gefrorenen Substrate sowohl in den Kernen der reinen Torfpalsas als auch in den Kernen der Palsas mit Mineralbodenbeteiligung tiefenwärts zunimmt. Vor allem das Ausschmelzen größerer Blankeislinsen und -schichten im Niveau des Moorwasserspiegels dürfte einen raschen Palsazerfall und eine deutliche Volumenvergrößerung des Palsalaggs zur Folge haben. Die Vegetation des Degradationsstadiums ähnelt derjenigen des Reifestadiums. Es dominieren xerophile Pflanzenarten. Das raue, unregelmäßige Mikrorelief der Palsaoberfläche vergrößert die Vielfalt an ökologischen Nischen und führt dadurch zu einer größeren Pflanzendiversität. Außer typischen xerophilen Pflanzen sind auch wieder hygrophile Arten anzutreffen. Betula nana erreicht größere Höhen als beim Reifestadium; ferner können weitere an die Existenz einer mächtigeren winterlichen Schneedecke geknüpfte Arten auftreten.

Im Finalstadium (Reliktstadium) des Palsazyklus findet sich am Platze des ehemaligen Palsas eine offene Wasserfläche, die durch sukzessive Vergrößerung des Palsalaggs als Folge der Permafrostauflösung im Palsakern und rückschreitender Blockerosion an den Palsaflanken entstanden ist (vgl. Foto 70). Dieser Palsasee, der bei den reinen Torfpalsas kurzfristig und bei den Palsas mit Mineralbodenkern langfristig von einem flachen Ringwall umgeben ist, der einen Rest des Palsarandes darstellt und somit den Umriß des ehemaligen Palsas nachzeichnet, wird nach und nach erneut von Sphagnum-, Carex- und Eriophorum-Arten besiedelt. Im Laufe der Zeit wird er wieder mit Torf aufgefüllt, so dass ein weiterer embryonaler Palsa als Beginn eines neuen Entwicklungszyklus angelegt werden kann.



Foto 65: 3 m hoher, kuppelförmiger, spaltenarmer, dicht mit Zwergsträuchern und Gräsern bewachsener Palsa im Palsamoor Måkkejavri südlich von Karlebotn. Der Palsa besteht aus einer 20-25 cm dünnen Torfhülle, die von einem mächtigen Kern aus schluffreichen, sandigen Sedimenten unterlagert wird (sommerliche Auftautiefe: 80-100 cm). Der Palsa wirkt trotz der angrenzenden Thermokarstmulde intakt und stabil. 16.7.1988



Foto 66: 3 m hoher, reifer Kuppelpalsa im Palsamoor Gaicajaeggi nördlich von Karlebotn. Die mächtige thermisch isolierende Torfhülle des Palsas ist durch Spaltenbildung in zahlreiche mobile Torfblöcke zerlegt worden, die auf der gewölbten Oberfläche des gefrorenen Palsakerns zum Palsarand gleiten und dort in die vorgelagerte Wasserrinne, den Palsalagg, stürzen (Blockerosion). 21.7.1986



Foto 67: 3,2 m hoher Kuppelpalsa im Palsamoor Vesterelvmyran nördlich von Karlebotn. Der von einem breiten und tiefen Palsalagg umgebene Palsa stellt ein fortgeschrittenes Zerfallsstadium dar. Der 20-30 cm dünne thermisch isolierende Torfmantel, der den Palsa einst allseits umgab, ist an der Palsasüdflanke durch Blockerosion beschädigt worden, so dass die tonig-schluffigen Feinsedimente zutage treten. Dadurch gelangt Warmluft und Laggwasser ungehindert zum gefrorenen minerogenen Palsakern, wodurch die Permafrost-Auflösung und Palsa-Degradation beschleunigt werden. 21.7.1981



Foto 68: Kollabierender, allseits von einer breiten Laggzone umgebener Kuppelpalsa im Palsamoor Sopnesmyra bei Bugöyfjord in Südvaranger. Die obersten, von einer xerophilen Vegetation bedeckten Torflagen des Palsas sind durch breite, klaffende Spalten in Torfblöcke zergliedert worden, die gravitativ zum Palsarand gleiten, dort in den Palsalagg stürzen und im Wasserkörper allmählich zerfallen. Der Palsa enthält noch einen knapp 1 m mächtigen Permafrostkern, der am Rande und an der Basis durch Thermoerosion aufgelöst wird. 15.7.1986



Foto 69: Palsarest in einer flachen Thermokarstmulde im Palsamoor Måkkejavri südlich von Karlebotn. Der kuppelförmige Palsa ist bis auf einen kleinen, permafrostfreien Rest kollabiert. Die xerophile Vegetation auf den zerfallenden Torfblöcken ist abgestorben, so dass der nackte Torf zutage tritt. Durch sukzessive Verbreiterung der Laggzone am Rande des Palsas ist ein Thermokarstsee entstanden, in dessen Zentrum noch Palsareste erhalten sind. Die Thermokarstmulde ist kurz nach der Schneeschmelze noch weithin wasserüberstaut. 17.6.1987



Foto 70: Von flachen Torfwällen umgebene Teiche (Palsaseen) als Endstadium des Palsa-Entwicklungskreislaufes auf dem Sennaland-Plateau in Westfinnmark. Die Wälle kennzeichnen die Ränder inzwischen kollabierter Torfpalsas. Die Wasserkörper der Ringwallseen sind muldenförmig in die Torfablagerungen des Moores eingesenkt. Die höchsten Abschnitte der umgebenden Torfwälle können noch Permafrostreste enthalten. 16.8.1987

Als Permafrosterscheinungen stellen die Palsas klimatisch bedingte Phänomene dar, die auf Schwankungen oder Veränderungen der klimatischen Rahmenbedingungen, insbesondere der Temperaturverhältnisse, reagieren. Es wäre daher nahe liegend, von der Vitalität der Palsas auf gewisse Trends in der Klimaentwicklung zu schließen. So könnte man etwa das Auftreten stark erodierter und kollabierter Palsas als Hinweis auf eine Erwärmung des Klimas deuten, die in den Palsamooren zu einer verstärkten Palsa-Degradation geführt haben könnte. Daß eine solche Schlussfolgerung problematisch ist, zeigt das häufig beobachtete Vorkommen von embryonalen Palsas in enger räumlicher Vergesellschaftung mit weit fortgeschrittenen Zerfallsstadien. Stellenweise beginnt die Palsaneubildung bereits im Zentrum oder am Rande der nischenförmigen, von Blockerosionshängen begrenzten "Palsakare" (vgl. WRAMNER 1973) und nicht erst in den Palsaseen als Endstadium des Entwicklungszyklus. Das Auftreten von Aggradations- und Degradationsstadien in ein und demselben Palsamoor ist eine natürliche Folge der zyklischen Palsaentwicklung. Die Palsa-Degradation ist ein natürlicher Bestandteil des Palsaentwicklungszyklus. Sie resultiert bei den meisten Palsaformvarianten schon allein aus dem mit einer Volumenzunahme verbundenen Palsawachstum und der damit verknüpften Spaltenbildung in der thermisch isolierenden Torfhülle als Grundlage der Blockerosion. Das Auftreten einzelner im Zerfall begriffener Palsas in einem Moor ist daher nicht zwangsläufig als Folge eines Klimawandels zu deuten (vgl. u. a. SVENSSON 1962, WRAMNER 1973, AHMAN 1975, 1977, SEPPALA 1979, 1982a, 1986, 1988, MEIER 1985, 1987, 1988/89, 1991a, 1996). Will man aus dem Erscheinungsbild der Palsas Hinweise auf einen Klimatrend ableiten, genügt es daher keineswegs, eine begrenzte Anzahl von Palsas in einem Moor zu untersuchen; vielmehr bedarf es einer vergleichenden, großräumig angelegten, regionalen Analyse der Palsaentwicklung (vgl. MEIER 1996, MEIER & THANNHEISER 2011).

Die Geschwindigkeit, mit der die einzelnen Palsas den Entwicklungszyklus durchlaufen, scheint nach Ausweis von zahlreichen C14-Datierungen und pollenanalytischen Untersuchungen an Palsatorf aus Nordfennoskandien relativ langsam zu sein (vgl. u. a. LUNDQVIST 1951, RUUHIJÄRVI 1962, SALMI 1970, ÅHMAN 1977, VORREN 1979b, GÖTTLICH et a. 1983, OKSANEN 2002, ZUIDHOFF 2003a). Zwar können die embryonalen Palsas am Anfang mehr als 10 cm pro Jahr in die Höhe wachsen, doch nimmt die jährliche Wachstumsrate mit zunehmendem Alter ab. Mit dem Aufreißen von Spalten in der Palsahülle wird der Palsazerfall eingeleitet; erosive Prozesse gewinnen immer mehr an Bedeutung und wirken dem Palsawachstum entgegen. Die mehrere Meter hohen, im Reifestadium befindlichen Palsas können jedoch Jahrhunderte bis Jahrtausende (Plateaupalsas) überdauern, ehe sie vollständig zerfallen und sich ein Palsasee an ihrer Stelle entwickelt.

4.2. Pingoähnliche Hügel (Injektionseishügel)

4.2.1. Verbreitung

In ihrem Erscheinungsbild, ihrem Bauplan und ihren Lagemerkmalen an kleine "Offene System"-Pingos erinnernde Permafrosthügel wurden bisher nur im Rakkaslako-Gebiet in den Abiskobergen angetroffen. Fortgeschrittene Zerfallsstadien solcher Hügel (Ringwallseen) sind in den Hochtälern am Torneträsk-See in Höhenlagen ab ca. 800 m ü. M. weiter verbreitet als Hügel-Vollformen. Die frostdynamisch entstandenen, bis zu 10 m hohen Hügel im Rakkaslako-Gebiet enthalten einen Injektionseiskern und unterscheiden sich darin von typischen Palsas mit Segregationseiskern. Die Hügel und Ringwallseen sind in glazifluvialen und glazilakustrinen Lockersedimenten angelegt, in einigen Fällen auch in blockreicher Grundmoräne oder grobem, scharfkantigem Verwitterungsschutt. Fast alle befinden sich in Hangfußlage, vorzugsweise entlang von Bachläufen oder am Ufer kleinerer Seen oberhalb der Waldgrenze. Trotz der Bevorzugung feuchter Standorte fehlt den Formen eine Torfdecke; ihre Oberfläche wird von minerogenen Lockersedimenten gebildet. Die Existenz eines Injektionseiskerns unterscheidet sie von den von WRAMNER (1972) aus Tavvavuoma und den von LAGERBÄCK & RODHE (1985, 1986) aus dem Kätkijärvet-Gebiet beschriebenen Hügelformen (vgl. auch MEIER 1988/89, MEIER & THANN-HEISER 2011). Die Verbreitung von Permafrostboden abseits der Hügel ist nicht bekannt. Zahlreiche perennierende Schneefelder auf den angrenzenden Berghängen deuten auf die Existenz von weit verbreitetem Gebirgspermafrost, dessen Untergrenze nach dem Modell von RIDEFELT & ETZELMÜLLER et al. (2008) von ca. 1000 m ü. M. im Westen (Katterjåkk) auf ca. 800 m ü. M. im Osten (Abisko) absinkt.

4.2.2. Bauplan

Der strukturelle und sedimentologische Aufbau konnte bisher nur an drei Hügeln anhand von Grabungen und Bohrungen näher untersucht werden. Die Hügel sind in unterschiedlichen minerogenen Sedimenten entwickelt und unterscheiden sich im Eisgehalt ihrer Permafrostkerne. Die Permafrosttafel wurde – je nach Exposition – in Tiefen von 100-130 cm angetroffen. Die Permafrostkerne der Hügel sind eisreicher als die gefrorenen Mineralbodenkerne der Palsas und unterscheiden sich von letzteren u. a. durch ihr Gefüge.

Der auf der Rakkaslako II-Verebnung (875 m) studierte Permafrosthügel ist in blockreichem Moränenund Gelisolifluktionsmaterial angelegt. Der Permafrostkern besteht oberhalb des Grundwasserspiegels aus wechsellagernden Sand- und Eislagen, wobei die Mächtigkeit der Eislagen tiefenwärts deutlich zunimmt (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). Eine Bohrung bis rund 1,6 m unter das Grundwasserniveau durchteufte ausschließlich Blankeis. Hinweise auf Mineralbodeneinschlüsse im Eis fanden sich nicht. Es ist daher zu vermuten, dass es sich um einen Blankeiskern handelt, der die oberhalb des Grundwasserspiegels beobachteten abwechselnden Sand- und Eisschichten unterlagert. Im Unterschied zu diesem Hügel erstrecken sich die Blankeiskerne der beiden auf der Rakkaslako III-Verebnung (950 m) untersuchten Hügel deutlich über den Grundwasserspiegel. Der kleinere der beiden Hügel ist in frostempfindlichen, tonig-schluffigen Sedimenten entwickelt, die von einer 25-75 cm mächtigen Lage aus grobkörnigeren Ablagerungen (Lawinen- und Hangschutt, Grundmoräne) bedeckt sind. Unter der ca. 1,2 m mächtigen sommerlichen Auftauschicht besteht der Permafrostboden bis in rund 2 m Tiefe aus wechsellagernden Feinsediment- und Eislagen, an die sich tiefenwärts ein Blankeiskern unbekannter Mächtigkeit anschließt. Der Eisgehalt im oberen Abschnitt des Permafrostkerns nimmt wie beim Permafrosthügel auf der Rakkaslako II-Verebnung tiefenwärts deutlich zu. Die Feinsedimentlagen zwischen den Eisschichten und -linsen sind eisarm und enthalten vornehmlich Poreneis. Der Übergang zum Blankeiskern ist auffällig scharf. Der größere Hügel ist ebenfalls in tonig-schluffigen, glazilakustrinen Sedimenten entwickelt. Eine Grabung im Topbereich des Hügels (2009) stieß in 105-110 cm Tiefe bereits auf einen Blankeiskern, dessen Oberfläche offensichtlich mit der Permafrosttafel identisch ist. An den Hügelflanken werden die frostempfindlichen Feinsedimente stellenweise von glazifluvialen Schottern und Lawinenschutt überlagert. Dort sind die sommerlichen Auftautiefen größer. Die Permafrosttafel sinkt relativ steil ab, verläuft jedoch zumindest an der Hügelostflanke weithin im feinkörnigen, frostempfindlichen Substrat. Wie im Kronenbereich des Hügels wird die Permafrosttafel durch die Oberfläche des Blankeiskerns markiert; wechsellagernde Sedimentund Eislagen oberhalb des Blankeiskerns - charakteristisch für die beiden anderen studierten Permafrosthügel – fehlen nach Ausweis der Grabungs- und Bohrprofile. Die Mächtigkeit des Blankeiskerns konnte zwar nicht festgestellt werden, doch dürfte sich das Massiveis zumindest bis auf das Niveau der angrenzenden vernäßten Mulde erstrecken, wie die deutlich über ihre Umgebung herausgehobenen Beckensedimente vermuten lassen (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011).

4.2.3. Aggradation und Degradation

Die Aggradation der Permafrosthügel konnte im Gelände nicht unmittelbar beobachtet werden. Es wurden keine Aggradationsstadien angetroffen, sondern nur Degradationsstadien. Aus dem Bauplan der untersuchten, am besten erhaltenen Hügelformen und ihrer Lage im Relief lässt sich jedoch – mit aller Vorsicht - die wahrscheinliche Morphogenese ableiten. Wie die Grabungs- und Bohrbefunde belegen, basiert die Aufwölbung der Substratlagen am Platze der Permafrosthügel auf einer lokalen Eisanreicherung in den minerogenen Lockersedimenten. Die Hügel enthalten im Unterschied zu den Palsas einen Blankeiskern, dessen Volumen die Hebung der Substratlagen und damit die Abmessungen der Permafrosthügel maßgeblich bestimmt. Dieser Blankeiskern befindet sich bei den drei untersuchten Hügeln in unterschiedlicher Tiefe. Er grenzt bei dem größten Hügel im Topbereich unmittelbar an die im Sommer frostfreien Decksedimente, wobei die Oberfläche des Eiskerns mit der Permafrosttafel identisch ist. Bei den beiden kleineren Hügeln wird er von wechsellagernden Mineralboden- und Eisschichten überdeckt, die den oberen Abschnitt der Permafrostkerne prägen, wobei die Eisanreicherungen ebenfalls zur Aufwölbung der Substratlagen beitragen. Die Blankeiskerne der Hügel bestehen höchstwahrscheinlich aus Injektionseis. Auf einen solchen Ursprung deuten vor allem die Lagebedingungen der Permafrosthügel, insbesondere die Hangfuß- bzw. Beckenlage mit Wasserzuzug von den angrenzenden steilen Talhängen sowie die Lage am Rande von Fließgewässern. Diese Bedingungen begünstigen die Bildung von Injektionseiskörpern, sofern das Gelände von Permafrost oder zumindest von einer wasserstauenden Schicht (Fels, Ton etc.) unterlagert ist. Die Eisanreicherungen oberhalb der Blankeiskörper könnten nach Anlage der Hügelform durch die primäre Eisinjektion durch eine (sekundäre) Eissegregation gebildet worden sein.

Eine Morphogenese der Hügel ausschließlich durch Segregationseisbildung wie bei der Palsaentwicklung scheint unter den klimatischen Verhältnissen im Rakkaslako-Gebiet ausgeschlossen zu sein; die hohen winterlichen Schneeniederschläge haben eine mächtige thermisch isolierende Schneedecke zur Folge, die das Eindringen der Kältewellen in das Substrat erheblich behindert (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MEIER 1988/89, MEIER & THANNHEISER 2011). Es sind jedoch weitere Untersuchungen erforderlich, um den genauen Eistyp und damit die Morphogenese der Hügel zu ermitteln.

Außer den drei in unterschiedlich weit fortgeschrittenem Zerfall begriffenen Hügelformen wurden im Rakkasjåkka-Tal und in anderen Hochtälern in den Abiskobergen, insbesondere in den Tälern von Kappasjåkka, Pallenjäkka und Siellajäkka, charakteristische Ringwallseen angetroffen, die sich als Relikte von Permafrosthügeln des beschriebenen Typs interpretieren lassen. Die Seen im Rakkasjåkka-Tal – mit vollständigen, bruchstückhaften oder fehlenden Ringwällen – sind in einigen Fällen nahe der untersuchten Permafrosthügel gelegen. Gemeinsames Kennzeichen der zumeist kreisrunden bis ovalen Seen ist ihre Orientierung entlang von Bachläufen in Hangfußlagen, d. h. eine Lage, die derjenigen der noch erhaltenen Permafrosthügel sehr ähnlich ist. Die wassergefüllten Hohlformen sind mulden- bis trichterförmig in die Talböden eingesenkt. Die vegetationsarmen Ringwälle bestehen in den meisten Fällen aus schluffreichen Feinsedimenten mit einem hohen Stein- und Blockgehalt. Die Grobkomponenten sind mit ihren Längsachsen vorzugsweise tangential eingeregelt. Einige Ringwälle sind stellenweise von klaffenden, ebenfalls tangential angeordneten Spalten durchzogen. ALSTROM, BERGMAN & PILESJO (1989) haben die Ringwallseen im Rakkasjåkka-Tal 1988 exakt vermessen und die Daten mit Luftbildern aus dem Jahre 1943 sowie unveröffentlichten Aufzeichnungen von NORDENSTAM (1963) verglichen. Dabei konnte der Entwicklungsverlauf vom Permafrosthügel (des bereits beschriebenen Typs) zu einem Ringwallsee in mehreren Fällen direkt nachgewiesen werden. Einer dieser Hügel entwickelte sich im Laufe von 45 Jahren (1943-1988) von einer intakten Hügelform zu einem Ringwallsee. Andere Hügel durchliefen diese Entwicklung in wesentlich kürzerer Zeit (1943-1963). Die Mehrzahl der Ringwälle weist jedoch ein höheres Alter auf. Diese Formen repräsentierten bereits 1943 und 1963 Permafrosthügel-Degradationsstadien. Sie haben sich danach zum gegenwärtigen, vorläufigen Endstadium weiter entwickelt, das im Zeitraum 1985-2011 keine auffälligen morphologischen Veränderungen mehr erkennen ließ (vgl. ALSTRÖM, BERG-MAN & PILESJÖ 1989, MEIER & THANNHEISER 2011).

4.2.4. Entwicklungsverlauf

Der Entwicklungsverlauf der drei untersuchten großen Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Tal lässt sich nach den bisher vorliegenden Befunden wie folgt zusammenfassen (vgl. Abb. 35, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986):

Die Entwicklung eines Permafrosthügels vom beschriebenen Typ beginnt, wenn das von den angrenzenden steilen Talhängen herabfließende Grund- und Bodenwasser im Herbst zwischen einer im Untergrund vorhandenen wasserundurchlässigen Schicht (Fels, Ton, Reste des saisonalen Frostbodens, Permafrostboden) und der von oben her vordringenden Gefrierfront eingeschlossen wird. Dies geschieht vorzugsweise am Fuße der vegetationsbedeckten Talhänge, an denen die Frostfront weniger rasch in das Substrat eindringt als im Bereich der bereits trockengefallenen, vegetationsfreien, zumeist in sandigen Schottern angelegten Bachbetten. Das von den Hängen subkutan nachströmende Wasser sammelt sich in der unter der Vegetationsdecke gebildeten Tasche. Es steht unter hydrostatischem (artesischem) Druck. Bei fortschreitender Abkühlung im Laufe des Winters gefriert das Wasser in der Tasche, dehnt sich dabei aus und bildet einen Injektionseiskörper. Durch den kryostatischen Druck werden die über dem Eiskörper befindlichen Sedimentlagen zu einem Hügel aufgewölbt. Der so gebildete Hügel kann auch eine relativ mächtige winterliche Schneedecke durchbrechen. Die windexponierte, die Umgebung überragende Hügelkrone ist im Winter und Frühjahr schneearm bis schneefrei und dadurch besonders kälteausgesetzt. Die Kältewellen können – ohne große Behinderung durch eine thermisch isolierende Schneedecke – im Bereich des Permafrosthügels tief in das Substrat eindringen. Auf diese Weise kann der Hügel – analog der Palsagenese – durch Segregationseisbildung weiter in die Höhe wachsen. Ein solches sekundäres Hügelwachstum durch Eissegregation scheint beim Permafrosthügel auf der Rakkaslako II-Verebnung und beim kleineren Hügel auf der Rakkaslako III-Verebnung (vgl. Foto 71) stattgefunden zu haben, wie die Eisschichten und -linsen oberhalb der Blankeiskerne vermuten lassen. Das dortige Gefüge erinnert stark an den Aufbau der gefrorenen Mineralbodenkerne von Palsas. Es sind jedoch noch weitere Untersuchungen erforderlich, um den Eistyp exakt zu bestimmen. Mit dem Aufreißen von Spalten wird der Hügelzerfall eingeleitet. Die Spaltenbildung wird durch die sich zumeist sehr rasch vollziehende Bildung des Injektionseiskörpers und das damit verbundene schnelle Hügelwachstum begünstigt. Das Fehlen einer thermisch isolierenden Torfhülle lässt diesen Permafrosthügeltyp empfindlicher auf Klimaschwankungen reagieren als traditionelle Palsas. Offenbar reichen wenige Jahrzehnte aus, um die Hügel durch Ausschmelzen des Bodeneises kollabieren zu lassen (vgl. ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJÖ 1989). Im Endstadium zeugt nur noch ein runder, bestenfalls von einem flachen Ringwall umgebener kleiner Thermokarstsee von der früheren Existenz eines solchen Permafrosthügels (vgl. Foto 72). Ein zyklischer Entwicklungsverlauf etwa mit Anlage einer neuen embryonalen Hügelform in einem der Thermokarstseen - wurde nicht beobachtet. Allerdings konnte in unmittelbarer Nähe mehrerer Ringwallseen - in einem Fall sogar am Distalhang des Ringwalles - die Anlage eines anderen, mehr frostblisterähnlichen Hügeltyps festgestellt werden (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MALMSTRÖM 1987, MEIER 1988/89, MEIER & THANNHEISER 2011).



Foto 71: Großer kollabierender Permafrosthügel mit wassergefüllter Thermokarstrinne und einsetzender Ringwallbildung auf der Rakkaslako III-Verebnung bei Björkliden im nordschwedischen Hochgebirge. Die Höhe des kuppelförmigen Permafrosthügels hat sich im Zeitraum 1982-2009 von 4,2 m auf 3,3-3,4 m verringert. Der Hügel besitzt unter der >1 m mächtigen sommerlichen Auftauschicht einen Permafrostkern aus wechsellagernden Sediment- und Eisschichten (unterhalb ca. 2 m Tiefe Blankeis). 1.9.2009



Foto 72: Ca. 2 m tiefer, schalenförmig in den Talboden eingelassener Ringwallsee (Durchmesser: 33 m) am Rakkasjåkka-Bachlauf auf der Rakkaslako III-Verebnung bei Björkliden. Der bis zu 1 m hohe, 4-8 m breite, permafrostfreie Ringwall besteht aus feinkörnigen, blockhaltigen Sedimenten. Die Grobkomponenten sind vornehmlich tangential eingeregelt. Der Ringwallsee stellt ein fortgeschrittenes Zerfallsstadium der eisreichen, großen Permafrosthügel dar. 20.8.1987





Abb. 35: Entwicklungsstadien der Ringwallseen im Rakkasjåkka-Haupttal und einem Seitental (umgezeichnet nach ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986)

4.3. Mehrjährige Frostblister (Injektionseishügel)

4.3.1. Verbreitung

Frostblister – morphologisch an kleine Palsas erinnernde, bis zu 1,5 m hohe Hügel mit einem saisonalen bis mehrere Jahrzehnte überdauernden Blankeiskern und relativ steilen Flanken – wurden in zahlreichen Hochtälern (z. B. Rakkasjåkka-Tal mit Seitentälern, Kappasjåkka-, Nissunvaggejåkka-, Pallenjåkka-, Siellajåkka-Tal) und Becken der Abisko-Berge in Höhenlagen ab 800 m ü. M. angetroffen. In Finnmark wurden Frostblister erstmals 2010 beobachtet; sie haben sich in einer vermoorten Geländedepression auf dem Sennaland nordöstlich von Alta (ca. 320 m ü. M.) aufgrund sehr spezieller geomorphologischer, hydrologischer, edaphischer und mesoklimatischer Bedingungen entwickeln können. Die dortigen Hügelformen sind ausschließlich in Torfablagerungen angelegt.

Die Verbreitung der Frostblister konzentriert sich in den Abisko-Bergen auf vernäßte Tal- und Beckenböden, wobei Standorte entlang von Fließgewässern in Hangfußlagen bevorzugt werden. Wasserzuzug von den angrenzenden Hängen oder aus den nahe gelegenen Bachläufen ist eine wichtige Voraussetzung der Hügelentwicklung. In einigen kleinen Tälern erfolgt die Wasserversorgung nach Trockenfallen der Bachläufe durch Schneeflecken, die an den Unterhängen perennieren. Die Hügel sind in sehr unterschiedlichen Substraten angelegt, in Torfen, ton- und schluffreichen lakustrinen Sedimenten, sandiger, stein- und blockreicher Grundmoräne, glazifluvialen Sanden und Kiesen, gelisolifluidalen Hangablagerungen sowie relativ feinmaterialarmem Verwitterungsschutt der lokal anstehenden Festgesteine (Nissunvagge, Pallenvagge). Die größte Konzentration dieses Hügeltyps wurde in den 1980 er Jahren auf der Rakkaslako II-Verebnung beobachtet, wo mehr als 50 Einzelformen unterschiedlichen Alters existierten. Die Hügel waren entlang der verschiedenen Arme des Rakkasjåkka-Bachlaufes entwickelt. Sie waren kreisrund, oval oder langgestreckt und in der Mehrzahl torfbedeckt. Alle Frostblister-Vorkommen befinden sich oberhalb der Waldgrenze, zumeist in der Tundrenstufe, vereinzelt auch in der Frostschuttstufe. Die Verbreitung erstreckt sich vom relativ maritim getönten Westteil der Abisko-Berge (Rakkasjåkka-Tal) mit hohen winterlichen Schneemengen bis in den kontinentaleren, trockeneren und winterkälteren Ostteil (Raum Lapporten-Nissunvagge-Pallenvagge). Höhenwärts schließt sich das Verbreitungsgebiet der Frostblister an das Hauptverbreitungsgebiet der Palsas an, dessen Höhengrenze offenbar durch das Vorkommen einer für die Palsaentwicklung hinreichend mächtigen Torfdecke vorgezeichnet ist. Eine Obergrenze der Frostblister-Verbreitung konnte in den Abisko-Bergen aufgrund des limitierten Beobachtungsmaterials nicht ermittelt werden. Die höchstgelegenen Frostblister wurden am Pallenjåkka-Oberlauf in einer Höhenlage von ca. 1050 m ü. M. beobachtet.

4.3.2. Bauplan

Der innere Bauplan der Frostblister lässt Unterschiede in der strukturellen und sedimentologischen Zusammensetzung der Hügel erkennen. Außer dem Ausgangssubstrat der Hügelbildung variieren der Eisgehalt und die Anordnung der Bodeneisanreicherungen in den Permafrostkernen der Hügel. Die sommerliche Auftauschicht ist – je nach Substrat und Exposition – 20 bis 65 cm mächtig, wobei die geringsten Auftautiefen im Torf und die größten in pelitarmen sandigen Kiesen sowie in feinmaterialarmen Schuttablagerungen gemessen wurden. Die Frostblister in den Hochtälern der Frostschuttstufe sind häufig von einem Deflations- und Auffriersteinpanzer überzogen; unter der oberflächlichen Grobmaterialanreicherung finden sich oftmals feinkörnigere, frostempfindliche Sedimente.

Bei den im Torf angelegten Hügeln sind die oberen Abschnitte der Permafrostkerne häufig recht eisarm; der Torf ist vornehmlich durch Poreneis zementiert, während in größerer Tiefe dünne Eislamellen und dickere, spindelförmige Eislinsen auftreten. Die Aufwölbung der Torflagen über das Niveau der umgebenden Moor- und Sumpfflächen und damit die Hügelbildung wird hauptsächlich durch eine Eisanreicherung in Gestalt eines Blankeiskerns im Untergrund hervorgerufen. Bei Frostblistern mit einem Mineralbodenkern unter der Torfhülle ist der Torf- / Mineralbodenkontakt in den meisten Fällen scharf ausgeprägt. An der Mineralbodenoberfläche ist – wie bei den Mineralbodenkernen der Palsas – häufig eine Anreicherung von Grobmaterial zu beobachten. Größere Steine und Blöcke sind in Eis eingebettet. Die gefrorenen Mineralbodenkerne der Frostblister sind unter der Permafrosttafel wesentlich eisreicher als die im Torf angelegten Permafrostkerne. Oberhalb der Blankeiskerne wird das minerogene Substrat bei vielen Frostblistern von zentimeterdünnen Eislamellen und bis zu 5 cm dicken, spindelförmigen Eislinsen durchzogen. Die Anordnung und Struktur des Bodeneises oberhalb der Blankeiskerne erinnert an das Mineralboden-Eis-Gefüge in den Permafrostkernen der Palsas; das Eis ist möglicherweise auch hier durch eine Eissegregation gebildet worden, wobei es sich bei den Frostblistern aber nur um eine sekundäre Eisanreicherung handelt, die die primäre Eisbildung durch Injektion ergänzt und nicht bei allen Frostblistern stattgefunden hat. Das Eis in den Permafrostkernen der Frostblister ist offenbar sehr rasch gebildet worden. Darauf deuten die zahlreichen vertikal orientierten Luftblasen (vgl. MEIER 1988/89, MEIER & THANNHEISER 2011). Im Rakkaslako-Gebiet sind die Permafrostkerne der Hügel nur selten mehr als 1 m mächtig. Sie haben zumeist Kontakt zur minerogenen Moorunterlage. In einigen Hochtälern (Nissunvagge, Pallenvagge) konnte der Injektionseiskern der Hügelformen nicht direkt nachgewiesen werden. Er lag unterhalb des Grundwasserspiegels und gezielte Motorbohrungen im steinig-blockigen Substrat blieben erfolglos. Die Aufwölbung der minerogenen Lockersedimente um 1,2-1,5 m lässt jedoch auf die Existenz mächtiger Blankeiskerne schließen. Das Auftreten von Permafrostboden außerhalb der Hügelformen ließ sich aufgrund der grobkörnigen Ablagerungen im Talbodenbereich ebenfalls nicht feststellen. Das Vorkommen fossiler Eiskeilnetze belegt jedoch die ehemalige Existenz von Permafrostboden an besonders wind- und kälteexponierten Plätzen, wie z. B. Terrassenrändern und Moränenkuppen. Die angrenzenden, knapp 1750 m hohen Talhänge dürften zumindest in Nordauslagen vom Permafrost durchsetzt sein.

4.3.3. Aggradation und Degradation

Die Entwicklung der Frostblister beruht nach Ausweis der Grabungsbefunde wie diejenige der Palsas und größeren pingoähnlichen Permafrosthügel auf einer lokalen Eisanreicherung am Platze der Hügel, ohne dass ein Materialtransport (Torf oder Mineralboden) aus der Hügelumgebung in die Hügel stattfindet. Sie unterscheiden sich darin von anderen frostdynamisch entstandenen Hügeltypen, wie z. B. Thufur (Erdbülten). Durch die Eisanreicherung werden die Substratlagen zu einem Hügel aufgewölbt. Im Unterschied zu den Palsas, deren Morphogenese aus einer Eissegregation resultiert, handelt es sich bei den Frostblistern primär um Injektionseishügel. Über dem massiven Injektionseiskern der Frostblister finden sich im Rakkaslako-Gebiet jedoch oftmals Eislinsen und -lagen, die vermutlich durch eine sekundäre Eissegregation in den Hügeln entstanden sind. Die Hügelanlage basiert jedoch ausschließlich auf der Bildung eines Injektionseiskerns. Dies zeigt die Untersuchung junger Hügel, die erst im vorausgegangenen Winter gebildet worden sind, wie die helle, absterbende Vegetationsdecke belegt. In den jungen, in den 1980 er Jahren studierten Hügeln fand sich nur ein Blankeiskern aus Injektionseis, während die älteren, inzwischen begrünten Hügel im oberen Abschnitt ihres Frostbodenkerns auch Eisschichten, -linsen und -lamellen enthielten. Offensichtlich waren die Hügel nach ihrer Anlage durch die Anreicherung von Segregationseis weiter in die Höhe gewachsen. Bei Grabungen und Bohrungen in verschiedenen Frostblistern abseits des Rakkaslako-Gebietes wurde nur Blankeis (Injektionseis) angetroffen. Diesen Hügeln fehlte eine thermisch isolierende Torfdecke. Dem Anschein nach hat das Vorhandensein einer - wenn auch dünnen - Torfhülle im Rakkaslako-Gebiet eine Eissegregation in den bereits existierenden Hügeln begünstigt. Eine Hügelbildung allein durch eine Eissegregation ist in den schneereichen Hochlagen kaum möglich.

Die Bildung des Injektionseiskerns in den Frostblistern erfolgt zumeist sehr rasch. Dadurch kommt es zur Spaltenbildung in den Decksedimenten; die klaffenden Spalten fungieren als Leitlinien der Erosion, wodurch die Hügeldegradation eingeleitet wird. Eine eventuell vorhandene thermisch isolierende Torfdecke oder eine oftmals existierende, vor Abtragung schützende Vegetationsdecke wird zerrissen, so dass schon häufig im ersten Sommer nach Anlage des Hügels Warmluft zum gefrorenen Hügelkern gelangen kann. Der Blankeiskern beginnt in der Folge zu schmelzen; der Frostblister kollabiert danach sehr rasch. Viele Frostblister überdauern daher nicht einmal den ersten Sommer nach ihrer Anlage im Winter, wie die Feldstudien zeigen. Andere, insbesondere torfbedeckte Hügel sowie Varianten, die durch Segregationseisbildung weiter in die Höhe gewachsen sind, können nach Ausweis von älteren Luftbildern und Berichten unter klimatisch günstigen Bedingungen, insbesondere einer Reihe kühler Sommer, mehrere Jahrzehnte überdauern. Nach dem Hügelzerfall tritt an die Stelle des Frostblisters eine kleine, mulden- bis trichterförmig in den Talboden eingesenkte wassergefüllte Hohlform. Dieser bis zu 1 m tiefe Thermokarsttümpel markiert die Lage des ehemaligen Hügels. Er ist im Unterschied zu den größeren Thermokarstseen der pingoähnlichen Hügel nur selten von einem Ringwall umgeben und "verlandet" aufgrund seiner bescheidenen Abmessungen relativ rasch. Eine Identifizierung solcher Thermokarstseen als Relikte von Permafrosthügeln ist problematisch, insbesondere bei fortgeschrittener Sedimentation in der Hohlform. Auf der Rakkaslako II-Verebnung treten solche Thermokarsttümpel in enger räumlicher Vergesellschaftung entlang verschiedener Bachläufe auf. Dort ist eine Identifizierung der Teiche als Folge des Zerfalls eisreicher Permafrosthügel noch am ehesten möglich, da die lokale Landschaftsentwicklung durch Feldstudien und Luftbilder gut dokumentiert ist. Wo Frostblister nur einzeln oder in Kleingruppen von wenigen Exemplaren auftreten, wie in den Tälern Nissunvagge und Pallenvagge, ist eine zuverlässige Identifizierung von kleinen, runden Tümpeln als Endstadien des Zerfalls von Frostblistern kaum möglich, sofern sich keine halbwegs intakten Hügelformen in der Nähe befinden, die das Vorhandensein der Formungsvoraussetzungen am Fundort belegen.

4.3.4. Entwicklungsverlauf

Der Entwicklungsverlauf der Frostblister in den Abisko-Bergen (und auf dem Sennaland in Finnmark) lässt sich nach den vorliegenden Geländebefunden wie folgt skizzieren (vgl. Abb. 36, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MEIER 1988/89, MEIER & THANNHEISER 2011):

Voraussetzng der Hügelbildung ist wie bei der Palsagenese ein differenziertes Eindringen der herbstlichen Frostfront in das Substrat. Dieses kann durch Unterschiede in der Vegetations- oder Torfbedeckung, der Körnung oder Feuchte des Mineralbodens oder ein präexistentes Mikrorelief verursacht werden. Im Rakkasjåkka-Tal (Rakkaslako II-Verebnung) und auf dem Sennaland sind vor allem kleinräumige Unterschiede in der Torfmächtigkeit für den unterschiedlichen Tiefgang der Gefrierfront verantwortlich. In den vegetationsarmen Hochtälern der Abisko-Berge (Rakkasjåkka-Seitental, Nissunvagge, Pallenvagge) scheinen hingegen Unterschiede in der Körnung und Durchfeuchtung der Substrate das Vorrücken der herbstlichen Gefrierfront zu steuern. Ein tiefes Eindringen der Frostfront in das Substrat und eine lokal mächtigere thermisch isolierende Torf- oder Vegetationsdecke, die den Frostboden gegen die sommerliche Wärme abschirmt, begünstigen die Bildung und Erhaltung der Frostbodenlinse als Ausgangspunkt der Hügelentwicklung. Im Unterschied zur Palsagenese erfolgt die Eisanreicherung am Platze der Hügelentwicklung bei den Frostblistern nicht durch Kryosuktion, sondern durch Injektion. Dafür sind ein Wasserstauer im Untergrund und fließendes, unter hydrostatischem Druck stehendes Wasser erforderlich. Als Wasserstauer fungieren in den tieferen Lagen (Rakkaslako II-Verebnung, Sennaland) wahrscheinlich Fels, Ton oder Reste des saisonalen Frostbodens, in den Hochlagen vermutlich auch Permafrostboden. Der hydrostatische Druck wird überwiegend artesisch durch die Reliefunterschiede zwischen den Talhängen und Talsohlen erzeugt. Sobald das Substrat der Tal- oder Beckenböden im Herbst zu gefrieren beginnt, wird der Grundwasserstrom über dem Wasserstauer räumlich unterschiedlich stark eingeengt, wodurch sich der hydrostatische Druck lokal erhöht. Schließlich werden die hangenden, bereits gefrorenen Sedimentlagen zu einem Hügel aufgewölbt, der in seinem Inneren einen Wasserkörper enthält. Der Hügel wächst, wenn sich der Wasserkörper bei Zunahme des Wasserdrucks vergrößert. Die Aufwölbung vollzieht sich offenbar häufig so langsam, dass die gefrorenen Sedimente an der Hügeloberfläche plastisch deformiert werden können. Gefriert das im Hügelinnern eingeschlossene Wasser schließlich zu Eis, vergrößert sich der Hügel durch Volumenzunahme des gefrierenden Wassers nochmals deutlich (vgl. Foto 73). Dabei entstehen häufig tiefe Spannungsrisse, die sich bis an die Hügeloberfläche erstrecken. Die Bildung des Injektionseiskerns der Frostblister vollzieht sich in aller Regel im Verlauf eines einzigen, für die Morphogenese günstigen Winters. Sie ist sowohl auf den artesischen und hydrostatischen Druck des Grundwassers als auch auf die Volumenzunahme des im Hügel eingeschlossenen Wassers bei Gefrieren (kryostatischer Druck) zurückzuführen. Der Injektionseishügel kann die mächtige winterliche Schneeauflage anheben und durchdringen. Danach kann der Hügel bei geeigneten frostempfindlichen Substraten (Torf, ton- und schluffreicher Mineralboden) und nun weniger behindertem Eindringen des Winterfrostes durch Segregationseisbildung wie bei der Palsagenese weiter in die Höhe wachsen. Durch diesen sekundären Prozeß können die Frosthügel länger als traditionelle saisonale Frostblister überdauern und unter günstigen Bedingungen über Jahrzehnte fortbestehen. Dies gilt insbesondere für spaltenarme, torfbedeckte Hügelvarianten. Die Mehrzahl der in den Abisko-Bergen entwickelten Frostblister dürfte jedoch kurzlebiger sein. Der Frostblister-Zerfall wird häufig schon durch die Riß- und Spaltenbildung im Zuge der Entwicklung des Injektionseiskerns initiiert. Die Spalten gestatten im Sommer den Zutritt von Warmluft zum eisreichen Hügelkern und leiten dadurch das Schmelzen des Bodeneises ein. Ferner werden erosive, abluale und deflatorische Abtragungsprozesse begünstigt. Sind die Deckschichten über dem Blankeiskern erst einmal aufgetaut, schmilzt der Hügelkern sehr rasch. Der Frostblister kollabiert danach in kürzester Zeit. Als Endstadiums des Hügelzerfalls bilden sich häufig kleine, bis zu 1 m tiefe Thermokarsttümpel, die eine Zeit lang die ehemalige Lage des Frostblisters markieren (vgl. Foto 74). Nach "Verlandung" des Tümpels deutet nichts mehr auf die ehemalige Existenz eines Frostblisters. Hügelrelikte in Gestalt von Ringwällen werden selten gebildet; eine Fossilisierung dieses Hügeltyps findet – soweit die Beobachtungen reichen – nicht statt.



Foto 73: 80-100 cm hohe, spaltenfreie, mehrjährige Frostblister am Rakkasjåkka-Bachlauf (Hintergrund) auf der Rakkaslako II-Verebnung bei Björkliden. Die kuppelförmigen Hügel sind durch eine Eisinjektion zwischen einem Wasserstauer im Untergrund und der von oben in das Substrat vordringenden winterlichen Frostfront aufgewölbt worden. Die Hügel sind danach durch eine sekundäre Eissegregation weiter in die Höhe gewachsen. 16.8.1985



Abb. 36: Entwicklungsstadien der kleinen, torfbedeckten, palsaähnlichen Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Tal (aus MEIER & THANNHEISER 2011, umgezeichnet nach ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986)



Foto 74: Thermokarsttümpel (Vordergrund) und Frostblister (Hintergrund) auf der Rakkaslako II-Verebnung bei Björkliden. Nach Ausschmelzen der Eiskörper im minerogenen und / oder organogenen Substrat und dem daraus resultierenden Hügelzerfall zeugen häufig kleine, maximal 1 m tiefe, mulden- bis trichterförmig in den Untergrund eingesenkte Wasserkörper von der ehemaligen Existenz der Hügel. Eine Fossilisierung der Hügel findet nur sehr selten statt. 16.8.1985

5. Kontrollfaktoren der Permafrosthügel-Verbreitung

Die Verbreitung von frostdynamisch entstandenen Permafrosthügeln ist naturgemäß an ein strenges Kaltklima geknüpft, das die Bildung und Erhaltung von Permafrost im minerogenen oder organogenen Substrat gestattet. Über diese frostklimatische Voraussetzung hinaus bedarf es einer günstigen Kombination weiterer klimatischer und aklimatischer Faktoren, damit sich ein Permafrosthügel entwickeln kann. So ist das Auftreten von Permafrosthügeln zwar klimatisch vorgezeichnet, nicht aber kausal-klimatisch bestimmt. Für die Permafrosthügel-Entwicklung hinreichende klimatische Voraussetzungen können bei ungünstigen Substrat-, Relief- oder Vegetationsverhältnissen unwirksam bleiben. Andererseits kann eine außergewöhnlich günstige Faktorenkombination zur Ausbildung extrazonaler Permafrosthügel-Vorkommen führen.

5.1. Klima

Zu den für die Permafrosthügel-Entwicklung und -Erhaltung relevanten Klimaelementen zählen vor allem die thermischen Parameter, die Schneedecke, das Niederschlags- und Schmelzwasser sowie die Windverhältnisse. Von diesen verdienen das Frostregime und das Niederschlagsregime besondere Beachtung. Großräumig lassen sich in Norwegisch-, Finnisch- und Schwedisch Lappland drei klimatisch unterschiedliche Teilräume ausgliedern, namentlich die Atlantik- und Barentssee-Küste, die Gebirgskette der nordskandinavischen Kaledoniden sowie das weithin flachwellige, plateauförmige Binnenland im Bereich des Fennoskandischen Schildes. Die vom Golfstrom beeinflussten Küstengebiete sind klimatisch mild, humid und frostarm. Das Vorkommen von Permafrosthügeln beschränkt sich daher auf die etwas kontinentaleren inneren Fjordbuchten Ostfinnmarks sowie einige wenige, isolierte Vorkommen in den südlichen Teilen der großen Halbinseln. Die mittleren und höheren Lagen der Gebirgskette sind kälter als die Küstenregion. Die Verbreitung von Permafrosthügeln konzentriert sich vornehmlich auf schneearme, windexponierte Standorte. Die vor allem an der Westflanke der Gebirgskette auftretenden hohen winterlichen Schneeniederschläge haben eine mächtige Schneedecke zur Folge, die das Eindringen der Kältewellen in den Untergrund behindert und dadurch die Entwicklung von Permafrosthügeln erschwert. Das Binnenland der Finnmarksvidda und die nordschwedischen und nordfinnischen Inlandregionen im Regenschatten der Gebirgskette zeichnen sich durch ein kontinentales Klima mit tiefen winterlichen Temperaturen und geringen Niederschlägen aus, was die Entwicklung von Permafrosthügeln begünstigt. Dieses großräumige Muster der Permafrosthügel-Verbreitung wird kleinräumig durch die lokalen Klima-, Substrat-, Relief- und Vegetationsverhältnisse sowie die hydrologischen Gegebenheiten abgewandelt. Täler sind häufig permafrostfrei, während auf den nahe gelegenen Hochflächen Permafrostboden vorkommen kann, wie z. B. im Raum Kevo (vgl. SEPPÄLÄ & HASSINEN 1997). Umgekehrt können in trockenen Tallagen Permafrostkörper unter einer Sedimentbedeckung relativ lange überdauern, während die angrenzenden schneereichen Hänge und Hochflächen permafrostfrei sind, wie z. B. am Tanaelv. In manchen Talabschnitten und abgeschlossenen Seebecken bilden sich im Winter "Kaltluftseen", die charakteristische Temperaturinversionen zur Folge haben, wobei die Gipfellagen der Berge 15-20 °C wärmer sein können als das Umland am Fuße der Berge (z. B. Saana-, Yllästunturi). Außer dieser räumlichen Abwandlung der Klimaverhältnisse ist auch ein Klimawandel im Zeitablauf ("climate change") zu beobachten. Ferner sind in den Arbeitsgebieten verschiedene Permafrosthügeltypen und -varianten anzutreffen, die zu ihrer Entwicklung und Erhaltung unterschiedliche Anforderungen an das Klima stellen.

Von den Permafrosthügeltypen weisen die Palsas die größte Verbreitung in Nordfennoskandien auf. Sie waren seit Anfang des 20. Jahrhunderts Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen. Übersichten über das umfangreiche einschlägige Schrifttum finden sich u. a. in ÅHMAN (1977) und MEIER (1985, 1987, 1996). Mit fortgeschrittener Kenntnis über die Palsaverbreitung wurde nach dem 2. WK versucht, die klimatischen Voraussetzungen der Palsaentwicklung zu erfassen. Als Grundlage fungierten die Meßreihen verschiedener Klimaparameter, die von den amtlichen Wetterstationen im Verbreitungsgebiet der Palsas zur Verfügung gestellt wurden. Berücksichtigt wurden vornehmlich langfristige Mittelwerte der Temperatur und des Niederschlags, insbesondere Jahreswerte.

G.LUNDQVIST (1951) berichtet, dass Palsas in Gebieten vorkommen, in denen die Temperatur mindestens 120 Tage lang unter -10 °C beträgt und in denen der Niederschlag im Zeitraum November-April 150 mm nicht überschreitet. RUUHIJÄRVI (1960) kommt zum Schluß, dass Palsas in Nordfinnland in Regionen mit einer Jahresmitteltemperatur der Luft von unter -1 °C sowie einem kontinentalen Klima mit starken winterlichen Winden auftreten. Nach J.LUNDQVIST (1962) konzentriert sich die Verbreitung von Palsas in Schweden auf Gebiete, in denen die Temperatur mindestens 210 Tage im Jahr unter 0 °C liegt, und in denen weniger als 100 Tage lang Temperaturen von 10 °C oder darüber herrschen. Das Palsagebiet weist eine Jahresmitteltemperatur zwischen -2 °C und -3 °C auf, wobei die Niederschlagsmenge von November bis Ende April weniger als 300 mm beträgt. Nach ÅHMAN (1977) weist die Palsaregion von Finnmark und Troms in Nordnorwegen eine Jahresmitteltemperatur unter 0 °C (>90 % aller Palsas), eine Wintertemperatur von unter -10 °C während mindestens 120 Tagen sowie eine mittlere jährliche Niederschlagsmenge von weniger als 400 mm auf, wobei sich die Niederschlagsmenge von Dezember bis März auf weiniger als 100 mm beläuft. ÅHMAN legte seinen Berechnungen Klimadaten des Zeitraumes 1901-1974 zugrunde, während G.LUNDQVIST (1951) und J.LUNDQVIST (1962) Datenmaterial der Meßperiode 1901-1930 verwendeten.

MEIER (1985) kennzeichnet die Palsaregion am inneren Varangerfjord nach Auswertung von Klimaten der Jahre 1901-1982 wie folgt: Das Palsaverbreitungsgebiet weist ein kalttemperiertes (Df-Klima) mit einer Jahresmitteltemperatur zwischen 0 °C und -1 °C auf. Die Mitteltemperatur des Winters (Dez.-März) liegt bei -9 °C bis -10 °C, die des Sommers (Juni-Sept.) bei 9 °C bis 10 °C, die Mitteltemperatur des kältesten Monats (Februar) bei -11 °C bis -12 °C und die des wärmsten Monats (Juli) bei 12 °C bis 13 °C. Pro Jahr sind 210-230 Frosttage zu verzeichnen, davon 90-110 Tage mit einer Minimumtemperatur <-10 °C. Die mittlere jährliche Kältesumme (Gefrierindex) beträgt -1350 °C bis -1600 °C, die Wärmesumme (Auftauindex) 1200 °C bis 1300 °C, woraus ein geringer jährlicher Kälteüberschuß (leicht negative jährliche Wärmebilanzsumme) resultiert. Die jährliche Niederschlagsmenge beläuft sich auf 400-500 mm mit Maxima im Spätsommer und Frühherbst. An 200-210 Tagen im Jahr existiert eine geschlossene Schneedecke. Im Gegensatz zu den Palsas am inneren Varangerfjord befinden sich die Palsas in den Räumen Vadsö-Ekkeröy und Skallelv-Komagelv nicht im Gleichgewicht mit den herrschenden klimatischen Verhältnissen, wie die positiven Jahresmitteltemperaturen und Wärmebilanzsummen seit Anfang des 20. Jahrhunderts ausweisen. Verglichen mit der Varanger-Region zeichnet sich die binnenländische Finnmark (Finnmarksvidda) durch ein kontinentaleres Klima mit einem schärferen Frostregime und geringeren Niederschlägen aus, was die Entwicklung und den Erhalt von Palsas gegenüber der Küstenregion deutlich begünstigt.

Nach MEIER (1987, 1996) lassen sich die klimatischen Verhältnisse im Verbreitungsgebiet der Palsas im Gesamtraum Finnmarks unter besonderer Berücksichtigung der Meßperiode 1961-1982 folgendermaßen zusammenfassen: Kennzeichnend ist ein kalttemperiertes Klima (Df-Klima) mit Jahresmitteltemperaturen von -3 °C bis 1 °C. Die Mitteltemperatur des Winters (Dez.-März) liegt bei -6 °C bis -15 °C, die des Sommers (Juni-Sept.) bei 8 °C bis 11 °C, die Mitteltemperatur des kältesten Monats (Januar / Februar) bei -7 °C bis -17 °C und die des wärmsten Monats (Juli) bei 10 °C bis 14 °C. Pro Jahr sind 200-250 Frosttage zu verzeichnen, davon 50-140 Tage mit einer Minimumtemperatur <-10 °C. 120-170 Eistagen pro Jahr stehen 70-100 Frostwechseltage gegenüber. Die mittlere jährliche Kältesumme beträgt -900 °C bis -2300 °C, die Wärmesumme 1100 °C bis 1500 °C. Die resultierende Wärmebilanzsumme beläuft sich auf -1100 °C bis 300 °C, die mittlere jährliche Frostintensität auf -4 °C bis -10 °C. Die jährliche Niederschlagsmenge beträgt 300-500 mm. Davon fallen 180-240 mm im Sommer (Juni-Sept.), 50-140 mm im Winter (Dez.-März). An 200-240 Tagen des Jahres existiert eine geschlossene Schneedecke. Wie die klimatische Charakteristik zeigt, umfasst das Verbreitungsgebiet der Palsas in Finnmark auch Bereiche, die eine positive Jahresmitteltemperatur und Wärmebilanzsumme aufweisen. Dazu zählt außer der südöstlichen Varanger-Halbinsel vor allem das küstennahe Tiefland der Porsanger- und der Svaerholt-Halbinsel. Während der Meßperiode 1961-1982 betrug die Jahresmitteltemperatur am inneren Porsangerfjord (Lakselv) 0,6-1,0 °C, im küstennahen Tiefland der östlichen Varanger-Halbinsel (Täler von Skallelv und Komagelv) 0,8-1,2 °C. Die Wärmebilanzsumme beläuft sich auf 200-300 °C. Die Palsas in den genannten Gebieten stehen nicht im Gleichgewicht mit den dortigen Klimaverhältnissen. Während die äußere Küstenregion Finnmarks ganz palsafrei ist, bildet die innere Fjordregion einen Übergangsbereich zur binnenländischen Finnmark, in dem Palsas klimatisch am äußersten Rande ihrer Existenzmöglichkeiten vorkommen.

In Finnisch Lappland wird die Südgrenze der Palsaverbreitung in etwa durch die Isotherme der -1 °C-Jahresmitteltemperatur der Luft markiert, wobei die jährliche Niederschlagsmenge in der Regel unter 400 mm beträgt (vgl. SEPPÄLÄ 1986, 1988). Die absolute Temperaturobergrenze der Palsabildung fällt nach SEPPÄLÄ mit der 0 °C-Jahresmitteltemperatur zusammen.

SEPPÄLÄ & HASSINEN (1997) versuchen, die Palsa- und Permafrostverbreitung in Finnisch, Schwedisch und Norwegisch Lappland nördlich des 68. Breitengrades mit Hilfe von Gefrier- und Auftauindices (Kälte- und Wärmesummen) einzugrenzen. Sie verwenden dabei die meteorologischen Aufzeichnungen (1980-1991) von 18 Wetterstationen (10 in Norwegen, 4 in Schweden, 4 in Finnland). Die jährliche Wärmebilanzsumme der Palsaregion zeichnet sich demnach im Mittel durch einen Kälteüberschuß von 600-700 C aus. Die jährlichen Kältesummen in der Palsaregion Nordfinnlands liegen zwischen -2000 °C und -2300 °C, die jährlichen Wärmesummen zwischen 1100 °C und 1400 °C. Die Autoren gliedern das Verbreitungsgebiet der Palsas in drei Regionen, die sich alle durch negative Jahresmitteltemperaturen und Wärmebilanzsummen auszeichnen. Die norwegische Atlantik- und Barentssee-Küste bildet eine 4. Region, die durch positive Jahresmitteltemperaturen und Wärmebilanzsummen gekennzeichnet ist. Die dortigen Palsavorkommen sind nach SEPPÄLÄ & HASSINEN isoliert und sollten nicht der Hauptpalsazone zugerechnet werden. Letztere wird mit Hilfe der Jahresmitteltemperaturen und jährlichen Wärmebilanzsummen weiter unterteilt. Die Stationen Rustefjelbma, Kirkenes, Abisko und Ivalo repräsentieren ein Klima mit geringem Kälteüberschuß und einer Jahresmitteltemperatur zwischen -0,4 °C und -0,9 °C. Die Stationen liegen am Ende von Fjorden oder an großen Seen. Die Stationen Kiruna, Pulju, Kevo und Karesuando weisen Jahresmitteltemperaturen <-1,5 °C auf und liegen in der Nähe von Palsamooren. Die Stationen Kautokeino und Karasjok liegen im kontinentalen Binnenland von Finnmark, Kilpisjärvi und Nikkaluokta im Gebirge. Sie zeichnen sich durch Jahresmitteltemperaturen <-2,4 °C und einen sehr deutlichen Kälteüberschuß aus. In dieser Zone sind die klimatischen Voraussetzungen zur Bildung und Erhaltung von Palsas am günstigsten. Auffallend sind die jährlichen Unterschiede in den Kältesummen im Binnenland (Karasjok: -1696 °C / -3061 °C), während die Wärmesummen weniger stark variieren (Karasjok: 1229 °C / 1621 °C). Offenbar ist das Wetter im Sommer beständiger als im Winter. An der Küste ist die Amplitude der Kältesummen viel kleiner als im Binnenland; im stärker maritimen Klima glättet der Wasserkörper der nahen See die Temperaturunterschiede im Laufe des Jahres, aber auch von Jahr zu Jahr (vgl. SEPPÄLÄ & HASSINEN 1997).

LUOTO & SEPPÄLÄ (2002) kartierten und modellierten die Palsaverbreitung im nördlichen Teil von Finnisch Lappland, wo die Jahresmitteltemperatur nach Ausweis der Station Kevo im Zeitraum 1962-1990 -2 °C betrug. Dort konzentriert sich die Verbreitung von Palsas auf Moorbereiche in Höhenlagen von 180-390 m ü. M.. Die Mächtigkeit der thermisch isolierenden Torflage, die den gefrorenen Palsakern im Sommer vor dem Auftauen schützt, erwies sich als einer der limitierenden Faktoren der Palsaverbreitung. In Höhenlagen oberhalb 400 m ü. M. war die Torfdecke für die Bildung und Erhaltung von Palsas zu dünn. Die Torfmächtigkeit nahm höhenwärts ab, während der Anteil von Mineralboden an der Palsagenese zunahm. Im Klima Finnisch Lapplands scheint eine Torfmächtigkeit von 50 cm für die Palsabildung erforderlich zu sein (vgl. SEPPÄLÄ 1988). Ferner hat die Schneemächtigkeit einen entscheidenden Einfluß auf die Frostbildung im Moor und damit auch auf die Palsaentwicklung. Sie ließ sich jedoch von LUOTO & SEPPÄLÄ aus Mangel an zuverlässigen Daten nicht modellieren.

LUOTO, FRONZEK & ZUIDHOFF (2004) versuchen, die Palsaverbreitung in Norwegisch, Schwedisch und Finnisch Lappland mit verschiedenen Klimaparametern zu korrelieren. Dazu wird anhand der einschlägigen Literatur eine Verbreitungskarte von Palsamooren erstellt und anschließend nach Korrelationen mit ausgewählten Klimaparametern (Jahresmitteltemperatur, jährliche Niederschlagsmenge, winterlicher Niederschlag, sommerlicher Niederschlag, jährliche Anzahl der Tage über 0 °C, jährliche Kältesumme, jährliche Wärmesumme, Frostzahl, Kontinentalität) gesucht. Das resultierende Modell zur wahrscheinlichen Palsamoorverbreitung (Multivariate logistic regression model) zeigt eine recht gute Übereinstimmung mit der anhand der Literaturlage angenommenen Palsaverbreitung. Optimale Voraussetzungen für Palsamoore scheinen demnach in Gebieten mit Jahresmitteltemperaturen zwischen -3 °C und -5 °C und einer jährlichen Niederschlagsmenge von weniger als 450 mm zu herrschen. Der verheißungsvolle Ansatz einer klimabezogenen Modellierung von Palsamooren krankt jedoch an der Unzuverlässigkeit der zugrunde gelegten Palsaverbreitungskarte. Die verwendete Literatur ist in großen Bereichen überholt und spiegelt die aktuelle Verbreitung von Palsamooren in Nordfennoskandien daher nur sehr fehlerhaft wider. Dies gilt vor allem für die in der Verbreitungskarte eingetragenen Palsamoore auf den großen Halbinseln Ostfinnmarks, die bis auf einzelne isolierte Vorkommen in den letzten 2-3 Jahrzehnten verschwunden sind. Viele Verbreitungskarten im Palsaschrifttum basieren vornehmlich auf Luftbildauswertungen, insbesondere in abgelegenen, unzugänglichen Gebieten, was eine hohe Fehlerquote impliziert. So wurden bei Feldinspektionen in Sörvaranger und im Pasviktal in den 1980 er Jahren wesentlich weniger Palsamoore angetroffen als die Übersichtskarten von ÅHMAN (1977) und SOLLID & SÖRBEL (1998) erwarten lassen. Ein großer Nachteil des verwendeten Modells und anderer Modelle, die die räumliche Verbreitung der Palsas mit Klimavariablen in Verbindung bringen (Climate envelope models), ist ihr statischer Charakter, d. h. sie berücksichtigen keine Zeit-Dimension, sondern nehmen unter Vernachlässigung dynamischer Wechselwirkungen ein Gleichgewicht zwischen der modellierten Verbreitung und den Klimaverhältnissen an (vgl. FRONZEK, LUOTO & CARTER 2006). Folglich wird die Möglichkeit einer zeitverzögerten Reaktion der Palsaverbreitung auf einen Klimawandel nicht direkt berücksichtigt. Die Ursache der Degradation eines Palsas - natürlicher Bestandteil des zyklischen Entwicklungskreislaufes oder induziert bzw. verstärkt durch einen Klimawandel - lässt sich mitunter schwer ermitteln. Es ist zu vermuten, dass die Auftaugeschwindigkeit unter wärmeren und feuchteren Klimaverhältnissen zunimmt, und dass die Zeitverzögerung zwischen den veränderten Klimaverhältnissen und dem Auftauen des Palsa-Permafrostkerns wahrscheinlich kürzer ist als die Zeitspanne der Palsadegradation im Rahmen des natürlichen Entwicklungskreislaufes (vgl. FRONZEK, LUOTO & CARTER 2006).

ZUIDHOFF (2003a) berichtet, dass die Hauptverbreitung von Palsas in Nordschweden auf Gebiete mit einer Jahresmitteltemperatur unter -3 °C und einer jährlichen Niederschlagsmenge von weniger als 500 mm beschränkt ist, wobei die winterliche Niederschlagssumme 250 mm nicht überschreitet. Über 90 % der bekannten Palsamoore sind östlich der skandinavischen Gebirgskette gelegen, in deren Regenschatten eine deutliche Zunahme der thermischen und hygrischen Kontinentalität zu verzeichnen ist. Es wird vermutet, dass einige kollabierende Palsas an der Südgrenze der schwedischen Palsaregion in der letzten kalten Phase der Kleinen Eiszeit vor ca. 100 Jahren BP angelegt worden sind. Während dieser Periode waren die klimatischen Voraussetzungen für die Palsabildung und -erhaltung in diesem Gebiet (z. B. Laivadalen) nach ZUIDHOFF letztmals erfüllt; die Jahresmitteltemperatur wird auf -2,3 °C, die Wintermitteltemperatur auf -10 °C geschätzt. Der gegenwärtige Zerfall der Palsas wird als Bestandteil der zyklischen Entwicklung gedeutet, verstärkt durch eine Erhöhung der Jahresmitteltemperatur in Nordschweden um 1,0-1,5 °C im Laufe der letzten hundert Jahre, möglicherweise in Verbindung mit einer Zunahme des Schneefalls seit den 1930er Jahren und der damit einhergehenden größeren Mächtigkeit der Schneedecke (vgl. ZUIDHOFF & KOLSTRUP 2000).

Zur Kennzeichnung der klimatischen Verhältnisse in den eigenen Arbeitsgebieten in Norwegisch und Schwedisch Lappland wurden Temperatur- und Niederschlagsdaten der amtlichen Wetterstationen seit Beginn der Messungen ausgewertet, die vom Norwegischen Meteorologischen Institut (DNMI), Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Institut (SMHI) und Finnischen Meteorologischen Dienst (SIL; Daten der grenznahen Stationen Kilpisjärvi und Nuorgam) zur Verfügung gestellt wurden (vgl. Tab. 3-12, Abb. 44-78). Dabei wurden Daten aller Wetterstationen innerhalb und am Rande des Palsaverbreitungsgebietes berücksichtigt, basierend auf der anhand von eigenen Feldbefunden sowie Luftbildern und Berichten relativ gut bekannten Palsaverbreitung während der letzten 5 Jahrzehnte. Verwendet wurde auch Datenmaterial der Stationen an der Küste Finnmarks, sofern die Gebiete im Beobachtungszeitraum Permafrost in Gestalt von Palsas aufwiesen. Dagegen konnten die Daten der Stationen auf den großen Inseln im Nordwesten Finnmarks vernachlässigt werden. Diese Gebiete der äußeren Küstenregion (vgl. MEIER 1987, 1991a, 1996) zeichnen sich durch ein maritimes Klima aus, das die Entwicklung und den Erhalt von Palsas nicht gestattet. Die ebenfalls in der äußeren Küstenregion gelegenen Stationen an der Nord- und Ostküste der Varanger-Halbinsel wurden indessen bei der Klimaanalyse berücksichtigt, da in ihrer Nähe noch zu Beginn der 1980 er Jahre kleine, isolierte Palsa- und Permafrostvorkommen existierten, obwohl die klimatischen Verhältnisse dies auszuschließen scheinen. Diese sowie andere Vorkommen auf den großen Halbinseln Ostfinnmarks sind mittlerweile verschwunden. Die klimatischen Verhältnisse dieser Gebiete repräsentieren offenbar einen sensitiven Grenzbereich der Palsaentwicklung und -erhaltung und sind daher im Hinblick auf einen Klimawandel von größtem Interesse.

Die Wetterstationen an der Küste Finnmarks befinden sich mit wenigen Ausnahmen in meeresspiegelnaher Höhenlage am Rande der großen Halbinseln oder in innerer Fjordlage. Sie sind oder waren in der Nähe von Palsamooren gelegen und spiegeln vornehmlich die klimatischen Verhältnisse im küstennahen Tiefland wider, während sich das Klima im Inneren und in den Hochlagen der Halbinseln nur mittels Extrapolation geeigneter Daten abschätzen lässt. Die Stationen im Binnenland von Finnmark sind in größerer Höhenlage gelegen, zwischen 54 m ü. M. im Pasviktal, 110-130 m ü. M. im mittleren Tanatal und 280-400 m ü. M. auf der zentralen Finnmarksvidda. Die Stationen befinden sich in der Nähe von Palsamooren, wobei sich die Verbreitung von Palsas bei geeigneten Substratverhältnissen in noch größere Höhen erstreckt. Die Wetterstationen im nordschwedischen Arbeitsgebiet verteilen sich auf die Gebirgskette der Skanden sowie das südöstliche Vor- und Binnenland. Ihre Höhenlage reicht von 300 bis 600 m ü. M.. Zu Vergleichszwecken wurden auch Temperaturdaten der hoch gelegenen Station Tarfala (1130 m ü. M.) ausgewertet. Die Stationen Katterjåkk (508 m ü. M.), Staloluokta (600 m ü. M.), Nikkaluokta (470 m ü. M.), Kilpisjärvi (478 m ü. M.) und Abisko (388 m ü. M.) kennzeichnen das Gebirgsklima, die Stationen Kiruna (475 m ü. M.), Karesuando (327 m ü. M.) und Naimakka (403 m ü. M.) die klimatischen Verhältnisse im kontinentalen Binnenland. Alle Stationen befinden sich in unmittelbarer Nähe von Palsamooren. Mit zunehmender Höhenlage verringert sich die Torfmächtigkeit; an die Stelle traditioneller Palsas treten nun auch Permafrosthügel mit dünner oder fehlender Torfdecke. In den Hochlagen zwischen 700 und 1100 m ü. M. finden sich stellenweise rein minerogene Permafrosthügel oder deren Zerfallsstadien. Die dortigen Klimaverhältnisse müssen aus Mangel an Messstationen mittels Extrapolation von Daten tiefer gelegener Stationen erschlossen werden.

Vergleicht man die durch Untersuchungen von ÅHMAN (1977) und MEIER (1985, 1987, 1991a, 1996) relativ gut dokumentierte Palsaverbreitung in Finnmark während der 1970 er, 1980 er und 1990 er Jahre mit den klimatischen Rahmenbedingungen während der Normalperiode 1961-1990, so lässt sich das Verbreitungsgebiet torfbedeckter Palsas wie folgt abgrenzen: Jahresmitteltemperatur -3,5 °C bis 1,0 °C, Mitteltemperatur des Winters (Dez.-März) -7 °C bis -15 °C, Mitteltemperatur des Sommers (Juni-Sept.) 9 °C bis 11 °C, Mitteltemperatur des kältesten Monats (Januar / Februar) -7 °C bis -17 °C, Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli) 11 °C bis 14 °C. Pro Jahr sind 190-250 Frosttage zu verzeichnen, davon 80-140 Tage mit einer Minimumtemperatur <-10 °C. Die mittlere jährliche Kältesumme beträgt -1100 °C bis -2200 °C, die Wärmesumme 1100 °C bis 1500 °C, die resultierende Wärmebilanzsumme -1100 °C bis 250 °C. Die mittlere jährliche Frostintensität beläuft sich auf -5,5 °C bis -9,5 °C. Pro Jahr fallen 300-500 mm Niederschlag mit Maxima im Spätsommer und Frühherbst. Einige im unmittelbaren Randbereich des Palsaverbreitungsgebietes gelegene Wetterstationen (z. B. Kistrand, Vadsö) zeichnen sich durch ein weniger scharfes Frostregime und höhere Niederschlagsmengen aus. An der stärker maritimen Fjordküste wird die Palsabildung und -erhaltung offenbar durch vergleichsweise niedrige Sommertemperaturen ermöglicht. Die Klimadaten der Normalperiode 1961-1990 unterscheiden sich nur unwesentlich von jenen der Periode 1961-1982 (vgl. MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996). Die klimatischen Verhältnisse in den 1980 er Jahren ähneln jenen der vorausgegangenen zwei Jahrzehnte und bieten vermutlich vergleichbare Rahmenbedingungen für die Palsaentwicklung in Finnmark.

Dagegen verändern sich die klimatischen Verhältnisse in den folgenden zwei Jahrzehnten markant, was sich in den Mittelwerten deutlich widerspiegelt. Die Meßperiode 1991-2009/10 ist bei allen Wetterstationen durch einen Temperaturanstieg und bei den meisten Stationen durch eine Erhöhung der Niederschlagsmenge gegenüber der Normalperiode 1961-1990 gekennzeichnet. Diese Entwicklung hat in Finnmark u. a. eine Veränderung der klimatischen Kennwerte des Palsaverbreitungsgebietes im Vergleich zur Normalperiode zur Folge: Jahresmitteltemperatur -2,2 °C bis 1,4 °C, Mitteltemperatur des Winters (Dez.-März) -6,5 °C bis -12 °C, Mitteltemperatur des Sommers (Juni-Sept.) 10 °C bis 11 °C, Mitteltemperatur des

161

kältesten Monats (Februar) -8 °C bis -14 °C, Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli) 12 °C bis 14 °C. Jährlich treten 190-240 Frosttage auf, wobei die Minimumtemperatur an 110-135 Tagen (Banak: 76 Tagen) <-10 °C beträgt. Die mittlere jährliche Kältesumme beläuft sich auf -1200 °C bis -2000 °C (Banak: -923 °C), die Wärmesumme auf 1150 °C bis 1450 °C, die Wärmebilanzsumme auf -800 °C bis 100 °C (Banak: 523 °C). Die mittlere jährliche Frostintensität variiert zwischen -5,5 °C und -8,0 °C (Banak: -4,7 °C), die jährliche Niederschlagsmenge zwischen 350 mm und 600 mm. Mit dem Klimawandel im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte geht eine Verschiebung der Palsaverbreitungsgrenzen einher, die sich in einigen küstennahen Mooren Finnmarks bereits im Zerfall sämtlicher Palsas manifestiert (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011). In vielen anderen Palsamooren ist als Folge des Klimawandels eine Veränderung der Palsamorphodynamik in Gestalt einer Intensivierung der Degradationsprozesse festzustellen.

Das Verbreitungsgebiet von Palsas in Schwedisch Lappland lässt sich nach Ausweis des vorliegenden Datenmaterials für den Zeitraum 1961-1990 durch folgende Klimawerte charakterisieren: Jahresmitteltemperatur von -3,0 °C bis -0,5 °C, Mitteltemperatur des Winters (Dez.-März) -10 °C bis -14 °C, Mitteltemperatur des Sommers (Juni-Sept.) 7 °C bis 10 °C, Mitteltemperatur des kältesten Monats (Januar / Februar) -11,5 °C bis -16,5 °C, Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli) 10 °C bis 13 °C. Pro Jahr sind 210-250 Frosttage zu verzeichnen, davon 100-145 Tage mit einer Minimumtemperatur <-10 °C. Die mittlere jährliche Kältesumme beläuft sich auf -1400 °C bis -2100 °C, die Wärmesumme auf 1000 °C bis 1350 °C, die resultierende mittlere jährliche Wärmebilanzsumme auf -950 °C bis -250 °C. Die mittlere jährliche Frostintensität beträgt zwischen -6,5 °C und -9,0 °C. Pro Jahr fallen zwischen 300 mm und 500 mm Niederschlag.

Vergleicht man das Klimadatenmaterial der Normalperiode 1961-1990 mit den Daten der Periode 1991-2010, so zeigt sich ein ähnlicher Trend wie in Finnmark: Die Mittelwerte belegen eine Erwärmung und Zunahme der jährlichen Niederschlagsmengen im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte. Als Kennwerte für das schwedische Palsaverbreitungsgebiet nördlich des Polarkreises lassen sich für die Periode 1991-2010 folgende Werte anführen: Jahresmitteltemperatur von -2,0 °C bis 0,0 °C, Mitteltemperatur des Winters (Dez.-März) -8,0 °C bis -12,5 °C, Mitteltemperatur des Sommers (Juni-Sept.) 8,5 °C bis 11,0 °C, Mitteltemperatur des kältesten Monats (Februar) -10,2 °C bis -14,0 °C, Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli) 11 °C bis 14 °C. Pro Jahr treten 200-235 Frosttage auf, wovon 90-130 Tage eine Minimumtemperatur <-10 °C aufweisen. Die mittlere jährliche Kältesumme beläuft sich auf -1200 °C bis -1900 °C, die Wärmesumme auf 1100 °C bis 1500 °C, die Wärmebilanzsumme auf -700 °C bis 100 °C. Die mittlere jährliche Frostintensität variiert zwischen -6,0 °C und -8,5 °C. Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge beträgt zwischen 450 mm und 650 mm (Abisko: 337 mm). Bei der Beurteilung des Datenmaterials ist zu berücksichtigen, dass sich die meisten nordschwedischen Wetterstationen in Tallagen befinden. Die angeführten Daten kennzeichnen daher vornehmlich die Klimaverhältnisse in den tiefer gelegenen, stationsnahen Palsamooren. Die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse in den bis zu 300 m höher gelegenen Palsamooren lassen sich nur mittels Extrapolation abschätzen. Mit zunehmender Höhenlage über dem Meeresspiegel ist u. a. mit einer Verschärfung des Frostregimes und einer Zunahme der Niederschlagsmengen zu rechnen. Insbesondere die im Waldgrenzökoton und darüber gelegenen Palsavorkommen dürften sich aufgrund ihrer Wind- und Kälteexposition durch wesentlich strengere frostklimatische Verhältnisse auszeichnen als die geschützteren Palsamoore innerhalb der Birkenwaldstufe, wie die Feldstudien im Padjelanta Nationalpark und auf dem Råsto-Plateau vermuten lassen. Die Palsas der zuletzt genannten Lokalität wirken bei Jahresmitteltemperaturen zwischen -3 °C und -4 °C (interpolierte Werte der Periode 1991-2010) im Vergleich zu den tiefer gelegenen Vorkommen in der Birkenwaldstufe am Könkämä-Fluß recht stabil und intakt. Nach ÅKERMAN & JOHANSSON (2008) hat die Erwärmung im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte entlang eines Transekts am Torneträsk-See von Riksgränsen / Katterjåkk im Westen nach Bergfors im Osten zu einer Zunahme der Auftautiefen in allen 9 untersuchten Palsamooren (350-500 m ü. M.) geführt. Im westlichsten, durch ein stärker maritim getöntes Klima gekennzeichneten Moor sind seit Ende der 1980 er Jahre sämtliche Palsas kollabiert. In den östlichen, stärker kontinental geprägten Mooren haben sich die Permafrostmächtigkeiten verringert. Dazu hat den beiden schwedischen Autoren zufolge auch die mit der Temperaturerhöhung gleichlaufende Zunahme der Schneeniederschläge

und -mächtigkeiten beigetragen, die das Eindringen der winterlichen Kältewellen in die Torfablagerungen maßgeblich behindert.

Auf der Grundlage der Kältesummen, Wärmesummen und resultierenden Wärmebilanzsummen lässt sich das nordnorwegische Arbeitsgebiet in 4 klimatische Teilräume gliedern. Der nördlichste Abschnitt ist am stärksten maritim geprägt. Er wird durch die Stationen Alta am inneren Altafjord, Kistrand am mittleren Porsangerfjord und Vardö am Ostrand der Varanger-Halbinsel repräsentiert, die knapp außerhalb des aktuellen Palsaverbreitungsgebietes liegen. Die mittlere jährliche Kältesumme (1991-2009) reicht von -430 °C bis -780 °C, die Wärmesumme von 1230 °C bis 1630 °C. Die Wärmebilanzsumme ist deutlich positiv und variiert zwischen den Stationen nur geringfügig (800-850 °C). Gegenüber der Normalperiode 1961-1990 ist eine Zunahme um rund 300 °C zu verzeichnen. Im Unterschied zum Tiefland am inneren Altafjord waren im Raum Kistrand sowie in den Mooren westlich von Vardö (Svartnes-Persfjord) Anfang der 1980 er Jahre noch einzelne reliktäre Palsas erhalten. Ihr vollständiges Kollabieren im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte steht im Einklang mit der markanten Zunahme der Wärmebilanzsummen. Der nächste Teilraum ist trotz Küstenlage stärker kontinental geprägt. Die Stationen Banak, Rustefjelbma und Kirkenes befinden sich in geschützten inneren Fjordlagen. In ihrer Umgebung sind ausgedehnte Palsamoore anzutreffen. Die mittlere jährliche Kältesumme beträgt -950 °C bis -1270 °C (1991-2009), die Wärmesumme 1300-1470 °C. Die Wärmebilanzsumme ist in Rustefjelbma und Kirkenes leicht positiv (ca. 100 °C), in Banak deutlich positiv (ca. 520 °C). Das Vorkommen weitflächiger Palsamoore nahe der zuletzt genannten Station überrascht daher. Die vorherrschenden Plateaupalsas wirken relativ stabil, während die höheren, stärker exponierten Kuppel- und Komplexpalsas in den letzten beiden Jahrzehnten einem beschleunigten Zerfall unterlagen. Die Wärmebilanzsummen haben gegenüber der Normalperiode 1961-1990 um 300-350 °C zugenommen. Sie waren in Rustefjelbma und Kirkenes während der Normalperiode noch leicht negativ (-200 °C bis -230 °C). Der dritte klimatische Teilraum befindet sich südlich der Fjordküste am Nordrand der Finnmarksvidda-Hochfläche. Die drei zur Verfügung stehenden Wetterstationen sind durch unterschiedliche Lagemerkmale gekennzeichnet: Solovomi ist auf der Hochfläche gelegen, während sich Utsjoki-Nuorgam und Pasvik durch Tallagen auszeichnen (Tana- bzw. Pasviktal). Die Daten der Stationen markieren ein im Vergleich zur inneren Fjordküste stärker kontinental geprägtes Klima, wobei im Raum Utsjoki-Nuorgam auch mit winterlichen Inversionslagen zu rechnen ist. In der Nähe aller drei Stationen sind Palsamoore entwickelt. Die mittlere jährliche Kältesumme (1991-2009) beläuft sich auf -1400 °C bis -1750 °C, die Wärmesumme auf 1150-1350 °C. Die Wärmebilanzsumme in Utsjoki-Nuorgam ist leicht negativ. Dies dürfte auch für Pasvik zutreffen (Datenlücke), während Solovomi infolge der größeren Höhenlage über dem Meeresspiegel (Waldgrenzökoton) einen wesentlich größeren Kälteüberschuß aufweist (-570 °C). Die Wärmebilanzsummen haben gegenüber der Normalperiode 1961-1990 um rund 300 °C zugenommen, was in einigen Palsamooren offenbar zu einem beschleunigten Palsazerfall geführt hat. Der küstenferne, thermisch und hygrisch kontinentalste Teilraum des nordnorwegischen Arbeitsgebietes wird durch die Stationen Kautokeino, Siccajavre und Cuovdatmåkki auf der zentralen Finnmarksvidda sowie Karasjok im Tal des Karasjok-Flusses repräsentiert. In der Umgebung aller Stationen befinden sich weitgespannte Palsamoore. Die mittleren jährlichen Kältesummen betragen zwischen -1800 °C und -2000 °C, die Wärmesummen zwischen 1200 °C und 1450 °C. Die Wärmebilanzsummen (1991-2009) sind deutlich negativ. Die Amplitude reicht von -370 °C bis -760 °C. Im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 hat die Wärmebilanzsumme um 300-350 °C (Finnmarksvidda) bis 480 °C (Karasjok-Tal) zugenommen. Die Palsas in den meisten Mooren der zentralen und südlichen Finnmarksvidda wirken dennoch im Unterschied zu den Palsas der Küstenregion relativ stabil. Der nach wie vor deutliche jährliche Kälteüberschuß begünstigt das Überdauern der Palsas in den meisten binnenländischen Moorgebieten. Zudem bilden weitgespannte, niedrige Plateaupalsas den vorherrschenden morphologischen Palsatyp. Er reagiert auf eine Temperaturerhöhung wesentlich zögerlicher als die höheren, stärker exponierten Palsaformtypen. Letztere sind auch auf der zentralen Finnmarksvidda stellenweise von einem beschleunigten Zerfall betroffen, wie z. B. im Vuoddasjåkka-Tal im Raum Suossjavri.

Anhand der Kältesummen, Wärmesummen und den daraus resultierenden Wärmebilanzsummen kann das nordschwedische Arbeitsgebiet in zwei klimatische Teilräume gegliedert werden: Die Skandinavische Gebirgskette im Westen und Nordwesten (Kaledoniden) sowie das östlich und südöstlich daran anschließende flachwellige Vorland im Bereich des Fennoskandischen Schildes. Am Westrand des Arbeitsgebietes (schwedisch-norwegische Staatsgrenze) sind noch maritime Klimaeinflüsse des Atlantiks im Hochgebirgsklima spürbar. Im Regenschatten östlich der Hochlagen wird das Klima rasch kontinentaler. Das flache Binnenland außerhalb der Gebirgskette zeichnet sich, ähnlich der zentralen Finnmarksvidda in Norwegen, durch ein kaltes und trockenes Kontinentalklima aus. Trotz dieser klimatischen Unterschiede sind Palsas in beiden Teilräumen anzutreffen, wenn auch die klimatischen Voraussetzungen der Palsabildung und -erhaltung im kontinentalen Klima östlich der Gebirgskette am günstigsten sind, was sich im Verbreitungsmuster der Palsamoore deutlich widerspiegelt: Rund 90 % der Palsamoore im nordschwedischen Arbeitsgebiet befinden sich östlich des Gebirgskammes.

Das Klima am Westrand des Arbeitsgebietes wird durch die Stationen Riksgränsen / Katterjåkk, Kilpisjärvi und Staloluokta repräsentiert. Die Daten der zuerst genannten Station sind aufgrund der Lagebedingungen der Wetterstation am aufschlussreichsten. Kilpisjärvi befindet sich am Rande eines trogförmigen Seebeckens, wodurch die klimatischen Verhältnisse vor allem im Sommer abgewandelt werden. Die nur kurzfristig arbeitende Station Staloluokta liegt am Südufer des weitflächigen Virihaure-Sees. Aufgrund der Plateaulage oberhalb der Waldgrenze ist das nach Westen offene Gebiet sehr wind- und kälteexponiert, insbesondere im Winter, wenn der Wasserkörper des Sees durch eine Eisdecke versiegelt ist. Katterjåkk weist für den Zeitraum 1991-2009 eine mittlere jährliche Kältesumme von -1353 °C und eine Wärmesumme von 1118 °C auf, woraus sich eine negative Wärmebilanzsumme von -235 °C ergibt (Temperaturerhöhung gegenüber der Normalperiode 1961-1990 um 319 °C). Die mit 478 m ü. M. 30 m niedriger gelegene Station Kilpisjärvi zeichnet sich für den Zeitraum 1991-2010 durch eine mittlere jährliche Kältesumme von -1698 °C, eine Wärmesumme von 1134 °C und eine Wärmebilanzsumme von -564 °C aus. Im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 hat sich der Kälteüberschuß um 363 °C verringert. Die kurze Meßreihe von Staloluokta (1987-1999) deutet bei einer mittleren jährlichen Kältesumme von -1164 °C und einer Wärmesumme von 1037 °C auf einen geringen Kälteüberschuß von -127 °C, wobei vor allem die 1990er Jahre Berücksichtigung finden. In der Umgebung aller drei Stationen finden sich Palsamoore. Die Palsas im Raum Kilpisjärvi wirken intakt und zeigen kaum Erosionsspuren. Sie stehen offenbar im Gleichgewicht mit den lokalklimatischen Bedingungen. Darauf deutet auch die deutlich negative Wärmebilanzsumme. Dagegen sind die Palsas im Raum Riksgränsen / Katterjåkk und bei Staloluokta überwiegend im Zerfall begriffen, was aufgrund des geringen Kälteüberschusses kaum überrascht.

Das Klima in den zentralen Abschnitten der Gebirgskette lässt sich anhand von Daten der Stationen Abisko, Nikkaluokta, Tarfala und Ritsem charakterisieren. Die am Rande großer Seen gelegenen Stationen Abisko und Ritsem zeichnen sich durch ähnliche frostklimatische Verhältnisse aus: Die mittleren jährlichen Kältesummen betragen -1200 °C bis -1250 °C, die Wärmesummen 1250-1300 °C, woraus leicht positive Wärmebilanzsummen resultieren (1991-2010). Gegenüber der Normalperiode 1961-1990 hat sich die Wärmebilanzsumme um 220-360 °C erhöht. Trotz der Erwärmung im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte und des leichten Wärmeüberschusses in den Temperaturbilanzen sind in der Umgebung der Stationen Palsas anzutreffen, begünstigt durch die geringen winterlichen Schneemächtigkeiten, die ein tiefes Eindringen der Kältewellen in das Substrat begünstigen. Nikkaluokta und die hoch gelegene Messstation Tarfala weisen ein deutlich schärferes Frostregime auf. Die am Paittasjärvi gelegene Station Nikkaluokta zeichnet sich durch eine mittlere jährliche Kältesumme von -1918 °C, eine Wärmesumme von 1279 °C sowie eine deutlich negative Wärmebilanzsumme von -639 °C aus (1991-2010). Der Kälteüberschuß hat sich im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 um 300 °C verringert. Die in der weiteren Umgebung der Station in etwas größerer Höhenlage entwickelten Palsas haben sich im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte kaum verändert und wirken stabil. Die im Tarfala-Talkessel am Fuße des Kebnekaise-Massivs gelegene Station Tarfala weist eine mittlere jährliche Kältesumme von -1728 °C, eine Wärmesumme von 621 °C und eine Wärmebilanzsumme von -1109 °C auf (1991-2010). Gegenüber der Normalperiode 1961-1990 hat sich der Kälteüberschuß in der Wärmebilanzsumme um ca. 340 °C verringert. Palsas sind im Tarfala-Tal aufgrund des Fehlens von Torfablagerungen und feinkörnigen frostempfindlichen Sedimenten nicht entwickelt. Die frostklimatischen Bedingungen und die weite Verbreitung von Permafrostboden selbst in den Tallagen (vgl. u. a. KING 1984) gestatten auch die Entwicklung rein minerogener Permafrosthügel, etwa vom Frostblister-Typ oder "Offenen System"-Pingo-Typ, doch finden sich keine Hinweise auf die Existenz solcher Hügeltypen. Das Datenmaterial der hoch im Gebirge gelegenen Wetterstation (1130 m ü. M.) erlaubt jedoch Rückschlüsse auf die Temperaturverhältnisse in den Hochlagen des Gebirges und erleichtert die Extrapolation von Klimadaten tiefer positionierter Wetterstationen bei der Abschätzung der Klimaverhältnisse in höher gelegenen Palsamooren. Die Stationen Stora Sjöfallet und Kvikkjokk kennzeichnen das Klima in den Tallagen am Ostrand der Gebirgskette. In Kvikkjokk beträgt die mittlere jährliche Kältesumme -1598 °C, die Wärmesumme 1504 °C und die Wärmebilanzsumme -94 °C (1991-2010). Gegenüber der Normalperiode 1961-1990 hat sich der Kälteüberschuß um 336 °C verringert. Wie im Falle der Station Stora Sjöfallet (1997-2011; mittlere jährliche Kältesumme: -1249 °C, Wärmesumme: 1427 °C, Wärmebilanzsumme: 178 °C) sind Palsamoore erst in Höhenlagen von 550-600 m ü. M. weit oberhalb der Wetterstation anzutreffen. Die Palsas stellen vornehmlich Degradationsstadien dar, die bei Fortdauer des Erwärmungstrends schon in wenigen Jahren verschwunden sein dürften.

Das kontinentale Klima im Binnenland östlich und südöstlich des Skandinavischen Gebirges lässt sich anhand von Datenmaterial der Stationen Naimakka, Karesuando, Kiruna, Nedre Soppero, Esrange und Rensjön charakterisieren, wobei die Messungen an den drei zuletzt genannten Wetterstationen erst Mitte der 1990 er Jahre begannen, so dass die Meßreihen recht kurz sind und nur die Klimaentwicklung im Laufe der letzten 15 Jahre widerspiegeln. Die Stationen Naimakka und Karesuando befinden sich in Tallage am breiten Könkämä-Fluß, während die übrigen Stationen auf der flachwelligen Hochfläche des Fennoskandischen Schildes liegen. Gemeinsames Merkmal aller Stationen ist eine negative Wärmebilanzsumme. Naimakka und Karesuando weisen mittlere jährliche Kältesummen von -1550 °C bis -1900 °C, Wärmesummen von 1200-1400 °C und Wärmebilanzsummen von -370 °C bis -700 °C auf (1991-2009/10). Das im Vergleich zu Karesuando schärfere Frostregime in Naimakka lässt sich möglicherweise mit der rund 80 m höheren Lage der Station über dem Meeresspiegel und der Nachbarschaft zum kalten Råsto-Plateau erklären. Nedre Soppero ist in einer weiträumigen vermoorten Senke gelegen und zeichnet sich durch einen ähnlich hohen Kälteüberschuß aus wie Karesuando. Die höhere mittlere jährliche Kältesumme und die größere Wärmesumme deuten auf ein etwas kontinentaleres Klima. Sowohl in Karesuando als auch in Naimakka hat sich der Kälteüberschuß im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 deutlich verringert (in Karesuando um 432 °C, in Naimakka um 234 °C). In Rensjön beträgt die mittlere jährliche Kältesumme -1704 °C und die Wärmesumme 1257 °C, woraus sich eine Wärmebilanzsumme von -447 °C ergibt. Der Kälteüberschuß in Kiruna (-239 °C) und Esrange (-266 °C) ist deutlich geringer, bedingt durch eine kleinere mittlere jährliche Kältesumme bei gleichzeitig größerer Wärmesumme. Der Kälteüberschuß in Kiruna hat sich im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 um ca. 360 °C verringert, womit die Station hinsichtlich der Erwärmung in den letzten beiden Jahrzehnten zwischen Naimakka und Karesuando liegt. In der Umgebung aller 6 genannten Stationen finden sich torfbedeckte Palsas, vornehmlich flache Plateaupalsas, die stabil wirken und kaum Erosionsspuren zeigen. Die Erwärmung im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte spiegelt sich bestenfalls bei den höher aufragenden Kuppel- und Komplexpalsas in einem beschleunigten Zerfall wider.

Die klimatischen Verhältnisse im Verbreitungsgebiet der torffreien, rein minerogenen Permafrosthügeltypen lassen sich im Unterschied zu jenen der traditionellen torfbedeckten Palsas nur schwer abschätzen. Entwicklung und Fortbestand dieser Hügelvarianten erfordern im Allgemeinen ein schärferes Frostregime als die Bildung und der Erhalt von traditionellen torfbedeckten Palsas. Dies schließt nicht aus, dass reine Mineralbodenpalsas (Lithalsas) gelegentlich unter günstigen Standortbedingungen mit torfbedeckten Palsas vergesellschaftet auftreten, wie z. B. am inneren Varangerfjord (Karlebotn), an den Kätkijärvet-Seen sowie im Tavvavuoma-Becken in Nordschweden. An solchen Lokalitäten sind die klimatischen Formungsvoraussetzungen der verschiedenen Hügelvarianten vermutlich identisch. In den meisten Fällen setzt das Fehlen einer thermisch isolierenden Torfhülle, die den Permafrosthügel vor dem Auftauen schützt, ein Gebiet mit niedrigen Sommertemperaturen voraus. Solche Bedingungen sind in Nordeuropa hauptsächlich oberhalb und nördlich der Waldgrenze erfüllt, d. h. in der (Gebirgs-) Tundrenstufe und in der Tundrenzone im Tiefland. Letztere ist in Finnmark nur an der Nordostküste der Varanger-Halbinsel ausgebildet, wo hohe winterliche Schneeniederschläge und die daraus resultierenden Schneemächtigkeiten ein tiefes Eindringen der an der Außenküste nur mäßig tiefen Temperaturen in den Boden behindern, so dass sich keine minerogenen Permafrosthügel entwickeln kön-
nen. Im Gebirge nehmen die Schneeniederschlagsmengen zwar höhenwärts zu, doch nehmen die Temperaturen gleichlaufend ab, so dass die Kältewellen die Schneedecke an wind- und kälteexponierten Plätzen durchdringen können, wodurch die Anlage minerogener Permafrosthügelvarianten und -typen möglich ist. Außer reinen Mineralbodenpalsas sind in der Tundrenstufe und im unteren Bereich der Frostschuttstufe auch mehrjährige Frostblister und pingoähnliche Permafrosthügel und deren Zerfallstadien anzutreffen.

Aus Mangel an Messstationen in geeigneten Höhenlagen müssen die klimatischen Bedingungen der Permafrosthügel-Entwicklung in den nordnorwegischen und nordschwedischen Arbeitsgebieten in den meisten Fällen durch Extrapolation von Datenmaterial tiefer gelegener Wetterstationen ermittelt werden, was aufgrund des dünnen Stationsnetzes problematisch ist. Infolge des vor allem an der Fjordküste und im Hochgebirge stärker reliefierten Geländes erweist sich die Abschätzung der Niederschlagsverhältnisse als besonders schwierig. Die folgende Kennzeichnung der klimatischen Verhältnisse im Verbreitungsgebiet der minerogenen Permafrosthügeltypen und -varianten beschränkt sich daher auf einige, durch Extrapolation ermittelte thermische Daten (vgl. Tab. 12)..

Von den bekannten Fundorten minerogener Permafrosthügel lässt sich jener auf dem isostatisch gehobenen, spätglazialen Delta südlich von Karlebotn am innersten Varangerfjord noch am leichtesten charakterisieren. Die Mineralbodenpalsas (Lithalsas) und deren Relikte befinden sich in einer ähnlichen Höhenlage (ca. 70 m ü. M.) wie die nächstgelegenen Wetterstationen in Nuorgam (25 m ü. M.) und Rustefjelbma (9 m ü. M.) im Tanatal. Die Station Rustefjelbma an der Tanafluß-Mündung weist ein etwas maritimeres Klima auf als die Permafrosthügel-Lokalität: Die Jahresmitteltemperatur betrug während der Normalperiode 1961-1990 -0,7 °C, im Zeitraum 1991-2009 hingegen 0,2 °C. Die mittlere jährliche Kältesumme beläuft sich auf -1220 °C, die Wärmesumme auf 1372 °C, woraus sich eine leicht positive Wärmebilanzsumme ergibt. Während der Normalperiode 1961-1990 betrug die mittlere jährliche Kältesumme -1568 °C, die Wärmesumme 1292 °C und die Wärmebilanzsumme -276 °C, d. h. im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte hat sich das Klima deutlich erwärmt, wie der Anstieg der Wärmebilanzsumme um 378 °C ausweist. Das Klima in Nuorgam ist etwas kontinentaler als am innersten Varangerfjord. Die Jahresmitteltemperatur betrug im Zeitraum 1991-2010 -0,3 °C, während der Normalperiode 1961-1990 -1,1 °C. Ein Vergleich der Kältesummen, Wärmesummen und Wärmebilanzsummen weist auch hier auf einen markanten Temperaturanstieg im Laufe der letzten zwei Jahrzehnte: Einer mittleren jährlichen Kältesumme von -1714 °C, einer Wärmesumme von 1323 °C und einer Wärmebilanzsumme von -391 °C (1961-1990) steht eine Kältesumme von -1404 °C, eine Wärmesumme von 1327 °C und eine Wärmebilanzsumme von -77 °C (1991-2010) gegenüber. Die Erhöhung der Wärmebilanzsumme resultiert dabei vornehmlich aus der Verminderung der Kältesumme um 310 °C. Die thermischen Verhältnisse an der Permafrosthügel-Lokalität südlich von Karlebotn lassen sich größenordnungsmäßig wie folgt einordnen: Mittlere jährliche Kältesumme -1550 °C bis -1700 °C, Wärmesumme um 1300 °C, Wärmebilanzsumme -250 °C bis -400 °C (1961-1990) sowie Kältesumme -1200 °C bis -1400 °C, Wärmesumme 1300-1400 °C, Wärmebilanzsumme -100 °C bis 100 °C (1991-2009/10). Der beschleunigte Zerfall der minerogenen, torffreien Permafrosthügel im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte dürfte in erster Linie eine Folge dieser markanten Temperaturerhöhung darstellen, verstärkt durch eine gleichzeitige Zunahme der Niederschlagsmenge.

Eine Abschätzung der klimatischen Verhältnisse am Fundort der minerogenen Permafrosthügel im oberen Corgosjokkatal ist komplizierter als im Falle der Karlebotn-Lokalität. Die nächstgelegenen Wetterstationen Banak am inneren Porsangerfjord (ca. 35 km westlich) und Utsjoki-Nuorgam (ca. 70 km östlich) sowie die kurzfristig arbeitende Station Levajok-Evjen (ca. 25 km südöstlich) im Tanatal befinden sich in deutlich geringerer Höhenlage über dem Meeresspiegel als das Corgosjokkatal, was die Extrapolation des Klimadatenmaterials erschwert. Ferner ist die landeinwärts (von Norden nach Süden) sowie die von Westen nach Osten zunehmende thermische und hygrische Kontinentalität zu berücksichtigen. In Banak (5 m ü. M.) betrug die Jahresmitteltemperatur während der Normalperiode 1961-1990 0,6 °C, im Zeitraum 1991-2009 hingegen 1,4 °C. Eine Extrapolation dieser Daten auf die Höhenlage des oberen Corgosjokkatales (580 m ü. M., Gradient: 0,53 °C / 100 m) ergibt für die beiden Perioden Jahresmittelwerte von -2,5 °C bzw. -1,7 °C. Die mittleren jährlichen Kältesummen belaufen sich auf -1769 °C (1961-1990) bzw. -1540 °C (1991-2009), die Wärmesummen auf 886 °C bzw. 932 °C, woraus deutlich negative Wärmebilanzsummen mit einem Kälteüberschuß von -883 °C bzw. -608 °C resultieren. Levajok-Evjen (112 m ü. M.) verzeichnete während der kurzen Meßperiode 1968-1977 eine Jahresmitteltemperatur von -1,4 °C. Die Umrechnung auf die Standardperiode 1961-1990 ergibt eine Jahresmitteltemperatur von -1,1 °C. Berücksichtigt man den Höhenunterschied von 468 m, erhält man für das obere Corgosjokkatal eine Jahresmitteltemperatur von -3,6 °C. Die mittlere jährliche Kältesumme beträgt -2327 °C, die Wärmesumme 1114 °C und die Wärmebilanzsumme -1213 °C. In Utsjoki-Nuorgam lag die Jahresmitteltemperatur 1970-1990 bei -1,0 °C (Umrechnung auf Standardperiode 1961-1990: -1,1 °C) und 1991-2010 bei -0,3 °C. Die Extrapolation dieser Werte auf die Höhenlage des oberen Corgosjokkatales ergibt Jahresmitteltemperaturen von -4,1 °C (1961-1990) und -3,3 °C (1991-2010). Die mittleren jährlichen Kältesummen belaufen sich auf -2266 °C (1961-1990) bzw. -2017 °C (1991-2010), die Wärmesummen auf 794 °C bzw. 822 °C, woraus Wärmebilanzsummen von -1472 °C bzw. -1195 °C resultieren. Die beiden Stationen im Tanatal zeichnen sich durch eine deutlich kontinentalere Lage aus als das obere Corgosjokkatal. Ferner werden die Temperaturverhältnisse dort nicht selten durch winterliche Inversionslagen beeinflusst. Die Daten belegen zwar die landeinwärts und nach Osten gerichtete Zunahme der thermischen Kontinentalität, implizieren aber als Grundlage für eine Abschätzung der klimatischen Verhältnisse im Corgosjokkatal ein zu scharfes Frostregime. Die Daten der Station Banak scheinen in diesem Zusammenhang besser geeignet zu sein, wobei allerdings die etwas kontinentalere Lage des Corgosjokkatales zu berücksichtigen ist. Für die Permafrosthügel-Lokalität lassen sich folgende Kennwerte angeben: Mittlere jährliche Kältesumme -1750 °C bis -2000 °C, Wärmesumme 800-900 °C, Wärmebilanzsumme -850 °C bis 1050 °C (1961-1990) sowie Kältesumme -1500 °C bis -1900 °C, Wärmesumme 800-1000 °C, Wärmebilanzsumme -600 °C bis -900 °C (1991-2009). Die minerogenen Permafrosthügel waren bereits in den 1960 er Jahren im Zerfall begriffen (vgl. SVENSSON 1969). Die Degradation setzte sich in den 1970 er und 1980 er Jahren fort (vgl. MEIER 1987) und beschleunigte sich im Zeitraum 1991-2009 nochmals, was unter Berücksichtigung der relativ scharfen frostklimatischen Verhältnisse im oberen Corgosjokkatal überrascht. Offenbar reichten einige wenige warme und / oder feuchte Sommer aus, um das restliche Bodeneis ausschmelzen zu lassen.

Die klimatischen Verhältnisse an den Kätkijärvet-Seen im nördlichsten Schweden, Fundorte sowohl rein minerogener Permafrosthügel als auch traditioneller torfbedeckter Palsas, lassen sich mit Hilfe von Datenmaterial der ca. 20 km östlich gelegenen Wetterstation Naimakka (403 m ü. M.) sowie der ca. 20 km nördlich positionierten finnischen Station Kilpisjärvi (478 m ü. M.) abschätzen. In Naimakka betrug die Jahresmitteltemperatur während der Normalperiode 1961-1990 -2,7 °C, im Zeitraum 1991-2010 -2,0 °C. Eine Extrapolation der Daten auf die Höhenlage der Permafrosthügel-Vorkommen (734 m ü. M.) ergibt für die beiden Perioden Jahresmittelwerte von -4,4 °C und -3,7 °C. Die mittleren jährlichen Kältesummen belaufen sich an der Seengruppe auf -2453 °C (1961-1990) bzw. -2244 °C (1991-2010) und die Wärmesummen auf 883 °C bzw. 932 °C, woraus Wärmebilanzsummen mit erheblichen Kälteüberschüssen (-1570 °C bzw. -1312 °C) resultieren. Kilpisjärvi wies während der beiden Perioden Jahresmitteltemperaturen von -2,6 °C und -1,6 °C auf. Die Umrechnung auf die Höhenlage der Permafrosthügel ergibt Jahresmitteltemperaturen von -4 °C und -3 °C. Die mittleren jährlichen Kältesummen (-2227 °C / -1974 °C) und die Wärmesummen (800 °C / 904 °C) der beiden Perioden sind geringer als bei Extrapolation der Daten von Naimakka, ebenso der Kälteüberschuß (-1427 °C / -1070 °C). Kombiniert man die durch Extrapolation von Daten der beiden Stationen erhaltenen Werte, ergeben sich für die Höhenlage der Permafrosthügel-Lokalität im Kätkijärvet-Gebiet größenordnungsmäßig folgende Kennwerte: Mittlere jährliche Kältesumme -2200 °C bis 2450 °C, Wärmesumme 800-900 °C, Wärmebilanzsumme -1400 °C bis -1600 °C (1961-1990) sowie Kältesumme -1950 °C bis -2250 °C, Wärmesumme 900-1000 °C, Wärmebilanzsumme -1050 °C bis -1350 °C (1991-2010). Trotz der Temperaturerhöhung im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte zeichnet sich das Gebiet nach wie vor durch einen erheblichen Kälteüberschuß aus. Es überrascht daher nicht, dass sowohl die torfbedeckten als auch die rein minerogenen Permafrosthügel intakt wirken und nur an ihren Rändern der Erosion unterliegen. Dies gilt nicht nur für die flachen, plateauförmigen, torfbedeckten Hügelformen, sondern auch für die höheren kuppelförmigen Formvarianten. Selbst der höchste, kuppelförmige, weithin torffreie Hügel hat sich im Laufe der letzten 25 Jahre morphologisch kaum verändert und macht einen äußerst stabilen Eindruck. Das Fortschreiten der Erosion an einigen Hügeln lässt sich als Bestandteil des zyklischen Entwicklungsganges interpretieren und muß nicht zwangsläufig durch

167

die Klimaerwärmung induziert worden sein. Junge, embryonale Hügelformen wurden seit Beginn der Feldstudien in den 1980 er Jahren nicht beobachtet, sind aber auch auf älteren Luftbildern des Gebietes nicht zu entdecken.

In den Hochlagen der Abisko-Berge sind unterschiedliche minerogene Permafrosthügeltypen und -varianten entwickelt, deren Morphogenese in einigen Fällen unklar ist. Die Hügel und deren Zerfallsstadien treten in Höhenlagen zwischen 800 und 1000 m ü. M. gehäuft auf. Die klimatischen Formungsvoraussetzungen in ihren Hauptverbreitungsgebieten Rakkaslako und Nissunvagge-Pallenvagge lassen sich mit Hilfe von Datenmaterial der langfristig arbeitenden Wetterstationen Riksgränsen / Katterjåkk (508 m ü. M.) an der schwedisch-norwegischen Grenze im Westen und Abisko (388 m ü. M.) am Torneträsk-See im Osten abschätzen. Dabei ist die markante, sich in westöstlicher Richtung vollziehende Zunahme der thermischen und hygrischen Kontinentalität zu berücksichtigen. Mittels Extrapolation wurden Monatsund Jahresmitteltemperaturen sowie mittlere jährliche Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsummen für die Höhenniveaus 800, 900 und 1000 m ü. M. berechnet. Aufgrund der oft kleinräumig wechselnden Reliefverhältnisse stellen die erhaltenen Werte nur grobe Anhaltspunkte für die in den betreffenden Höhenlagen herrschenden Temperaturverhältnisse dar.

In Riksgränsen / Katterjåkk (ab 1972) betrug die Jahresmitteltemperatur während der Normalperiode 1961-1990 -1,6 °C und im Zeitraum 1991-2009 -0,7 °C. Eine Extrapolation dieser Werte auf die Höhenniveaus 800, 900 und 1000 m ü. M. ergibt Jahresmitteltemperaturen von -3,1 °C, -3,7 °C und -4,2 °C (1961-1990) sowie -2,2 °C, -2,8 °C und -3,3 C (1991-2009). Die mittleren jährlichen Wärmesummen für die 3 Höhenniveaus belaufen sich auf -1869 °C, -2011 °C und -2133 °C (1961-1990) sowie -1643 °C, -1773 °C und 1894 °C (1991-2009). Die Wärmesummen während der beiden Zeiträume betragen 767 °C, 690 °C und 629 °C bzw. 871 °C, 782 °C und 721 °C. Die resultierenden Wärmebilanzsummen sind bei beiden Zeitabschnitten deutlich negativ (-1102 °C, -1321 °C, -1504 °C bzw. 772 °C, 991 °C, -1173 °C). Für den Höhenbereich 800-1000 m ü. M. ist mit mittleren jährlichen Kältesummen von -1850 °C bis -2150 °C (1991-2009: -1600 °C bis -1900 °C), Wärmesummen von 600-800 °C (1991-2009: 700-900 °C) und Wärmebilanzsummen von -1100 °C bis -1500 °C (1991-2009: -750 °C bis -1200 °C) zu rechnen.

Verwendet man für die Berechnung das Datenmaterial der Station Abisko, ergeben sich für die 3 Höhenniveaus etwas abweichende Werte. Abisko zeichnet sich durch Jahresmitteltemperaturen von -0,8 °C (1961-1990) und 0,1 °C (1991-2010) aus. Durch Extrapolation erhält man für die Höhenniveaus 800 m, 900 m und 1000 m ü. M. für die Normalperiode 1961-1990 Jahresmitteltemperaturen von -3,0 °C, -3,5 °C und -4,0 °C, für den Zeitraum 1991-2010 hingegen Werte von -2,1 °C, -2,6 °C und -3,1 °C. Die mittleren jährlichen Kältesummen belaufen sich auf -1892 °C, -1998 °C und -2107 °C (1961-1990) sowie -1642 °C, -1748 °C und -1854 °C (1991-2010). Diesen Kältesummen stehen Wärmesummen von 809 °C, 733 °C und 659 °C (1961-1990) sowie 920 °C, 843 °C und 767 °C (1991-2010) gegenüber. Die daraus resultierenden Wärmebilanzsummen zeichnen sich durch einen deutlichen Kälteüberschuß aus (1961-1990: -1083 °C, -1265 °C, -1448 °C; 1991-2010: -722 °C, -905 °C, -1087 °C). Für den Höhenbereich 800-1000 m ü. M. sind mittlere jährliche Kältesummen von -1900 °C bis -2100 °C (1991-2010: -1650 °C bis -1850 °C), Wärmesummen von 650-800 °C (1991-2010: 750-950 °C) und Wärmebilanzsummen von -1050 °C bis -1450 °C (1991-2010: -700 °C bis -1100 °C) zu erwarten.

Die für die 3 Höhenniveaus errechneten thermischen Daten lassen auch in den Hochlagen der Abisko-Berge auf eine Erwärmung im Zeitraum 1991-2010 im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 schließen. Die Extrapolation von Datenmaterial der Stationen Riksgränsen / Katterjåkk und Abisko führt zu ähnlichen Ergebnissen, wobei der erhebliche Kälteüberschuß in den mittleren jährlichen Wärmebilanzsummen nicht überrascht, liegt der berechnete Höhenbereich von 800-1000 m ü. M. doch deutlich oberhalb des Waldgrenzökotons. Trotz des deutlichen Kälteüberschusses waren die minerogenen Permafrosthügel im Zeitraum 1991-2010 im Zerfall begriffen. Die großen pingoähnlichen Permafrosthügel auf den Höhenniveaus Rakkaslako II und Rakkaslako III zeigten deutliche Degradationserscheinungen, die kleinen frostblisterähnlichen Hügelformen kollabierten bis auf wenige Ausnahmen (1000 m-Niveau) vollständig. Eine mögliche Erklärung bietet der innere Aufbau der Hügel: Beide Hügeltypen enthalten Blankeiskerne, die besonders sensitiv auf eine Klimaerwärmung reagieren und rasch abschmelzen. Die Permafrosthügel in den Hochlagen der Abisko-Berge unterscheiden sich darin von den Mineralbodenpalsas (Lithalsas) der anderen Lokalitäten, deren gefrorene Kerne weniger eisreich sind (Segregationseislamellen und -linsen im feinkörnigen Mineralboden) und daher weniger empfindlich und langsamer auf die Erwärmungstendenz reagierten. Die Bildung der kleinen frostblisterähnlichen Hügel vollzieht sich besonders rasch; die dadurch aufreißenden, klaffenden Tensionsspalten gestatten den Zutritt von sommerlicher Warmluft zum Eiskern, wodurch Schmelzvorgänge begünstigt und der Hügelzerfall beschleunigt wird. Den Feldbefunden zufolge reichen einige wenige warme und / oder feuchte Sommer aus, um diesen Hügeltyp vollständig kollabieren zu lassen. In diesem Fall läßt sich die Hügeldynamik kaum mit langfristigen klimatischen Mittelwerten erklären. Stattdessen bedarf es der Analyse der einzelnen Jahre, z. B. der saisonalen Temperaturen, der Jahresmitteltemperaturen, der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsummen. Zwischen den einzelnen Jahren können erhebliche Unterschiede auftreten (vgl. MEIER 1985, 1987). Die mitunter erstaunlich große Amplitude der thermischen und hygrischen Parameter kann möglicherweise die Bildung und das Überdauern der verschiedenen Permafrosthügeltypen und -varianten erklären, ebenso das Auftreten von Permafrostboden an Lokalitäten, an denen die langfristigen statistischen Mittelwerte, etwa der 30-jährigen Standardperioden, das Vorkommen von Dauerfrostboden scheinbar ausschließen.

Die jährlichen Unterschiede in den Kälte- und Wärmesummen sind sowohl in der Normalperiode 1961-1990 als auch im Zeitraum 1991-2010 sehr groß. Die Amplitude der Kältesummen zwischen den einzelnen Jahren ist im kontinentalen Binnenland am größten und in der maritimeren Fjordregion am geringsten. In der binnenländischen Finnmark betrug der Unterschied zwischen der größten und der kleinsten jährlichen Kältesumme während der Normalperiode 1961-1990 1400-1500 °C, wobei Kautokeino die größte Variationsbreite zwischen den Jahren aufwies (-1409 / -2899 °C). Die Stationen in den inneren Fjordlagen (Banak, Rustefjelbma, Kirkenes) sind durch eine jährliche Amplitude von 1000-1200 °C gekennzeichnet. Die Stationen im schwedischen Binnenland und Hochgebirge zeigten in der Standardperiode eine Variationsbreite von 1200-1500 °C (Karesuando: -1288 / -2798 °C). Im Zeitraum 1991-2009 verringerte sich die Amplitude der jährlichen Kältesummen in Finnmark deutlich auf einen Unterschied von 700-900 °C, wobei sich Binnenland und innere Fjordregion kaum unterscheiden. An den nordschwedischen Stationen beläuft sich die Schwankungsbreite in der Periode 1991-2010 auf 600-800 °C. Nur Nikkaluokta (-1586 / -2486 °C) und Kvikkjokk (-1302 / -2185 °C) weisen eine größere Amplitude auf.

Die Amplitude der jährlichen Wärmesummen ist wesentlich geringer als jene der Kältesummen. Auf der binnenländischen Finnmarksvidda variierte die Wärmesumme während der Normalperiode 1961-1990 zwischen 480 °C und 620 °C, wobei Karasjok die größte Variationsbreite zu verzeichnen hatte (1654 / 1040 °C). In der inneren Fjordregion betrugen die Unterschiede zwischen den einzelnen Jahren maximal 700-800 °C und waren damit - erstaunlicherweise - größer als im Binnenland. Sommerliche Kaltlufteinbrüche bei Nord- und Nordwest-Wetterlagen liefern dafür eine mögliche Erklärung. Das schwedische Binnenland zeichnet sich durch eine ähnliche Variationsbreite der Wärmesummen aus wie die norwegische Finnmarksvidda (430-640 °C). Im Zeitraum 1991-2009/10 betrug der Unterschied zwischen den Minimal- und Maximalwerten der jährlichen Wärmesummen in der inneren Fjordregion und im Binnenland Finnmarks 400-500 °C, im schwedischen Inland 300-550 °C, wobei der deutliche Unterschied zwischen den Werten der Stationen Naimakka (306 °C) und Karesuando (516 °C) im Tal des Könkämä-Flusses überrascht. Insgesamt gesehen ist die Amplitude der jährlichen Wärmesummen im Binnenland geringer als an der Küste, selbst wenn sich die langjährigen Mittelwerte beider Regionen nur geringfügig unterscheiden. So weisen die Stationen Vardö an der maritimen Finnmarksküste und Cuovdatmåkki auf der kontinentalen Finnmarksvidda mit 1236 °C bzw. 1274 °C zwar ähnliche mittlere jährliche Wärmesummen auf (1991-2009), doch unterscheiden sich die Stationen in der Amplitude ihrer jährlichen Wärmesummen (Vardö: 575 °C, Cuovdatmåkki: 370 °C) ganz erheblich – ein klarer Hinweis auf die begrenzte Aussagekraft der langjährigen thermischen Mittelwerte im Hinblick auf die klimatischen Formungsbedingungen im Verbreitungsgebiet der verschiedenen Permafrosthügeltypen und -varianten. Für die Aggradation und Degradation bestimmter Hügeltypen, insbesondere der frostblisterähnlichen Hügel, können gerade die Extremjahre eine entscheidende Rolle spielen.

Im Laufe der letzten fünf Jahrzehnte gab es eine Reihe von Jahren, in denen die klimatischen Verhältnisse die Anlage oder den Zerfall von Permafrosthügeln besonders begünstigten (vgl. Abb. 37-40). Die Winter 1965-1966, 1967-1968, 1970-1971, 1978-1979, 1984-1985, 1985-1986, 1986-1987, 1987-1988, 1997-1998 und 2009-2010 waren in den nordnorwegischen und nordschwedischen Arbeitsgebieten sehr kalt und hatten bei durchschnittlichen bis mäßigen Schneemächtigkeiten ein tiefes Eindringen der Kältewellen in den Boden zur Folge. Die dadurch gebildeten Bodenfrostlagen überdauerten an vielen Plätzen selbst außerhalb der Moorgebiete - die folgenden Sommer und stellten damit neue Permafrostkörper dar. Auf diese Weise entstanden in den kalten 1960 er und 1980 er Jahren, in denen mehrere kalte Winter aufeinander folgten und die Sommer in der Mehrzahl kühl (1968, 1982) bis mäßig kühl (1962, 1965, 1966, 1981, 1987) waren, an wind- und kälteexponierten Lokalitäten zahlreiche neue Permafrostvorkommen. In den Moorgebieten Finnmarks und des schwedischen Binnenlandes wurden Palsas, in den Hochlagen der Abisko-Berge frostblisterähnliche Hügeltypen angelegt. Im Laufe der relativ warmen 1970 er Jahre, die sich weithin durch "warme" Winter (insbesondere 1972-1973, 1973-1974) und Sommer (insbesondere 1970, 1972, 1974, 1979) auszeichneten, kollabierten viele dieser Permafrosthügel. Als Folge der überwiegend milden Winter (Ausnahmen: 1997-1998, 1998-1999) sowie der zahlreichen, aufeinander folgenden milden bis warmen Sommer wurden während der letzten beiden Jahrzehnte kaum noch neue Palsas angelegt. Die wenigen, an klimatisch-edaphisch begünstigten Standorten gebildeten embryonalen Palsas kollabierten bereits nach 2-3 Jahren. Die klimatischen Voraussetzungen der Palsabildung waren in einzelnen kalten Jahren (z. B. 1998) stellenweise erfüllt, doch hatten die jungen Permafrostkörper nur kurz Bestand. Die älteren Palsas, einschließlich der in den 1960 er und 1980 er Jahren angelegten Hügel, unterlagen einem beschleunigten Zerfall. Die durch milde Winter und warme Sommer gekennzeichneten Jahre 2002-2007 waren in den nordnorwegischen und nordschwedischen Arbeitsgebieten durch Palsa-Degradation charakterisiert. Der Palsazerfall trat im ungewöhnlich warmen Sommer 2004 besonders deutlich in Erscheinung als viele Palsaruinen unter Hinterlassung typischer Palsaseen im Moor versanken und die sommerlichen Auftautiefen in den verbliebenen Palsas Höchstwerte erreichten. Selbst an der ansonsten durch kühle Sommer gekennzeichneten norwegischen Barentssee-Küste und in den gewöhnlich kühlen Hochlagen der Abisko-Berge war ein auffälliger Permafrosthügelzerfall zu beobachten - ein eindrucksvoller Beleg für die Bedeutung von klimatischen Extremjahren für die Permafrosthügel-Morphodynamik.



Abb. 37: Verlauf der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsummen in der Fjordregion Finnmarks 1961-2009



Abb. 38: Verlauf der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsummen im Binnenland Finnmarks 1961-2009



Abb. 39: Verlauf der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsummen im Hochgebirge Norrbottens 1961-2010



Abb. 40: Verlauf der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsummen im Hochgebirgsvorland Norrbottens 1961-2010

Die thermischen Daten der Normalperiode 1961-1990 und der Periode 1991-2009/10 unterscheiden sich zum Teil erheblich von den Daten der Meßperioden 1931-1960, 1901-1930 sowie noch älteren Meßzeiträumen. Dies betrifft sowohl die Monats- und Jahresmitteltemperaturen als auch die mittleren jährlichen Kältesummen, Wärmesummen, Wärmebilanzsummen, Frostintensitäten sowie die mittlere jährliche Anzahl der Frosttage, Frosttage <-10 °C, Eistage und Frostwechseltage in den nordnorwegischen und nordschwedischen Arbeitsgebieten. Die Jahresmitteltemperaturen der Perioden 1961-1990 und 1901-1930 sind ähnlich und deutlich niedriger als die Werte der Perioden 1931-1960 und 1991-2009/10. Das begrenzte, nicht immer zuverlässige Datenmaterial aus der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts läßt vermuten, dass der Zeitabschnitt 1871-1900 noch kälter war als die Perioden 1901-1930 und 1961-1990. In Alta, Makkaur Fyr und Vardö war die Jahresmitteltemperatur im Zeitraum 1901-1930 0,2-0,3 °C niedriger als in der Periode 1961-1990, während Tana / Rustefjelbma und Kirkenes im zuletzt genannten Zeitraum eine Temperaturdepression um 0,7-0,8 °C zu verzeichnen hatten, möglicherweise zu erklären mit der engen Fjordlage der beiden Stationen. Im Binnenland variierte der langjährige Mittelwert der beiden Perioden nur geringfügig, wobei die Normalperiode 1961-1990 in Karasjok 0,3 °C kälter war als in der Periode 1901-1930. Die Jahresmitteltemperaturen des Zeitraums 1991-2009 übertrafen in Finnmark bei allen Stationen die Werte der Periode 1931-1960: An den vorgeschobenen Stationen der Varanger-Halbinsel (Makkaur Fyr, Vardö) um 0,3-0,6 °C, in den inneren Fjordlagen und im Binnenland um 0,4-0,8 °C. Die letzten beiden Jahrzehnte stellen somit in Finnmark den wärmsten Zeitabschnitt seit Beginn der systematischen Messungen vor rund 140 Jahren dar. Dasselbe gilt für das nordschwedische Arbeitsgebiet. Die Perioden 1901-1930 und 1961-1990 zeichneten sich durch ähnliche Jahresmitteltemperaturen aus, wobei der Unterschied maximal 0,2 °C betrug. Die Perioden 1931-1960 und 1991-2010 waren deutlich wärmer. Der zuerst genannte Zeitraum war durch eine Erhöhung der Jahresmitteltemperatur um 0,5-0,8 °C gegenüber der vorausgegangenen Periode gekennzeichnet. Im Zeitraum 1991-2010 stieg die Jahresmitteltemperatur im Vergleich zur Periode 1931-1960 nochmals um 0,4 °C an. Auch hier waren die letzten beiden Jahrzehnte die wärmsten seit Beginn der Temperaturmessungen gegen Ende des 19. Jahrhunderts. Die Mittelwerte der verschiedenen Perioden deuten auf günstigere Voraussetzungen für die Anlage von Permafrosthügeln in den kühleren Perioden 1901-1930 und 1961-1990 sowie möglicherweise im Zeitraum 1871-1900, während die thermischen Bedingungen im Zeitraum 1931-1960 und in den beiden letzten Jahrzehnten eher als ungünstig einzuschätzen sind.

Ein Vergleich der mittleren jährlichen Kältesummen, Wärmesummen und Wärmebilanzsummen der verschiedenen Perioden bestätigt dies. Die mittleren jährlichen Kältesummen waren im Zeitraum 1871-1900 am größten, die Wärmesummen kleiner als in allen anderen Perioden, was in den resultierenden Wärmebilanzsummen zum Ausdruck kommt. Die Perioden 1901-1930 und 1961-1990 zeichneten sich bei den meisten Stationen in Finnmark durch ähnlich große Kältesummen, Wärmesummen und Wärmebilanzsummen aus. Dies gilt insbesondere für die Stationen Kistrand (-700 bis -800 °C / 1200-1300 °C / 450-550 °C) am mittleren Porsangerfjord, Vardö (-600 bis -650 °C / 1000 bis 1150 °C / 400-500 °C) an der Ostküste der Varanger-Halbinsel sowie die Inland-Stationen Kautokeino (-2100 bis -2200 °C / 1200-1250 °C / -900 bis -950 °C), Siccajavre (-2200 bis -2250 °C / 1100-1200 °C / -1100 °C) und Karasjok (-2000 bis -2200 °C / 1250-1350 °C / -700 bis -850 °C). An den Stationen Ostfinnmarks (Tana / Rustefjelbma, Kirkenes, Pasvik) war die Periode 1961-1990 kälter als die Periode 1901-1930, am inneren Altafjord war es umgekehrt. Nach Ausweis der mittleren jährlichen Kältesummen, Wärmesummen und Wärmebilanzsummen war die Periode 1931-1960 deutlich wärmer als die beiden genannten Zeiträume. Am wärmsten war allerdings der Zeitraum 1991-2009. Im Vergleich zur Periode 1931-1960 nahmen die mittleren jährlichen Kältesummen um 100-200 °C ab, während die Wärmesummen um 100-150 °C zunahmen. Auch im nordschwedischen Arbeitsgebiet waren die letzten beiden Jahrzehnte des 19. Jahrhunderts offenbar kälter als alle folgenden Perioden. In diese Richtung deutet zumindest das Datenmaterial der beiden früh eingerichteten Wetterstationen in Karesuando und Kvikkjokk. Die mittleren jährlichen Kältesummen waren größer und die Wärmesummen kleiner als in den späteren Perioden, was deutlich negative Wärmebilanzsummen zur Folge hatte. Die Perioden 1901-1930 und 1961-1990 zeichneten sich wie in Finnmark durch niedrigere Temperaturen aus als die Perioden 1931-1960 und 1991-2009/10, wobei sich die mittleren jährlichen Kältesummen, Wärmesummen und Wärmebilanzsummen der 7 langfristig arbeitenden Stationen um weniger als 100 °C unterschieden. Die letzten beiden Jahrzehnte stellen die wärmste Phase seit Beginn der Messungen dar. Im Vergleich zur zweitwärmsten Periode 1931-1960 verringerten sich die mittleren jährlichen Kältesummen um 50-100 °C (Karesuando: 270 °C), während sich die Wärmesummen um rund 100 °C vergrößerten. Der Kälteüberschuß der resultierenden mittleren jährlichen Wärmebilanzsummen verkleinerte sich dadurch um 100-200 °C, wobei die Station Abisko im langfristigen Mittel erstmals eine positive Wärmebilanzsumme aufwies.

Außer den langjährigen thermischen Mittelwerten unterscheiden sich auch die Minimal- und Maximalwerte und damit die Amplitude der jährlichen Kältesumme, Wärmesumme und Wärmebilanzsumme der verschiedenen Meßperioden voneinander. Die Kältesummen zeichnen sich bei allen Meßperioden durch eine größere Variationsbreite aus als die Wärmesummen, was auch in den Minimal- und Maximalwerten der jährlichen Wärmebilanzsummen zum Ausdruck kommt. Wie die Mittelwerte spiegeln auch die Minimal- und Maximalwerte der jährlichen Kältesumme, Wärmesumme und Wärmebilanzsumme im Zeitraum 1991-2009/10 im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 eine Erwärmung wider. Die Differenz zwischen den Minimal- und Maximalwerten hat sich sowohl bei den jährlichen Kältesummen als auch bei den Wärmesummen verringert, am wenigsten an der maritim getönten, äußeren Barentssee-Küste (Makkaur Fyr: Kältesumme: 638 / 560 °C, Wärmesumme: 738 / 560 °C; Vardö: Kältesumme: 724 / 563 °C, Wärmesumme: 663 / 575 °C), am stärksten auf der kontinental geprägten, südlichen Finnmarksvidda (Kautokeino: Kältesumme: 1490 / 834 °C, Wärmesumme: 480 / 436 °C; Siccajavre: 1406 / 766 °C, Wärmesumme: 585 / 370 °C; Karasjok: Kältesumme: 1444 / 863 °C, Wärmesumme: 614 / 459 °C). Die inneren Fjordlagen, repräsentiert durch die Stationen Alta, Banak, Rustefjelbma und Kirkenes, nehmen in diesem Zusammenhang eine Zwischenstellung zwischen der Außenküste und dem kontinentalen Binnenland ein. Die Amplituden der jährlichen Kältesummen und Wärmesummen während der relativ warmen Meßperiode 1931-1960 sind zwar geringer als jene im Zeitraum 1961-1990, aber noch deutlich größer als jene der letzten beiden Jahrzehnte, was die klimatische Sonderstellung dieses Zeitraums betont. Die Variationsbreite der Kältesummen und Wärmesummen während der Meßperiode 1901-1930 ähnelt jener des Zeitraums 1961-1990. Dies gilt vermutlich auch für die Werte des Zeitabschnitts 1871-1900; in diese Richtung weisen zumindest die wenigen, halbwegs komplett vorliegenden Meßreihen (Kistrand, Vardö, Alta, Kirkenes, Kautokeino, Karasjok). Das Datenmaterial der nordschwedischen Wetterstationen bestätigt den in Finnmark nachgewiesenen Klimatrend, insbesondere die deutliche Reduzierung der Amplituden der jährlichen Kältesummen und Wärmesummen im Zeitraum 1991-2010 im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990. Das begrenzte Datenmaterial der älteren Meßperioden erlaubt nur vorsichtige Rückschlüsse auf die Klimaentwicklung in Norrbotten. Demnach variierten die Amplituden der jährlichen Kältesummen und Wärmesummen sowohl im Bereich des Skandinavischen Hochgebirges als auch im östlich vorgelagerten kontinentalen Binnenland in den Meßperioden 1901-1930 und 1931-1960 nur geringfügig. An den Wetterstationen Riksgränsen / Katterjåkk und Abisko (Hochgebirge) schwankte die Amplitude der jährlichen Kältesumme im Verlauf der beiden Meßperioden zwischen 1100 °C und 1200 °C (Kvikkjokk: 1250-1350 °C), in Kiruna und Karesuando (Binnenland) zwischen 1050 °C und 1150 °C bzw. 1200 °C und 1400 °C. Die Amplituden der jährlichen Wärmesummen betrugen zwischen 490 °C und 740 °C (Riksgränsen / Katterjåkk), 480 °C und 580 °C (Abisko), 650 °C und 680 °C (Kvikkjokk), 600 °C und 720 °C (Karesuando) sowie 640 °C und 830 °C (Kiruna). Im Vergleich zum kontinentalen Binnenland Finnmarks überrascht die relativ geringe Variationsbreite der jährlichen Kältesummen im Zeitraum 1901-1960. Eine mögliche Erklärung liefert das begrenzte Datenmaterial aus dem nordschwedischen Raum; es stehen nur Daten von 5 langfristig arbeitenden Wetterstationen zur Verfügung, die im Zeitraum 1901-1930 teilweise auch noch unvollständig sind (Riksgränsen / Katterjåkk, Abisko). Die wenigen Daten aus der Endphase des 19. Jahrhunderts (Kvikkjokk, Karesuando) erlauben keine zuverlässigen Rückschlüsse auf den Klimaverlauf.

Wie im Laufe der letzten fünf Jahrzehnte existierten auch während der älteren Meßperioden einzelne Jahre oder Jahressequenzen, die die Aggradation oder die Degradation von Permafrosthügeln besonders begünstigten. Diese lassen sich für den Zeitabschnitt 1931-1960 aufgrund des relativ umfangreichen Datenmaterials am zuverlässigsten rekonstruieren. Die Anzahl älterer Meßreihen ist limitiert; die Meßreihen sind zudem oft kurz und lückenhaft, was ihre Aussagefähigkeit erheblich einschränkt. Dies gilt in besonderem Maße für die Messungen aus der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Die Winter 1939-1940, 1940-1941, 1941-1942 und 1942-1943 sowie 1954-1955 und 1955-1956 waren in den nordnorwegischen und nordschwedischen Arbeitsgebieten sehr kalt und schneearm und gestatteten dadurch ein tiefes Eindringen der Kältewellen in das Substrat. Die folgenden Sommer waren kühl (1942, 1955) oder zumindest mäßig kühl, was ein Überdauern von Teilen der winterlichen Frostbodenlagen an begünstigten, etwa torfbedeckten Plätzen, ermöglichte. Darüberhinaus könnten Reste des winterlichen Frostbodens auch im besonders kühlen Sommer 1932 überdauert haben, selbst wenn der vorausgegangene Winter nur mäßig kalt war. Die folgenden warmen Sommer, insbesondere der Jahre 1937 und 1938, waren für die Anlage neuer Permafrosthügel gewiß ungünstig; in der zweiten Hälfte der 1930 er Jahre ist eher mit einer Permafrosthügel-Degradation zu rechnen, zumal die Winter relativ warm waren, insbesondere der Winter 1937-1938. Im Unterschied zu den letzten fünf Jahrzehnten liegen aus dem Meßzeitraum 1931-1960 keine detaillierten Beschreibungen der Permafrosthügel-Morphodynamik vor, weder aus dem nordnorwegischen noch aus dem nordschwedischen Arbeitsgebiet, so dass die genauen Auswirkungen des Temperaturverlaufs auf die Permafrosthügel-Entwicklung – Aggradation, Stagnation oder Degradation – nicht bekannt und nachweisbar sind. Während der Meßperiode 1901-1930 waren vor allem die Winter 1901-1902 sowie 1911-1918 ungewöhnlich kalt. Da die Sommer 1902-1903 und 1910-1920 recht kühl bis sehr kühl (1902, 1912) waren, ist mit einer Permafrosthügel-Aggradation in dieser Zeit zu rechnen. Gegen Ende des 19. Jahrhunderts waren die Winter 1876-1877, 1880-1881, 1885-1886, 1887-1888 und insbesondere 1892-1893 und 1899-1900 kalt, wobei vor allem die kühlen Sommer 1892, 1893 und 1899 die Anlage neuer Permafrosthügel begünstigt haben dürften.

Die Jahresmitteltemperatur der Luft und die jährliche Wärmebilanzsumme werden häufig verwendet, um das Auftreten von Permafrostboden zu prognostizieren. Die Bildung von Permafrostboden setzt niedrige Temperaturen voraus, d. h. eine negative Jahresmitteltemperatur und eine negative jährliche Wärmebilanzsumme. Die langjährigen Feldstudien in Finnmark zeigen indessen, dass Permafrostboden auch bei positiven Jahresmitteltemperaturen und positiven jährlichen Wärmebilanzsummen vorkommen kann (vgl. u. a. MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996, 1997). Deutliche negative jährliche Wärmebilanzsummen der Luft, berechnet zumeist als Mittelwerte aus den 30-jährigen Standardperioden der meteorologischen Stationen, reichen in der Regel nicht aus um das Auftreten von Permafrostboden zuverlässig vorherzusagen; sie liefern jedoch Hinweise auf die Wahrscheinlichkeit des Vorkommens von Permafrostboden an geeigneten Plätzen. Die Niederschlagsverhältnisse, insbesondere in Gestalt und Mächtigkeit der winterlichen Schneedecke, Exposition und Einstrahlung, die edaphisch-hydrologischen Bedingungen sowie die Art und Dichte der Vegetation wirken modifizierend und bestimmen in ihrer Gesamtheit, ob Permafrostboden gebildet wird und erhalten bleibt. In extrem kalten Jahren, wie z. B. 1877, 1881, 1885, 1888, 1892, 1893, 1899, 1900, 1902, 1912, 1915, 1917, 1942, 1955, 1987, 1998 und 2010, kann neuer Permafrostboden gebildet werden, der längere Zeit fortbesteht, selbst wenn die folgenden Jahre nur durchschnittlich kalt sind, wie in den 1980 er und 1990 er Jahren in den Palsamooren an der Küste Finnmarks wiederholt beobachtet werden konnte. Eine Serie ungewöhnlich warmer Jahre, wie z. B. 2002-2007, beschleunigt jedoch die Permafrostboden-Degradation und den Palsazerfall und führt im Extremfall in relativ kurzer Zeit zum vollständigen Verschwinden der Palsas aus kleinen Mooren mit dünner Torfmächtigkeit (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011).

Gelegentlich können sogar in relativ milden Wintern neue Palsas angelegt werden, sofern die lokalklimatischen Verhätnisse besonders günstig sind. In diese Richtung weisen Untersuchungen von TABUCHI & SEPPÄLÄ (2012) in den Palsa- und Pounufeldern im Vaisjeäggi-Moor bei Kevo in Nordfinnland. Dort führten Temperaturmessungen zur Entdeckung einer ca. 1 m dünnen Kaltluftschicht unmittelbar über der Schneedeckenoberfläche (Winter 1992/93), die mit den üblichen Temperaturmessungen der amtlichen Wetterstationen in 2 m Höhe über Flur nicht erfasst worden wäre. Diese oberflächennahe Temperaturinversion entsteht den Autoren zufolge unmittelbar oberhalb der Schneedecke und ist ein seltenes Phänomen, das nur beim Zusammenwirken von Windstille sowie klarem und ausstrahlungsreichem Wetter auftritt, wobei die Temperaturinversion im Extremfall bis zu 35 °C betragen kann. Die Kombination einer solchen Inversionslage mit einer dünnen, thermisch wenig isolierenden Schneedecke gestattet im Moor ein punktuell besonders tiefes Eindringen der winterlichen Kältewellen in das Substrat und begünstigt dadurch die Bildung einer größeren Frostbodenlinse, die den folgenden Sommer überdauern kann und dann einen Permafrostkörper darstellt. Die Temperaturinversion beeinflusst offenbar nur das Temperaturregime in kleinen Pounus und niedrigen Palsas (<1 m Höhe), nicht aber die Kronenbereiche höherer Palsas, die aus der Inversionsschicht herausragen (vgl. TABUCHI & SEPPÄLÄ 2012).

Frostdynamisch entstandene Permafrosthügel sind im Arbeitsgebiet an Lokalitäten mit mittleren jährlichen Niederschlagsmengen zwischen 300 mm und weit über 1000 mm anzutreffen. Das Verbreitungsgebiet der Palsas konzentriert sich dabei auf Regionen mit einer jährlichen Niederschlagsmenge von maximal 700 mm. Aufgrund ihrer spezifischen Morphogenese können Frostblister auch in Gebieten mit deutlich höheren Niederschlagsmengen, d. h. größeren winterlichen Schneemächtigkeiten, auftreten als Palsas, wie die Frostblister-Vorkommen auf den Rakkaslako-Verebnungen in den Abisko-Bergen ausweisen (875-1000 m ü. M., mittlere jährliche Niederschlagsmengen >2000 mm, vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MEIER 1988/89, MEIER & THANNHEISER 2011). Dies gilt auch für die größeren, pingoähnlichen Permafrosthügel in demselben Gebiet.

Das Kerngebiet der Palsaverbreitung in Finnmark umfasst gegenwärtig Regionen mit einer mittleren jährlichen Niederschlagsmenge von 350-600 mm (Meßperiode 1991-2009). An einigen wenigen lokalklimatisch und edaphisch-hydrologisch begünstigten Standorten existierten bis Mitte der 1980 er Jahre kleinere Palsavorkommen auch bei höheren jährlichen Niederschlagsmengen, u. a. am inneren Langfjord (600-700 mm), auf dem Sennaland (650-700 mm) und im unteren Kongsfjordtal (660 mm) an der Nordküste der Varanger-Halbinsel. Diese isolierten, extrazonalen Palsas sind infolge der Temperatur- und Niederschlagserhöhung inzwischen kollabiert. Dasselbe Schicksal dürften die am Nordrand des Palsaverbreitungsgebietes liegenden Palsavorkommen bei Kistrand, Börselv und Komagvaer (ca. 550 mm Jahresniederschlag) in den nächsten Jahren erleiden. Die wenigen, noch erhaltenen Palsas zeigen deutliche Degradationserscheinungen; die sommerlichen Auftautiefen sind groß, die Permafrostkerne der Hügel hingegen klein. Neue Palsas wurden in den letzten beiden Jahrzehnten nicht angelegt. Im Unterschied zu diesen Palsas wirken die Palsas in den Mooren bei Lakselv (jährliche Niederschlagsmenge: 300-400 mm, Lage im Regenschatten von hohen Bergen im Westen) und zwischen dem Tanafluß und inneren Varangerfjord (350-470 mm Jahresniederschlag, geschützte Muldenlage am Fuße des Nordrandes des Fennoskandischen Schildes) trotz Erwärmung und Zunahme der Niederschlagsmengen in den letzten beiden Jahrzehnten noch relativ intakt und stabil. Die gilt zumindest für die weitflächigen Plateaupalsas, die kaum Erosionsspuren aufweisen. Die mit ihren Kronen höher aufragenden, stärker exponierten Kuppel- und Komplexpalsas unterliegen stärker dem Zerfall, wie sich u. a. in den Palsamooren Ridajaenkae bei Lakselv und Gaicajaeggi bei Karlebotn beobachten läßt.

Das Palsaverbreitungsgebiet auf der Finnmarksvidda ist durch eine mittlere jährliche Niederschlagsmenge von 400-450 mm gekennzeichnet (Meßperiode 1991-2009). Es stellt das thermisch und hygrisch kontinentalste Gebiet mit den geringsten Niederschlagsmengen in Finnmark dar. Eine ähnlich geringe Niederschlagsmenge ist auch im inneren Pasviktal zu erwarten (keine kontinuierlichen Messungen nach 1994). Ältere Meßreihen vom Mittel- und Oberlauf des Tanaflusses (u. a. Polmak, Sirbma, Levajok-Evjen, Valjok, Karasjok, Iskorasjokka, Jorgastak, Basevuovdde) deuten auf ähnlich niedrige Niederschlagswerte. Die deutlich höheren Niederschlagswerte der Station Bidjovagge (1975-1990: 490 mm / Jahr) lassen sich mit der größeren Höhenlage ü. M. erklären. Die Messungen wurden auf einer exponierten Bergkuppe (Kupfermine Bidjovagge) durchgeführt, die die flachwellige Finnmarksvidda um 200-250 m überragt. Die langfristig arbeitenden Wetterstationen Kautokeino, Siccajavre und Karasjok verzeichnen für die Meßperiode 1991-2009 einen Anstieg der mittleren jährlichen Niederschlagsmenge um 30-60 mm im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990, ein Trend, der durch die Werte der kurzfristiger arbeitenden Stationen Mollisjok und Cuovdatmåkki bestätigt wird. Die Meßperioden 1901-1930 und 1931-1960 waren nach Ausweis der Wetterstationen Kautokeino, Siccajavre und Karasjok mit mittleren jährlichen Niederschlagsmengen von 300-400 mm (Werte teilweise interpoliert) am trockensten. Die relativ zuverlässigen Werte der Station Karasjok ergeben für den Zeitraum 1876-1900 eine mittlere jährliche Niederschlagsmenge von 408 mm. Im Vergleich zur Küstenregion wirken die Palsas auf der zentralen und südlichen Finnmarksvidda relativ stabil, bedingt durch die nach wie vor deutlich negativen Wärmebilanzsummen (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011). Zudem dominieren flache, plateauförmige Palsas, die der Erosion weniger Angriffspunkte bieten als die hohen Palsaformvarianten. Dagegen sind die Palsas im Pasviktal fast vollständig kollabiert. Der Zerfall begann bereits in den 1970er Jahren und setzte sich bis in die Gegenwart fort, begünstigt durch die Temperaturerhöhung während der letzten zwei Jahrzehnte.

Das Palsaverbreitungsgebiet im schwedischen Hochgebirge wies während der Meßperiode 1991-2010 eine mittlere jährliche Niederschlagsmenge zwischen 858 mm (Katterjåkk) und 337 mm (Abisko) auf. In den Werten spiegelt sich ein markanter hygrischer Gradient in nordwest-südöstlicher Richtung wider. Die höchste jährliche Niederschlagsmenge verzeichnet die an der schwedisch-norwegischen Grenze gelegene Station Katterjåkk, die geringste die im Regenschatten des Gebirges gelegene Station Abisko. An der in ähnlicher Höhenlage wie Katterjåkk an der schwedisch-finnischen Grenze gelegenen Station Kilpisjärvi betrug die mittlere jährliche Niederschlagsmenge nur 516 mm, deutlich weniger als in Katterjäkk, eine Folge des Regenschatteneffektes der hoch aufragenden Berge im Westen, u. a. der Lyngen-Alpen, an denen sich die vornehmlich aus Westen und Nordwesten herangeführten feuchten Luftmassen abregnen. Die allseits von hohen Bergen umgebene, westlich des schwedischen Arbeitsgebietes in Tallage befindliche norwegische Station Dividalen zeichnet sich durch eine vergleichbar niedrige mittlere jährliche Niederschlagsmenge (358 mm) aus wie die Station Abisko. Die in tief in das Gebirge eingeschnittenen, nach Südosten entwässernden Tälern am Ende großer Seen gelegenen Stationen Nikkaluokta, Ritsem und Kvikkjokk sind durch mittlere jährliche Niederschlagsmengen zwischen 500 mm und 620 mm gekennzeichnet. Das thermisch und hygrisch stärker kontinental getönte östliche und südöstliche Vorland der Skanden, repräsentiert durch die Stationen Naimakka, Karesuando, Övre Soppero, Rensjön, Kiruna und Esrange, wies eine mittlere jährliche Niederschlagsmenge von 450-560 mm auf. Ein Vergleich der Werte mit jenen der Normalperiode 1961-1990 zeigt bei allen Vorland-Stationen eine leichte Zunahme der mittleren jährlichen Niederschlagsmengen (30-50 mm). Bei den Gebirgsstationen ist die Zunahme in Kilpisjärvi und Dividalen (103 bzw. 77 mm) deutlicher als in Abisko (31 mm) und Kvikkjokk (7 mm). Die Werte von Katterjåkk, Nikkaluokta und Ritsem (leichte Abnahme) sind unzuverlässig (Verlegung der Station, Meßlücken). Berücksichtigt man auch die Meßperioden 1901-1930 und 1931-1960, so deuten die Werte der langfristig arbeitenden, zuverlässigen Wetterstationen in Abisko, Karesuando und Kvikkjokk auf eine Zunahme der mittleren jährlichen Niederschlagsmengen im Laufe des 20. Jahrhunderts.

Der Niederschlag fällt als Regen, vornehmlich im Spätsommer und Frühherbst, und als Schnee. Auf der Finnmarksvidda, im Kerngebiet der Palsaverbreitung, betrug die winterliche Schneemenge (Dez.-März) im Zeitraum 1991-2009 im Mittel 70-80 mm, d. h. 18-20 % der jährlichen Niederschlagsmenge. Mit Zunahme der hygrischen Maritimität Richtung Küste erhöht sich die winterliche Schneemenge an den inneren Fjordbuchten auf 86-250 mm, wobei ein deutlicher West-Ost-Gradient vom inneren Langfjord im äußersten Westen zum inneren Varangerfjord im Osten festzustellen ist. Die Verbreitung von Palsas beschränkt sich dabei mit wenigen Ausnahmen auf Gebiete mit einer mittleren winterlichen Schneemenge von weniger als 120 mm (20-30 % der jährlichen Niederschlagsmenge). Die größten küstennahen Palsavorkommen befinden sich bei Lakselv am inneren Porsangerfjord (winterlicher Schneeniederschlag: 86 mm, d. h. 23 % des jährlichen Niederschlags) und bei Karlebotn am inneren Varangerfjord (95 mm / 25 %). Die Palsamoore zwischen Kistrand und Lakselv (Westufer des Porsangerfjordes; 199 mm / 37 %), bei Börselv (Südostufer des Porsangerfjordes; 174 mm / 30 %), am äußeren Varangerfjord (Nordufer: 133 mm / 27 %; Südufer: 120 mm / 26 %) sowie bei Neiden in Südvaranger (118 mm / 25 %) zeigten in den letzten beiden Jahrzehnten eine zunehmende Degradation von Palsas ohne dass neue Palsas angelegt wurden. Die wenigen Palsas am innersten Langfjord (250 mm / 37 %), auf dem Sennaland (ca. 233 mm / 34 %) und im unteren Pasviktal (119 mm / 24 %) sind bereits in den 1980er Jahren kollabiert. Die mittlere winterliche Schneemenge hat an allen Stationen auf der Finnmarksvidda im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 zugenommen (15-20 mm / 14-34 %). In den inneren Fjordlagen war die Zunahme der winterlichen Schneemengen ebenfalls markant (Alta: 27 mm / 23 %; Banak: 14 mm / 19 %; Rustefjelbma: 16 mm / 12 %; Kirkenes: 7 mm / 6 %). Die Abnahme der Schneemengen am inneren und äußeren Varangerfjord (Nordufer) ist unrealistisch und dürfte ihre Ursache in Stationsverlegungen und Meßfehlern haben. Ebenso erscheint die erhebliche Steigerung der winterlichen Schneemengen bei Börselv von 112 mm auf 174 mm (62 mm / 55 %) äußerst zweifelhaft. Darauf deutet u. a. ein Vergleich mit den Werten der älteren Meßperioden 1901-1930 (110 mm) und 1931-1960 (108 mm).

Im nordschwedischen Arbeitsgebiet zeichnet sich das östliche Vorland der Skanden im Zeitraum 1991-2010 durch mittlere winterliche Schneemengen von 100-110 mm aus, was 20-23 % der jährlichen Niederschlagsmenge entspricht. Im Hochgebirge selbst bestimmen Regenschatteneffekte nicht nur die jährlichen Niederschlagsmengen, sondern auch die winterlichen Schneemengen. So ist u. a. eine deutliche Abnahme der winterlichen Schneemenge in westöstlicher Richtung festzustellen, von 293 mm (34 % der jährlichen Niederschlagsmenge) in Katterjåkk an der schwedisch-norwegischen Grenze auf 92 mm (27 %) in Abisko. In Kilpisjärvi fallen 179 mm (35 %) des jährlichen Niederschlags als Schnee, im norwegischen Dividal nur 76 mm (21 %), bedingt durch den Regenschatten der umgebenden hohen Berge. Letzteres gilt auch für die Station Nikkaluokta im Regenschatten des hohen Kebnekaise-Massivs (117 mm / 23 %). Die in offenerer Tallage befindlichen Stationen Ritsem und Kvikkjokk weisen größere winterliche Schneemengen auf (176 mm / 34 % bzw. 161 mm / 26 %). Alle Wetterstationen, sowohl im Hochgebirgsraum als auch in seinem östlichen Vorland, verzeichnen im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 eine Zunahme der mittleren winterlichen Schneemengen. Die Erhöhung der Schneemenge ist an den hygrisch kontinentalen Vorland-Stationen sehr unterschiedlich, von 18-22 mm (22-25 %) an den Stationen Naimakka und Karesuando über 12 mm (13 %) in Övre Soppero bis zu 1 mm (1 %) in Kiruna. Im Gebirge verzeichneten die Stationen Kilpisjärvi (61 mm / 52 %) und Dividalen (24 mm / 46 %) die größten Zunahmen der winterlichen Schneemenge, während der Zuwachs an den übrigen Stationen nur 2-9 mm (2-7 %) betrug. Ein Vergleich mit den älteren Meßperioden 1901-1930 und 1931-1960 zeigt eine Zunahme der winterlichen Schneemengen seit Anfang des 20. Jahrhunderts in Nordschweden.

179

In Gebieten mit Jahresmitteltemperaturen der Luft nahe 0 °C stellen die winterlichen Schneeverhältnisse, insbesondere die Mächtigkeit und Dauer der Schneedecke, einen kritischen Faktor für das Auftreten oder Fehlen von Permafrostboden dar. Eine thermisch isolierende Schneedecke kann den Untergrund vor Wärmeverlust schützen und verhindern, dass die winterlichen Kältewellen tief in den Boden eindringen. Lokale Unterschiede im Auftreten von Permafrostboden, die von der Mächtigkeit der Schneedecke und den davon gesteuerten Temperaturen an der Bodenoberfläche abhängen, sind typisch für Gebiete mit diskontinuierlichem Permafrostboden. Diese Beziehung spiegelt sich auch deutlich im Verbreitungsmuster und in der Morphodynamik der Permafrosthügel, insbesondere der Palsas, in den nordnorwegischen und nordschwedischen Arbeitsgebieten wider. Die Permafrostverbreitung hängt ferner vom Zeitpunkt des Anfangs und Endes der Schneebedeckung ab, die ebenfalls das Temperaturregime im Boden beeinflussen. Günstige Voraussetzungen für die Aggradation von Permafrostboden liegen vor, wenn sich die Schneedecke erst spät im Herbst bildet, so dass die kühle Herbstluft noch ungehindert in den Boden eindringen kann, und wenn noch spät im Frühjahr Schnee fällt, wodurch die Albedo erhöht und die Sonnenenergie reflektiert wird. Die Schneedecke hat somit einen doppelten Einfluß auf das Bodentemperatur-Regime: Sie bildet erstens eine Lage von geringer thermischer Leitfähigkeit zwischen der Atmosphäre und dem Boden und schützt letzteren dadurch vor extremen Temperaturschwankungen. Zweitens findet der Energieaustausch eher an der Oberfläche der Schneedecke statt als an der Bodenoberfläche, wodurch das Vordringen der winterlichen Kältewellen abgeschwächt wird. Die geringe thermische Leitfähigkeit des Schnees ist abhängig von seiner Dichte. Die thermisch isolierende Wirkung der Schneedecke nimmt bis in eine Tiefe von 50-60 cm zu; darunter ist die Isolierfähigkeit reduziert (vgl. AKERMAN & JOHANSSON 2008). Da die Schneemächtigkeit in den meisten untersuchten Mooren nur wenige Dezimeter beträgt (Ausnahmen: Moore in relativ maritimer Lage auf den großen Halbinseln Ostfinnmarks, Moore in den Gebirgshochlagen um Abisko), können die winterlichen Lufttemperaturen oftmals die Bodentemperaturen beeinflussen und somit auch die Mächtigkeit der Auftauschicht.

Die Schneeverteilung und -mächtigkeit in den Moor- und Sumpfgebieten bestimmt, wo der Frost besonders tief in das Substrat eindringen kann und ob und wo sich lokale Permafrostinseln in Gestalt von Hügeln bilden können. Dieser Zusammenhang zwischen der lokalen Schneeverteilung und der Anlage und Entwicklung von Permafrosthügeln wurde von SEPPÄLÄ (1982a) anhand eines Feldexperiments in einem Palsamoor bei Kevo (Nordfinnland), bei dem einzelne Plätze im Moor künstlich schneefrei gehalten wurden und an denen sich in der Folge embryonale Palsas entwickelten, eindrucksvoll nachgewiesen. Darüberhinaus fördert das im Schnee magazinierte Wasser beim Abschmelzen der Schneedecke die Permafrosthügel-Degradation durch Abluation an der Substratoberfläche und Unterschneidung der Hügelflanken durch den Anstieg des Moorwasserspiegels. Im Unterschied zu den Palsas können Frostblister und pingoähnliche Permafrosthügel, etwa vom Rakkaslako-Typ, auch an Plätzen mit mächtigerer Schneebedeckung entstehen, da diesen Hügeln die Bildung eines Injektionseiskörpers infolge hydro- und kryostatischen Druckes zugrunde liegt. Voraussetzung für die Entwicklung dieser Hügeltypen ist das Vorhandensein von unter Druck stehendem Wasser, bei dessen Gefrieren in einem Permafrostgebiet die Substratoberfläche hügelförmig aufgewölbt wird. Dabei kann selbst eine mächtige Schneedecke aufgewölbt und durchbrochen werden, wie z. B. im Rakkaslako-Gebiet (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MEIER 1988/89). Wichtig für die Entwicklung dieses Hügeltyps ist ein differenziertes und unterschiedlich tiefes Gefrieren der Talhänge und des Talbodens, das in erheblichem Maße durch die Schneeverteilung und -mächtigkeit gesteuert wird.

Während der im Frühjahr und Frühsommer als Regen fallende Niederschlag das Auftauen der gefrorenen Permafrosthügelkerne begünstigt und dadurch den Hügelzerfall beschleunigt, kann das spätherbstliche Niederschlagswasser den gegenteiligen Effekt haben und das Überdauern der Hügel fördern, wie Palsastudien in Nordnorwegen ausweisen: Durch die Durchfeuchtung der oberflächennahen Torflagen erhöht sich die thermische Leitfähigkeit des Torfes, wodurch die Kältewellen rascher in das Substrat eindringen können und der Gefriervorgang zu Beginn des Winters beschleunigt wird (vgl. u. a. SVENSSON 1962, ÅHMAN 1977, MEIER 1985). Obwohl eine Zunahme der Substratfeuchte den abwärts gerichteten Wärmetransport zweifellos erhöht, fanden ÅKERMAN & JOHANSSON (2008) bei ihren Untersuchungen in Palsamooren am Torneträsk keine statistisch bedeutende Beziehung zwischen der sommerlichen Niederschlagsmenge und der Mächtigkeit der Auftauschicht. Die eigenen Untersuchungen in Palsamooren bei Karlebotn und Lakselv deuten dagegen auf eine geringfügige Vergrößerung der maximalen Auftautiefe am Ende feuchter Sommer (1981, 1982, 1989, 1992, 2001). Nach SEPPÄLÄ (1988) ist die Warmluft für die Palsas nicht so schädlich wie die Feuchtigkeit im Sommer, die die thermisch isolierende Eigenschaft des Torfes herabsetzt und dadurch die Erwärmung des Substrats fördert, was zum Auftauen des gefrorenen Palsakerns und damit zum Palsazerfall führen kann.

Nach ÅKERMAN & JOHANSSON (2008) spiegelt die Permafrostmächtigkeit in den Palsamooren am Torneträsk Schneefall-Trends wider. Auf einem West-Ost-Transekt zwischen Katterjåkk und Bergfors (9 Moore) wurde in den westlichsten Mooren, die sich durch die höchsten Schneeniederschläge auszeichnen, nur sehr dünner Permafrost gefunden, während im relativ schneearmen Abisko-Gebiet vergleichsweise mächtiger Permafrost angetroffen wurde. Die größten Auftautiefen wurden in den westlichsten und östlichsten Mooren festgestellt, die geringsten im Raum Abisko. Das Datenmaterial zeigt, dass die mittleren Schneemächtigkeiten an allen Standorten im Zeitraum 1978-2006 um 0,7-1,3 cm pro Jahr zugenommen haben. Die Auftautiefen ließen sich nach den beiden schwedischen Autoren mit den mittleren Sommer-Lufttemperaturen (Juni-August) korrelieren. Die höchste Sommertemperatur und die größten Auftautiefen wurden 2002 gemessen. Eine statistisch bedeutende Korrelation zwischen der mittleren Schneemächtigkeit im vorausgegangenen Winter und der sommerlichen Auftautiefe wurde an 5 der 9 Standorte gefunden. Korrelationen zwischen der Auftautiefe und den Wintertemperaturen (Oktober-Mai) oder dem Sommerniederschlag waren an keinem Standort statistisch signifikant (vgl. ÅKERMAN & JOHANSSON 2008). Die eigenen systematischen Untersuchungen in 35 Palsamooren in Finnmark (1981-2011) zeigen eine recht gute Korrelation zwischen der maximalen sommerlichen Auftautiefe und den Sommertemperaturen. Eine mögliche Beziehung zwischen sommerlicher Auftautiefe und winterlicher Niederschlagsmenge ließ sich mangels zuverlässigen Datenmaterials zur Schneemächtigkeit nicht feststellen. Die eigenen Untersuchungen konzentrierten sich auf die auch im Winter relativ gut zugänglichen Palsamoore bei Karlebotn und Lakselv sowie einige Moore auf der Finnmarksvidda entlang der R 92 (Gievdneguoika-Cuovdatmåkki). Bei den Felduntersuchungen fiel vor allem die räumlich und zeitlich erhebliche Variabilität der Schneemächtigkeit auf. In den Mooren der Fjordküste spielen heftige, böige Winde eine wesentlich größere Rolle bei der Schneeverdriftung und -verteilung als im Binnenland.

In der Torneträsk-Region wird das Vorkommen und Fehlen von Permafrostboden maßgeblich durch die Schneemächtigkeiten gesteuert. Nach ÅKERMAN & JOHANSSON (2008) wird in den einschlägigen Klimamodellen eine Zunahme der winterlichen Schneemächtigkeit um 6 % bis 2020, 12 % bis 2050 und 18 % bis 2080 prognostiziert. Die Zunahme des Niederschlags soll im Herbst / Winter doppelt so hoch sein wie im Sommer. Eine Erhöhung der Lufttemperaturen, verbunden mit einer Zunahme der Schneemächtigkeiten, dürfte in der Torneträsk-Region bei Anhalten des gegenwärtigen Trends zu einer Ausdünnung des Permafrostbodens führen. Aus den tieferen und mittleren Hochgebirgslagen könnte der Permafrostboden noch in diesem Jahrhundert vollständig verschwinden.

5.2. Substrat

Das durch die scharfen frostklimatischen Bedingungen vorgezeichnete potenzielle Verbreitungsgebiet der frostdynamisch entstandenen Permafrosthügel wird durch die räumlich stark variierenden edaphischhydrologischen Gegebenheiten erheblich eingeschränkt. Außer den klimatischen Verhältnissen, der Exposition und der Vegetationsbedeckung sind die Substratmerkmale, insbesondere der Gehalt an organischem Material, von großer Bedeutung für den Wärmefluß von der Bodenoberfläche in den Untergrund und somit für die Bodentemperaturen. Nimmt die Mächtigkeit der organischen Lage ab, vergrößert sich in der Regel die sommerliche Auftautiefe. Infolge des Bodengefüges und des Wassergehalts dringt die Wärme in organische Böden viel langsamer ein als in Mineralböden. Permafrost fehlt im Normalfall in minerogenen Substraten, wenn die Jahresmitteltemperatur der Luft -2 °C überschreitet (vgl. SMITH & RISE-BOROUGH 2002). Der Gehalt an ungefrorenem Wasser, der die thermische Leitfähigkeit des Substrats erhöht, variiert oft kleinräumig; er ist gering in Torfablagerungen und größer in schluffigen Sedimenten. Sandige Böden zeichnen sich infolge ihres geringen Wassergehaltes und ihrer lockeren Gefügemerkmale durch eine geringere thermische Leitfähigkeit aus als schluffige Böden, die große Wassermengen binden können. Letztere besitzen eine große thermische Leitfähigkeit und sind daher imstande, im Sommer Wärme in den Untergrund zu leiten. Es ist daher eher unwahrscheinlich, dass Permafrostboden in diesen Gebieten vorkommt. Im Unterschied dazu ist die thermische Leitfähigkeit von Torf im Sommer gering, da der Torf zu dieser Zeit zumeist porös und trocken ist; die Torflage fungiert als thermisch isolierende Decke, die die warme Sommerluft daran hindert, in den Untergrund einzudringen. Die thermische Leitfähigkeit des Torfes variiert saisonal in Abhängigkeit von seinen Feuchteverhältnissen. Infolge der relativ hohen herbstlichen Niederschläge in den Arbeitsgebieten zeichnet sich der Torf im Herbst und zu Beginn des Winters durch einen höheren Wassergehalt aus als im Sommer, was seine thermische Leitfähigkeit erhöht (vgl. u. a. LINDQVIST & MATTSSON 1965, ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1987, 1988/89, 1996, ZUIDHOFF 2003a, KUJALA, SEPPÄLÄ & HOLAPPA 2008). Das Vorkommen einer Torfdecke begünstigt daher die Entwicklung und Konservierung von Permafrostboden. In den Randgebieten der Zone des diskontinuierlichen polaren Permafrostbodens, wie z. B. in Nordfennoskandien, beschränkt sich das Auftreten von Permafrostboden daher weithin auf inselhaft verstreute Torfareale in Gestalt von Palsamooren. Permafrostboden findet sich bei hinreichenden Torfmächtigkeiten selbst im Bereich der 1 °C-Isotherme der Lufttemperatur und gelegentlich sogar weit jenseits davon. Gebiete mit mächtigen Torfablagerungen und Palsamoore beherrbergen daher häufig die südlichsten Vorkommen von subarktischem Permafrost bzw. die tiefer gelegenen Vorkommen von alpinem Permafrost, wie etwa am Torneträsk in Nordschweden. An der Finnmarksküste (Lakselv, Börselv, Komagvaer) ermöglichen mächtige Torfablagerungen das Überdauern von Permafrostboden in Palsamooren sogar bei Jahresmitteltemperaturen zwischen 1,5 °C und 2,0 °C (reliktärer Permafrostboden). Nach SEPPÄLÄ (1986) beträgt die Mindestmächtigkeit der thermisch isolierenden Torfdecke in Finnisch Lappland rund 50 cm. Ist die Torfmächtigkeit geringer, erreicht die sommerliche Auftautiefe den Mineralboden im Untergrund und die winterliche Frostbodenlage taut vollständig auf, so dass sich kein Permafrostboden bilden kann. Eine Mindestmächtigkeit der Torfdecke um 50 cm fand auch MEIER (1985) in den Palsamooren am inneren Varangerfjord. Bei späteren, zielgerichteten Untersuchungen in der sommerkühlen Fjordregion Ostfinnmarks wurden jedoch zahlreiche Palsas mit noch dünnerer Torfhülle, in einzelnen Fällen sogar ganz ohne Torfhülle, entdeckt. Es handelt sich dabei um bis in die 1990 er Jahre intakte Hügelformen mit geschlossener Zwergstrauch-Vegetationsdecke ohne auffällige Erosionsspuren (vgl. MEIER 1988/89, 1996). Die Permafrost-Aggradation und -Konservierung wurde an den betreffenden Standorten offenbar durch günstige edaphisch-hydrologische und mikroklimatische Bedingungen ermöglicht. Im sommerwärmeren Binnenland scheint dagegen trotz der wesentlich kälteren Winter eine mehrere Dezimeter mächtige Torfdecke zur Anlage und zum Erhalt von Palsas erforderlich zu sein.

Die minerogene Moorunterlage der Palsamoore besteht in den Tieflagen der Finnmarksküste vornehmlich aus marinen, glazifluvialen und fluvialen Sedimenten. Auf der Finnmarksvidda und im schwedischen Hochgebirge dominieren Grundmoränen-Ablagerungen, glazifluviale, (glazi-) lakustrine und fluviale Lockersedimente. Gemeinsames Merkmal aller minerogenen Palsakerne ist ein hoher Feinmaterialgehalt und eine hohe Frostempfindlichkeit des Mineralbodens. Grobkörnige, wenig frostempfindliche Ablagerungen werden in aller Regel nur dann in die Palsagenese mit einbezogen, wenn sie von pelitischen Feinsedimenten unterlagert sind. WRAMNER (1973) und AHMAN (1977) fanden bei ihren Palsauntersuchungen in Nordschweden bzw. Nordnorwegen eine Beziehung zwischen der Gestalt eines Palsas (Formtyp) und der Korngrößenzusammensetzung des Mineralbodens in seinem Kern. WRAMNER weist auf die große Variationsbreite der Körnungsverhältnisse in den untersuchten Mooren in Tavvavuoma hin: Der für die Palsagenese besonders wichtige Schluff- und Tongehalt des Mineralbodens kann zwischen 12 % und 96 % variieren. Die höchsten Palsas sind in jenen Moorabschnitten zu finden, in denen der Mineralboden das größte Frosthebungsvermögen aufweist und die Torfablagerungen am mächtigsten sind. Niedrige, flache, weiträumige Palsas sind vor allem in jenen Moorabschnitten anzutreffen, in denen der Mineralboden nur eine geringe oder keine Frosthebungskapazität besitzt und die Torfdecke dünn ist. Nach AHMAN (1977) zeichnen sich die Plateaupalsas an der Finnmarksküste (Karlebotn, Lakselv) durch einen Schluff- und Tongehalt des Mineralbodens von 38-54 % aus und auf der Finnmarksvidda (Kautokeino) von 19-26 % (Leinavatn nördlich des Torneträsk: 22-28 %). In Palsakomplexen beträgt der Schluff- und

Tonanteil nach ÅHMAN 52-81 % (Karlebotn), 61-76 % (Varangerbotn), 71-86 % (Lakselv), 59-78 % (Kautokeino) sowie 57-69 % (Altevatn am Leinavatn). Diese Daten lassen vermuten, dass die Körnung des Mineralbodens in den Palsakernen sowohl die Gestalt als auch die Abmessungen der Palsas bestimmt. Ein hoher Schluffanteil im Mineralboden begünstigt die Bildung von Segregationseis, was die Entwicklung höherer Palsas zur Folge hat.

Die Beziehung zwischen der Korngrößenverteilung im Mineralboden der Palsas und der Gestalt und Dimension der Palsas wird durch die Ergebnisse eigener systematischer granulometrischer Untersuchungen an minerogenen Palsakernen aus Palsamooren an der Finnmarksküste (Karlebotn, Varangerbotn, Bugöyfjord, Neiden, Komagelvtal, Börselv, Lakselv), auf der Finnmarksvidda (Cuovdatmåkki, Vuoddasjåkka, Lappoluobbal, Masi, Kautokeino, Bidjovagge, Avze, Siebe, Aidejavre, Siccajavre) sowie im nördlichsten Schweden (Kätkijärvet, Tavvavuoma) eindrucksvoll unterbaut. Im Binnenland sind die höchsten Palsas in sehr schluffreichen Beckensedimenten entwickelt, die sich durch eine große Frosthebungskapazität auszeichnen (Maximalhöhe der Palsas am Vuoddasjåkka-Bach 11,5 m, am Balgesjavre-See zwischen Kautokeino und Bidjovagge 9,5 m, an den Kätkijärvet-Seen gut 7 m). An der Finnmarksküste finden sich die höchsten Palsas auf isostatisch gehobenen marinen Terrassen und auf spätglazialen Deltas (maximale Palsahöhe bei Karlebotn ca. 8,5 m, bei Lakselv ca. 6 m). Dabei ist zu berücksichtigen, dass die in den Palsakernen anzutreffenden minerogenen Sedimente mitunter sortiert und geschichtet sind, wodurch sich die Körnung des Mineralbodens sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung verändern kann, was vor allem in den gehobenen Deltasedimenten am inneren Varangerfjord oftmals der Fall ist. Hier ist genau zu überprüfen, im Bereich welcher Korngrößenfraktionen die Eisbildung und Frosthebung stattfindet. In den Palsamooren an den inneren Fjordbuchten Ostfinnmarks (Lakselv und Börselv am Porsangerfjord, Varangerbotn und Karlebotn am Varangerfjord, Valen am Bugöyfjord, Neiden am Munkfjord) bilden Schluff und Sand die vorherrschenden Korngrößenfraktionen in den minerogenen Palsakernen (vgl. MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996). Die Ergebnisse der granulometrischen Untersuchungen an den Palsas am inneren Varangerfjord (vgl. MEIER 1985) können für die innere Fjordregion Finnmarks als repräsentativ angesehen werden. Danach zeichnen sich die Plateaupalsas durch einen besonders hohen Sandanteil von über 50 % aus, während der Grobschluff 10-25 % des Mineralbodens ausmacht. Der Mineralboden der Wallpalsas ist mit einem Ton- und Schluffanteil von 50-60 % wesentlich feinkörniger. Die Körnung des Mineralbodenkernes der Strangpalsas kann erheblich variieren; der Sandanteil reicht von 40-70 %, der Tonanteil von 5-20 %. Dagegen ermittelte ÅHMAN (1977) in einem Palsamoor bei Varangerbotn einen Ton- und Schluffanteil von 60-76 %, wobei 11-22 % auf die Tonfraktion entfielen. Der Mineralboden der Kuppelpalsas weist in der Regel einen sehr hohen Ton- und Schluffgehalt auf, obwohl oftmals Feinsand die vorherrschende Korngrößenfraktion darstellt. Dabei ist der Ton- und Schluffgehalt in den Mineralbodenkernen hoher Palsas größer als in den Kernen niedriger (Ton bis 30 %, Schluff bis 50 %). In den minerogenen Kernen der Komplexpalsas können sowohl die Sandfraktion als auch die Fraktionen Ton und Schluff (zusammen bis 80 %) dominieren. Diese Variabilität der Körnungsverhältnisse läßt sich mit der Morphogenese der Palsas erklären: Die Komplexpalsas sind durch Zusammenwachsen benachbarter Palsas unterschiedlichen Formtyps und unterschiedlicher Körnungsverhältnisse entstanden. Ein Vergleich der Palsaformtypen in der Küstenregion und im Binnenland zeigt, dass im Inland weithin niedrige, plateauförmige Formvarianten vorherrschen. Eine mögliche Erklärung dafür bieten die Substratverhältnisse: Die Hochflächen des Binnenlandes sind weiträumig von steinund blockreichen Grundmoränendecken überzogen. Sie weisen zwar zumeist einen hohen Sandgehalt auf, sind aber nur lokal ton- und schluffreich, was die Entwicklung der hohen Palsaformtypen behindert. Die Verbreitung der hohen Kuppelpalsas konzentriert sich dort auf vermoorte, mit ton- und schluffreichen Sedimenten aufgefüllte Becken. Dort werden auch die größten Torfmächtigkeiten erreicht, was die Entwicklung der hohen Palsavarianten zusätzlich begünstigt. Ein charakteristisches Merkmal fast aller untersuchten minerogenen Palsakerne, an der Fjordküste und im Binnenland gleichermaßen, ist der äußerst geringe Ton- und Schluffgehalt des Feinbodens im Kontaktbereich des Mineralbodens zur Torfhülle (vgl. MEIER 1985). Ursache dieser Armut an Tonen und Schluffen in den obersten Mineralbodenlagen sind vermutlich abluale und deflatorische Abtragungsprozesse, die bei noch fehlender Vegetationsdecke vor Beginn der Moor- und Torfbildung und der späteren Palsaentwicklung stattgefunden haben. Der Kontaktbereich Mineralboden / Torf ist häufig durch eine Anreicherung von Steinen und Blöcken gekennzeichnet, die offenbar frostdynamisch entstanden ist ("Auffrieren" des Grobmaterials an die ehemalige Landoberfläche).

Während die Verbreitung der Palsas mit Ausnahme der seltenen reinen Mineralbodenpalsas (Lithalsas) an die Existenz einer thermisch isolierenden Torfdecke geknüpft ist, finden sich die kleineren Frostblister auch häufig an Standorten mit sehr dünner (wenige cm) oder fehlender Torfdecke. Sie treten wie die Palsas zumeist in Gruppen vergesellschaftet auf und sind ebenfalls an feuchte Standorte gebunden. Die Hügel sind in äußerst unterschiedlichen Sedimenten angelegt, in Torfen, ton- und schluffreichen lakustrinen Sedimenten, sandiger, stein- und blockreicher (Grund-) Moräne, glazifluvialen Sanden und Kiesen, gelisolifluidalen Hangablagerungen sowie relativ feinmaterialarmem Verwitterungsschutt der lokal anstehenden Festgesteine (vgl. MEIER 1987, 1988/89, 1996, MEIER & THANNHEISER 2011). Ihre Morphogenese unterscheidet sich grundlegend von derjenigen der Palsas. Im Unterschied zu den Palsas werden die Substratlagen bei den Frostblistern durch die Bildung eines Blankeiskerns aufgewölbt, zu dessen Entwicklung unter hydrostatischem / kryostatischem Druck stehendes Wasser erforderlich ist. Voraussetzung der Frostblister-Entwicklung ist das Vorhandensein eines Fließgewässers sowie die Existenz eines Wasserstauers im Untergrund. Als Wasserstauer fungiert zumeist Permafrostboden, seltener wasserundurchlässiger Fels oder eine Tonschicht. Permafrostboden ist am Standort der Frostblister-Entwicklung in den meisten Fällen schon vorhanden, während er bei der Palsaentwicklung in den Moorgebieten erst durch die Palsabildung entsteht. Die Entwicklung der Frostblister ist folglich an weiter verbreiteten, präexistenten Permafrostboden geknüpft, während die Palsamoore inselhaften Permafrostboden beherrbergen, was im Normalfall ein schärferes Frostregime am Platze der Frostblister-Entwicklung impliziert (vgl. MEIER 1988/89, 1991b, 1996, MEIER & THANNHEISER 2009). Im Verbreitungsgebiet der Frostblister im nordschwedischen Rakkasjåkka-Tal ist das exakte Vorkommen von Permafrostboden unklar (Rakkaslako II-Verebnung); hier fungiert möglicherweise Fels als Wasserstauer. In den höheren Lagen, ab ca. 1000 m ü. M., ist Permafrostboden weiter verbreitet und kommt auch in unmittelbarer Nachbarschaft der Frostblister vor. Auf der Rakkaslako II-Verebnung hat die thermisch isolierende Wirkung der dünnen Torfdecke ein relativ langfristiges Überdauern der Frostblister ermöglicht. Eislamellen und -linsen im Torf über den Blankeiskörpern (Injektionseis) deuten auf eine Eissegregation im Substrat, d. h. die Frostblister sind vermutlich - analog der Palsabildung - eine zeitlang weitergewachsen (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MEIER 1988/89).

Die größeren, pingoähnlichen Permafrosthügel und deren fortgeschrittene Zerfallsstadien, die Ringwallseen, sind im Rakkaslako-Gebiet vornehmlich in glazifluvialen und glazilakustrinen Lockersedimenten angelegt, in einigen Tälern auch in stein- und blockreicher Grundmoräne oder in grobem, scharfkantigem Verwitterungsschutt. Trotz der Bevorzugung feuchter Standorte fehlt den Formen eine Torfdecke; ihre Oberfläche wird von minerogenen Lockersedimenten gebildet. Die Hügel auf der Rakkaslako III-Verebnung sind von Moränenmaterial, glazifluvialen Sedimenten und Lawinenschutt bedeckt. Dieses Grobmaterial wird von ton- und schluffreichen, frostempfindlichen Feinsedimenten unterlagert. Darunter ist ein Blankeiskern unbekannter Mächtigkeit entwickelt, der als Injektionseiskern zu deuten ist. Die Hügel befinden sich in einem allseits von hohen Bergen umgebenen Becken in Hangfußlage an kleineren Fließgewässern. Der für die Injektionseisbildung erforderliche hydrostatische Druck wird, begünstigt durch das Relief, artesisch aufgebaut. Die umgebenden Hänge sind nach Ausweis der zahlreichen perennierenden Schneeflecken weithin von Permafrost durchsetzt; die genaue Verbreitung und Mächtigkeit von Permafrost am Beckenboden und in der Umgebung der Permafrosthügel ist unbekannt.

5.3. Relief und Gewässer

Während die klimatischen Gegebenheiten und die Beschaffenheit der Substrate die Permafrosthügel-Dynamik unmittelbar beeinflussen, nehmen das Relief und die Vegetation eher unmittelbar Einfluß. Die Bedeutung des Reliefs ("orographische Bedingungen") ergibt sich aus den unterschiedlichen Anforderungen der verschiedenen Permafrosthügeltypen an die Neigungsverhältnisse an ihrem Standort und in der näheren Umgebung. Alle untersuchten Permafrosthügelvarianten befinden sich in feuchter Tal- oder Muldenlage. Als Wasserreservoir für die Hügelentwicklung fungieren Moore, kleine Teiche und Seen sowie Fließgewässer. Während für die Palsagenese (kapillare Wasserbewegung durch Kryosuktion) die Existenz eines stehenden Gewässers ausreicht, erfordert die Entwicklung der Frostblister und der größeren pingoähnlichen Hügel das Vorhandensein von fließendem Wasser (Injektion von Wasser, das unter hydrostatischem Druck steht, in das Substrat), wobei der Wasserzufluß auch subkutan unter der Erdoberfläche erfolgen kann. Die Injektionseishügel sind daher vorzugsweise entlang von Fließgewässern anzutreffen. Der hydrostatische Druck wird dabei oftmals artesisch erzeugt, was vor allem im Falle der großen Injektionseishügel eine erhebliche Reliefenergie voraussetzt. Darüberhinaus hat auch die Exposition, die sowohl im Hinblick auf die Sonneneinstrahlung als auch bezüglich der vorherrschenden Windrichtung zur Geltung kommt, ihre Ursache im Relief. Schließlich ist auch die Höhenlage über dem Meeresspiegel, die die klimatischen Verhältnisse eines Gebietes maßgeblich mitbestimmt, eine Folge des Reliefs. In Gebieten mit einer diskontinuierlichen Verbreitung des Permafrostbodens, wie in weiten Teilen des Arbeitsgebietes, nimmt die Anzahl der von Dauerfrostboden unterlagerten Lokalitäten mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel bei vergleichbaren ökologischen Standortverhältnissen höhenwärts zu, desgleichen die Permafrostmächtigkeit, während die sommerliche Auftautiefe abnimmt (vgl. KING 1984). Permafrostboden findet sich im Hochgebirgsrelief der Skanden in geringeren Höhenlagen an nordexponierten Hängen, da diese Gebiete nur selten der direkten Sonneneinstrahlung ausgesetzt sind, sowie unter einer thermisch isolierenden Torfdecke (im Torneträsk-Gebiet in Höhenlagen ab ca. 350 m ü. M.). An der sommerkühlen Finnmarksküste kommt Permafrost in Palsamooren fast bis in Meeresspiegelhöhe vor (Karlebotn am inneren Varangerfjord: 22 m ü. M.). Die Verbreitung von Permafrostboden im Arbeitsgebiet ist äußerst komplex. Vielen windexponierten Hängen und Plateaus fehlt im Winter eine thermisch isolierende Schneedecke. Sie stellen neben den Moorarealen in den tieferen und mittleren Lagen Gunstgebiete der Permafrost-Aggradation dar.

Das Relief der Finnmarksvidda und der großen Halbinseln Ostfinnmarks bietet infolge der Dominanz weitgespannter Verebnungen in verschiedenen Höhenlagen besonders günstige Voraussetzungen für die Entwicklung von Palsas. Die Hochflächen unterlagen im Pleistozän der Eiseinwirkung durch das Inlandeis. Sie weisen daher eine große Anzahl von Mulden und Senken auf, die teils abflusslos sind und als Sammelbecken für Niederschlags- und Schneeschmelzwasser sowie mitgeführtes Feinmaterial dienen. Im Küstenbereich konzentriert sich die Palsaverbreitung trotz der günstigen Reliefverhältnisse auf den Halbinseln mit einigen Ausnahmen auf die inneren Fjordbereiche, die sich thermisch und hygrisch durch ein kontinentaleres Klima auszeichnen als große Teile der Halbinseln, insbesondere an den Außenküsten. Letztere weisen zwar kühle Sommer auf, doch verhindern die nur mäßig kalten Winter in Kombination mit relativ hohen Niederschlagsmengen, die u. a. eine mächtige winterliche, thermisch isolierende Schneedecke zur Folge haben, die Entwicklung von Palsas. An den abgeschnürten inneren Fjordbuchten sind die Winter kälter, die Sommer wärmer und die Niederschlagsmengen geringer. Die Bioproduktion ist zudem höher, da die Verebnungen von Birkenwald bestanden sind, während die exponierten Außenküsten weithin waldfrei sind. Folglich haben sich in vielen Mulden Moore mit stellenweise erheblichen Torfmächtigkeiten entwickeln können. Diese werden auf den isostatisch gehobenen Meeresterrassen und spätglazialen glazifluvialen Deltas häufig von schluffreichen, frostempfindlichen Feinsedimenten unterlagert, die oftmals an der Palsagenese beteiligt sind. Im äußersten Südwesten der Varanger-Halbinsel und noch mehr in der Kristallin-Klufttallandschaft Südvarangers wird die Entwicklung von Palsamooren durch die große Häufigkeit von vermoorten, abflusslosen, glaziär ausgeschürften Geländedepressionen begünstigt. Dabei besetzen die Palsas vornehmlich die tiefgründigen, zentralen Moorbereiche, während sich an den Moorrändern bei abnehmender Torfmächtigkeit zumeist Torfbülten vom Pounu-Typ entwickelt haben.

Palsamoore befinden sich in aller Regel in Beckenlagen. In den Geländedepressionen steht ausreichend Wasser für die Palsaentwicklung zur Verfügung. Wasser ist wichtig für die Torfbildung und fördert die Eissegregation im Torf und / oder Mineralboden. 80-90 % des Palsavolumens besteht aus gefrorenem Wasser in Gestalt von Poreneis, Eislamellen, -linsen und -schichten (vgl. ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1987, SEPPÄLÄ 1988). Die von Palsamooren eingenommenen Beckenabschnitte sind offen, ohne hohe Bäume. Dichte Wälder fehlen häufig auch in der Umgebung der Becken. Dies verstärkt die durch heftige

und böige Winde im Winter verursachte Schneedrift. Die Schneemächtigkeit beeinflusst die Eindringtiefe des Frostes in das Substrat und kontrolliert dadurch die Palsaverbreitung (vgl. SEPPÄLÄ 1982a, 1986, 1988). Im Winter sammelt sich in den abgeschlossenen, tieferen Becken bisweilen Kaltluft, die von den Hängen der Beckenumrahmung herabfließt. Die Becken bilden dann "Kaltluftseen", wodurch eine Permafrost-Aggradation in Gestalt von Palsas begünstigt wird. Die Verfügbarkeit von Wasser ist zwar eine Voraussetzung der Palsaentwicklung, zuviel Wasser ist jedoch schädlich und fördert die Palsa-Degradation. Wenn das Palsamoor längere Zeit überflutet ist, etwa nach dem "Break-up" eines nahegelegenen Flusses im Frühjahr / Frühsommer oder nach der Schneeschmelze, beginnen die gefrorenen Palsakerne aufzutauen und die Palsas kollabieren. Permafrost scheint nach LUOTO & SEPPÄLÄ (2003) am besten in relativ trockenen Mooren mit einem niedrigen "Flow Accumulation Index" zu überdauern. In Gebieten mit einem hohen Überflutungspotenzial steigt das Risiko der Palsa-Degradation, und die Bildung von Thermokarst nimmt zu. Nach LUOTO & SEPPÄLÄ (2002) wird die obere (altitudinale) Verbreitungsgrenze der Palsas durch die Mächtigkeit der thermisch isolierenden Torfdecke vorbestimmt. Mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel und abnehmenden Temperaturen verringert sich die Bioproduktion und Torfbildung und die Voraussetzungen der Palsaentwicklung entfallen. Nach LUOTO & SEPPÄLÄ (2002) verläuft die Obergrenze der Palsaverbreitung recht scharf, ohne graduelle Abnahme der Palsahäufigkeit in Richtung Obergrenze. Nach LUOTO, HEIKKINEN & CARTER (2004) korreliert die Verbreitung der Palsas in Nordeuropa gut mit der Verbreitung der Bergbirke (Betula pubescens ssp. czerepanovii). Diese Palsamoore sind weitgehend baumlos, obwohl gelegentlich einzelne Bergbirken an den Palsarändern anzutreffen sind. Die Südgrenze der Palsaregion verläuft nahe der Nordgrenze der Waldkiefer (Pinus sylvestris). Nach SEPPÄLÄ (u. a. 1988) ist für die Palsaentwicklung eine thermisch isolierende Torflage (Mindestmächtigkeit in Finnisch Lappland: 50 cm) zwingend erforderlich, um den gefrorenen Palsakern vor der sommerlichen Warmluft zu schützen. Diese Aussage ist zweifelhaft, nehmen die sommerlichen Temperaturen doch höhenwärts und küstenwärts ab. In gleicher Richtung kann auch die Mächtigkeit der thermisch isolierenden Torfdecke abnehmen, ohne dass der gefrorene Palsakern vom Auftauen bedroht ist. Bei entsprechend niedrigen Sommertemperaturen ist schließlich überhaupt keine Torfdecke mehr erforderlich. Diese Theorie (vgl. ÅHMAN 1977) bestätigen Funde rein minerogener Permafrosthügel ohne Torfhülle am Rande von traditionellen Palsamooren mit torfbedeckten Palsas (u. a. Kätkijärvet, Tavvavuoma, Karlebotn) und oberhalb davon (Corgosjokka). Die intakten minerogenen Hügel in Kätkijärvet und Tavvavuoma weisen mit Ausnahme der fehlenden Torfhülle den gleichen inneren Bauplan auf wie die nahegelegenen traditionellen, torfbedeckten Palsas. Sie können daher als reine Mineralbodenpalsas (vgl. MEIER 1988/89, 1991a, 1996) oder Lithalsas (HARRIS 1993) bezeichnet werden.

Die Palsamoore im nordschwedischen Arbeitsgebiet sind wie diejenigen in Finnmark vornehmlich in feuchten Becken- und Tallandschaften anzutreffen. In den breiten, feinmaterialreichen Flusstälern konzentriert sich die Verbreitung der Palsas in der Regel auf die höheren, nach dem Eisaufbruch der Flüsse nicht überfluteten Terrassenniveaus. Es dominieren weitgespannte Plateaupalsas, deren Torfdecke häufig von sandig-schluffigen Sedimenten unterlagert ist, wie am Könkämäälv und Kummaeno. Die Becken sind zumeist in der Birkenwaldstufe gelegen, wie das weiträumige Tavvaeno-Becken, das eines der größten Palsamoore Schwedens beherrbergt (Tavvavuoma) oder das Keinovuopio-Gebiet nahe Kilpisjärvi. Die Palsamoore befinden sich in Höhenlagen von 400-600 m ü. M., vergleichbar den Palsamooren auf der norwegischen Finnmarksvidda. Darüberhinaus sind Palsamoore im Waldgrenzbereich (z. B. Staloluokta in Padjelanta, Seitajaure bei Nikkaluokta: 700-800 m ü. M.) und in der Tundrenstufe (z. B. Kätkijärvet: 730-750 m ü. M.) anzutreffen. Die höchstgelegenen Palsas zeichnen sich durch eine dünne, teilweise lückenhafte Torfdecke aus; im Extremfall kann die im Sommer thermisch isolierende Torfhülle vollständig fehlen. Solche Standorte sind in Finnmark aufgrund des Fehlens hoch genug über dem Meeresspiegel gelegener, feuchter Becken äußerst selten (bedingt vergleichbar: Oberes Corgosjokkatal in der Tundrenstufe in 550-600 m ü. M. mit kollabierenden Mineralbodenpalsas und minerogenen Ringwällen).

Die Frostblister und großen, pingoähnlichen Permafrosthügel in der Tundrenstufe der Abisko-Berge (750-1050 m ü. M.) besetzen zwar ebenfalls feuchte Beckenböden, ihre Morphogenese stellt jedoch andere Ansprüche an das Relief als diejenige der Palsas. Damit der erforderliche hydrostatische Druck aufgebaut werden kann, ist ein erhebliches Gefälle von den Beckenrändern zum Beckenböden notwendig. Der

Höhenunterschied beträgt im Rakkasjåkka-Tal und seinen Seitentälern 200-300 m, in den Tälern Nissunvagge und Pallenvagge sogar über 500 m. Frostblister können unter günstigen Rahmenbedingungen jedoch auch bei geringerer Reliefenergie gebildet werden, sofern ein geeignetes Fließgewässer oder von den angrenzenden Hängen subkutan abfließendes Wasser zur Verfügung steht. In diese Richtung weisen u. a. Funde einzelner Frostblister am Kappatjåkka-Bach und im Måndal (sowie auf dem Sennaland Plateau in Finnmark).

5.4. Vegetation

Frostdynamisch entstandene Permafrosthügel sind in Norwegisch und Schwedisch Lappland in 4 verschiedenen vegetationsgeographischen Zonen / Höhenstufen anzutreffen, die sich alle durch eine mehr oder weniger geschlossene Vegetationsdecke auszeichnen. Die Vegetationsdecke ist an der Morphogenese der verschiedenen Permafrosthügeltypen unterschiedlich stark beteiligt und kann im Laufe der Hügelentwicklung selbst Veränderungen erfahren. Möglicherweise existieren in den Hochlagen der Skanden unter günstigen klimatischen und edaphisch-hydrologischen Bedingungen auch Permafrosthügelvarianten bei stark aufgelöster oder fehlender Vegetationsdecke, etwa vom "Offenen System"-Pingotyp, doch liegen entsprechende Funde bisher nicht vor. Das Auftreten der großen pingoähnlichen Hügel auf der Rakkaslako III-Verebnung weist in diese Richtung. Nach den vorliegenden Beobachtungen erstreckt sich das Verbreitungsgebiet der frostdynamisch entstandenen Permafrosthügel in Nordfennoskandien vom Meeresspiegelniveau an der Finnmarksküste bis in Höhenlagen um 1050 m ü. M. in den nordschwedischen Abisko-Bergen. Die Permafrosthügel-Vegetation wurde in den Palsamooren des küstennahen Tieflandes am Porsanger- und Varangerfjord, auf der Finnmarksvidda entlang eines W-E-Transektes zwischen Bidjovagge und Cuovdatmåkki, im nordschwedischen Binnenland im Umkreis der Kätkijärvet-Seen und im Tavvavuoma-Becken sowie im Hochgebirge bei Abisko-Björkliden (Injektionseishügel im Rakkaslako-Gebiet) nach der Methode von BRAUN-BLANQUET (1964) detailliert untersucht (vgl. Tab. 13-26).

Der größte Teil des nordnorwegisch-schwedischen Arbeitsgebietes wird von der nordborealen Vegetationszone eingenommen (vgl. MOEN 1998). Sie wird sowohl nach Norden als auch höhenwärts von der Waldgrenze limitiert. Ihr Gebiet bedeckt fast 50 % der Fläche Finnmarks. Rund 90 % aller bekannten Palsamoore befinden sich in dieser Zone, in einem ca. 110 km langen, ca. 22 km breiten Geländeabschnitt zwischen Jotkajavri und Siccajavri (rund 2480 km²) allein mehr als 300 (vgl. Abb. 41, MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003). Die nordöstlichsten Küstenabschnitte Finnmarks liegen bereits jenseits der polaren Waldgrenze, die nördlich des 70. Breitengrades einen weiten Bogen vom Mageröysund über die Nordkinn- und die Varanger-Halbinsel nach Ekkeröy am Varangerfjord beschreibt. Hier grenzt die nordboreale Zone an die südarktische Vegetationszone. Höhenwärts bildet die Waldgrenze die Trennlinie zur unteralpinen Vegetationsstufe. Im Landschaftsbild dominieren Fjellbirkenwälder (subalpine Birkenwälder), in denen die Bergbirke Betula pubescens ssp. czerepanovii vorherrscht. Darüberhinaus finden sich in der Baumschicht Populus tremula (Zitterpappel), Alnus incana (Grauerle) und Sorbus aucuparia (Eberesche). In den zahlreichen glaziär ausgeschürften Becken der zentralen Finnmarksvidda und auf den isostatisch gehobenen, feinmaterialreichen Meeresterrassen der mittleren und inneren Fjordregion haben sich häufig ausgedehnte Moore entwickeln können. Sie weisen infolge der niedrigen Temperaturen und der damit verbundenen geringen Zersetzung des organischen Materials bisweilen Torfmächtigkeiten auf, die mehrere Meter betragen können und dadurch die Palsaentwicklung begünstigen. Die Verbreitung der Palsamoore konzentriert sich vornehmlich auf die kontinentaleren Abschnitte der nordborealen Zone. Darüberhinaus finden sich Strangmoore, Hangmoore und Flachmoore. Pflanzengesellschaften der mittelborealen Zone bedecken in Finnmark nur relativ kleine Areale. Es handelt sich vor allem um Kiefernwälder (Pinus sylvestris), in die minerotrophe Hang- und Strangmoore eingeschaltet sind. Die Zone wird nach Norden und höhenwärts durch die Verbreitungsgrenze typischer Grauerlen-Wälder abgegrenzt, in denen Matteuccia struthiopteris (Straußfarn) eine häufige und typische Pflanzenart bildet. Größere Bestände finden sich im Anarjokka- und im Karasjokkatal sowie im Pasviktal in Südvaranger. Ferner existieren kleinere Enklaven in geschützten Lagen innerhalb der nordborealen Vegetationszone, u. a. an den Unterläufen von Eibyelv, Altaelv und Tverrelv (innerer Altafjord) sowie von Stabburselv, Lakselv und Börselv (innerer Porsangerfjord). An klimatisch und edaphisch-hydrologisch begünstigten Standorten, wie im

Raum Lakselv, beherrbergt die Vegetationszone zahlreiche Palsamoore mit einem reichhaltigen Formeninventar.



Abb. 41: Vegetationsgeographische Übersichtskarte des Raumes Joatkajavri – Suolovuopmi – Masi – Siccajavri, Finnmark, Norwegisch Lappland (aus MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003)

An die nordboreale Vegetationszone schließt sich höhenwärts jenseits der Waldgrenze die unteralpine Vegetationsstufe an. Sie kennzeichnet die mittleren Höhenlagen der Finnmarksvidda oberhalb 550-600 m ü. M. sowie weite Bereiche im Inneren der großen Halbinseln Ostfinnmarks abseits der Blockfelder. Im kontinentaleren nordschwedischen Binnenland steigt ihre Untergrenze auf 650-700 m ü. M. an. Im äußersten Norden und Nordosten Finnmarks geht sie in die südarktische Vegetationszone über. Dort finden sich Hochgebirgspflanzen auf Meeresspiegelniveau. Es gibt keine eindeutigen botanischen Kriterien, um die beiden Bereiche gegeneinander abzugrenzen (vgl. MOEN 1998). Es dominieren Zwergstrauch-Gesellschaften mit Betula nana (Zwergbirke), Empetrum hermaphroditum (Zwittrige Krähenbeere) und Vaccinium uliginosum (Rauschbeere). An Bachläufen und in Schneetälchen ist die Vegetation aufgrund des vergrößerten Feuchtigkeitsangebotes und Windschutzes wesentlich artenreicher. Charakteristisch sind Weidengebüsche, u. a. mit Salix glauca (Schneeweide), Salix lanata (Wollige Weide) und Salix lapponum (Lappländische Weide). Eine Abgrenzung der unteralpinen Vegetationsstufe gegenüber der mittelalpinen Stufe ist - auch anhand von Luftbildern - relativ einfach, da sie die höchsten Vorkommen von Betula nana-Juniperus communis ssp. nana-Heiden, Vaccinium myrtillus-Gesellschaften und Salix-Gebüschen beherrbergt. Moore sind weit verbreitet, insbesondere Flachmoore. Im unteren Abschnitt der Höhenstufe existieren auch Hang- und Strangmoore sowie Palsamoore, deren Torfmächtigkeit höhenwärts abnimmt. In den küstennahen Tieflagen im Übergangsbereich unteralpine Höhenstufe / südarktische Vegetationszone sind die Torfmächtigkeiten zwar größer, doch wird die Palsaentwicklung dort durch das thermisch und hygrisch maritimere Klima mit relativ milden und schneereichen Wintern behindert. Die Obergrenze der unteralpinen Stufe steigt von 200-250 m ü. M. an der Nordostküste Finnmarks über 700-800 m ü. M. an den Gaissa-Bergen am Nordrand der Finnmarksvidda, 900-950 m ü. M. im Dreiländereck von Norwegen / Finnland / Schweden auf rund 1000 m ü. M. in den Abisko-Bergen an. Sie spiegelt die landeinwärts zunehmende klimatische Kontinentalität wider. Die unteralpine Stufe bildet einen Vegetationsgürtel von 200-400 m, der am breitesten ist, wo die Berge hoch sind. Die Verbreitung von Palsamooren ist aufgrund der größeren winterlichen Schneemächtigkeiten und der geringeren Torfmächtigkeiten deutlich geringer als in der nordborealen Vegetationszone. Die größere Reliefenergie in den Gebirgslagen begünstigt stellenweise die Entwicklung anderer Permafrosthügeltypen, insbesondere solcher, die im von Permafrost durchsetzten Gelände durch die Bildung eines Injektionseiskerns im organogenen und / oder minerogenen Substrat entstehen.

Die höhenwärts anschließende mittelalpine Vegetationsstufe erstreckt sich in den Abisko-Bergen bis in Höhenlagen von 1250-1300 m ü. M. Sie sinkt Richtung Norden bis auf ca. 1000 m ü. M. ab (Alta, Lakselv). In den nördlichen Abschnitten der großen Halbinseln Ostfinnmarks verläuft die Obergrenze in 400-500 m ü. M. Auf der Varanger-Halbinsel existieren weit gespannte mittelalpine Gebiete oberhalb von ca. 400 m ü. M. Die Vegetation setzt sich aus Grasheiden mit Festuca ovina (Schafschwingel) und Juncus trifidus (Dreispaltige Binse) sowie Schneetälchen-Gesellschaften zusammen. Zwergsträucher wie Empetrum hermaphroditum (Zwittrige Krähenbeere) treten nur verstreut auf. Auf überrieseltem Untergrund finden sich Kräuter der Gattungen Cerastium (Hornkraut), Ranunculus (Hahnenfuß) und Saxifraga (Steinbrech). Moose und Flechten spielen eine wichtige Rolle in der Vegetation, die vornehmlich fleckenhaft entwickelt ist. In der hochalpinen Stufe fehlt eine zusammenhängende Vegetationsdecke. Wo Vegetation vorhanden ist, handelt es sich zumeist um Schneetälchen-Gesellschaften mit Salix polaris (Polarweide) und Salix herbacea (Krautweide). Es gibt etwa 30, überwiegend verstreut wachsende Gefäßpflanzen, zu denen zahlreiche Saxifraga- (Steinbrech-) Arten, Campanula rotundifolia (Rundblättrige Glockenblume) und Rhodiola rosea (Rosenwurz) zählen. Es dominieren Moose und Flechten. In den Blockfeldern der Plateaus und in den Gipfellagen der hoch aufragenden Berge sind Flechten oftmals die einzigen sichtbaren Pflanzen auf den Blöcken und Felsen.

Die Pflanzendecke beeinflusst die thermischen Eigenschaften des oberflächennahen Substrats oder Bodens vornehmlich auf zweierlei Art, insbesondere wenn es sich um eine flächendeckende Wald-, Buschoder Zwergstrauch-Vegetation handelt: Erstens, indem sie im Winter den Schnee auskämmt und bindet, wodurch die Schneeakkumulation vergrößert und das Fortbestehen der Schneedecke verlängert wird; zweitens, indem sie im Sommer die Menge der Sonneneinstrahlung, die die Bodenoberfläche erreicht, reduziert. Sie beeinflusst damit u. a. auch die lokalen Voraussetzungen für die Entwicklung von Permafrosthügeln und kontrolliert dadurch deren Verbreitungsmuster. Eine Baum- oder Buschgruppe schafft sich ihr eigenes Mikroklima, das den Wärme- und Feuchteaustausch an der Bodenoberfläche bestimmt. Sobald die Vegetation die Geschwindigkeit des Treibschnees abbremst und die Sublimationsrate verringert, vergrößert sich die Mächtigkeit der Schneedecke. Die lichten Birkenwälder auf der Finnmarksvidda und im nordschwedischen Binnenland weisen in der Regel keine hinreichend dichte Deckung (Canopy) auf, um die Bodenoberfläche im Sommer zu beschatten und dadurch abzukühlen, was der Entwicklung und dem Erhalt von Permafrostboden förderlich wäre. Stattdessen fungiert die Vegetation im Winter eher als Schneefänger, was den gegenteiligen Effekt hat: Die Schneemächtigkeit nimmt zu, wodurch die oberflächennahen Substratlagen vor der Kälte besser geschützt werden. Die Bodentemperaturen nehmen in der Folge zu, und Permafrostboden kann sich nicht bilden. In der Torneträsk-Region verläuft die Baumgrenze an nordexponierten Hängen 100-200 m tiefer als an Südhängen. Permafrost findet sich infolge der weniger direkten Sonneneinstrahlung in tieferen Höhenlagen als an Südhängen (vgl. JOHANSSON, CHRISTENSEN, ÅKERMAN & CALLAGHAN 2006). Möglicherweise wird die Permafrostverbreitung dort auch durch die Vegetation beeinflusst: Die dünne Schneebedeckung der Hänge oberhalb der Baumgrenze gestattet ein tiefes Eindringen der winterlichen Kältewellen in den Boden und begünstigt dadurch die Bildung von Permafrostboden.

Von den in Norwegisch und Schwedisch Lappland anzutreffenden frostdynamisch entstandenen Permafrosthügeltypen weisen die Palsas die auffälligsten Wechselwirkungen mit der Vegetation auf. Mit Ausnahme der in Nordfennoskandien relativ seltenen reinen Mineralbodenpalsas (Lithalsas) ist Torf an der Morphogenese beteiligt, der nach Ansicht vieler Autoren (vgl. u. a. SEPPALA 1988) sogar ein unverzichtbarer Bestandteil der Palsas ist und deren Genese erst ermöglicht. Dennoch beschäftigen sich nur wenige Studien mit der Vegetation als Voraussetzung der Torfbildung und ihrer Rolle für die Morphodynamik der Palsas, etwa bei der Aggradation und Degradation der Hügel. Um den Einfluß der Vegetationsdecke auf die Wärmeaustauschprozesse in den oberflächennahen Palsaschichten zu erfassen, wurden in den Sommermonaten der Jahre 1981-1989 die Auftautiefen auf zahlreichen Palsas bei unterschiedlicher Vegetationsbedeckung gemessen (vgl. MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996). Ferner wurden im April 1982 und Januar 1988 die Schneemächtigkeiten auf und am Rande ausgewählter Palsas ermittelt, um die Beziehungen zwischen der Art, Dichte und Höhe der Vegetation einerseits und der Schneeakkumulation andererseits zu beleuchten. Die Untersuchungen wurden vornehmlich in den straßennahen, auch im Winter relativ gut zugänglichen Palsamooren im Raum Karlebotn-Varangerbotn am inneren Varangerfjord durchgeführt. Zu Vergeichszwecken wurden Palsas bei Lakselv am inneren Porsangerfjord sowie auf der Finnmarksvidda entlang der R 92 (Cuovdatmåkki-Vuoddasjåkka-Gargoluobbal-Lappoluobbal) und der R 93 (Kautokeino/Avzi-Siccajavre-Aidejavri) untersucht. Die Palsamoore bei Karlebotn und Lakselv zeichnen sich durch ein äußerst reichhaltiges Formeninventar aus, in dem nahezu alle bekannten Formvarianten vertreten sind. Auf der Finnmarksvidda wurden außer den weithin vorherrschenden Plateaupalsas vornehmlich Kuppel- und Komplexpalsas studiert.

Da der Untersuchungszeitraum viel zu kurz war, um vollständige Palsa-Entwicklungszyklen (Aggradation, Stabilität, Degradation einzelner Palsas) zu dokumentieren, wurde eine Zeit-Raum-Substitution angewendet, indem der Entwicklungsverlauf der aktuellen lebenden Vegetation auf den Palsas mit auffälligen Veränderungen der Makrofossil-Zusammensetzung in vertikalen Torfprofilen verglichen wurde. Ferner konnten abseits der militärischen Sperrgebiete (Varangerbotn, Lakselv) ältere Schwarz-Weiß-Luftbilder zum Vergleich herangezogen werden. Bei einigen Palsas im Raum Karlebotn konnte die Palsa- und Vegetationsentwicklung anhand von älteren Feldfotos von ÅHMAN (1977) seit Mitte der 1960 er Jahre annäherungsweise rekonstruiert werden. Als Glücksfall für die Untersuchungen erwiesen sich die klimatischen Verhältnisse im Jahre 1981: Der ungewöhnlich kalte und lange Winter 1980/81 hatte ein tiefes Eindringen der Kältewellen in die Torfablagerungen ermöglicht, so dass, insbesondere am inneren Varangerfjord, viele Frostbodenlinsen den anschließenden Sommer in Gestalt neuer embryonaler Palsas überdauerten. Die Vegetationsentwicklung am Platze dieser Palsas konnte in den folgenden Jahren näher studiert und mit Veränderungen an älteren Palsas, u. a. aus den kalten Jahren 1966-1968, verglichen werden. Da die 1980er Jahre relativ kühl waren, überdauerten viele dieser Palsas, und zwischen 1985 und 1987 wurden weitere Palsas angelegt. Dadurch standen während des Untersuchungszeitraumes außer den weit verbreiteten großen und offenbar wesentlich älteren Entwicklungsstadien auch zahlreiche embryonale und junge Entwicklungsstadien für die Palsa- und Vegetationsstadien bereit. Es konnten, zumindest im Raum Karlebotn-Varangerbotn, Palsas in allen denkbaren Entwicklungsphasen analysiert werden. In einigen Fällen war es sogar möglich, die Palsa- und Vegetationsentwicklung bis in die Gegenwart (2013) zu verfolgen.

Stratigraphische Untersuchungen von Palsatorf belegen, dass der Torf jener Vegetation, die das Moor in der Palsaumgebung prägt, den Torf jener Vegetation unterlagert, die sich erst nach der Heraushebung des Palsakörpers über den Moorwasserspiegel gebildet hat (vgl. u. a. VORREN 1972, 1979a, VORREN & VORREN 1976). Folglich muß die Untersuchung der Vegetationsentwicklung auf den Palsas bereits mit der Untersuchung der Moorvegetation in der Umgebung der Palsas beginnen. Dort dominieren vor allem hygrophile Pflanzen der Gattungen *Eriophorum* (Wollgräser), *Carex* (Seggen) und *Sphagnum* (Torfmoose). Die Vegetation zeichnet sich durch eine geringe Biomasse aus.

Das Initialstadium (Embryonalstadium) der Palsaentwicklung entsteht dort, wo Unterschiede in der Schnee- und / oder Vegetationsdecke des Moores ein differenziertes Eindringen des Frostes in die Torflagen in Verbindung mit einer lokalen Eissegregation infolge Kryosuktion bewirken (vgl. u. a. MEIER 1985, SEPPÄLÄ 1986, 1988). Durch die Eisakkumulation im frostempfindlichen Substrat bilden sich runde bis langgestreckte, schildförmige, im ersten Jahr bis zu 30 cm hohe Hügelformen im Moor. Die Pflanzenarten ihrer Vegetationsdecke sind mit den Arten in den angrenzenden Moorabschnitten nahezu identisch. Neben *Eriophorum angustifolium* (Schmalblättriges Wollgras) dominieren *Carex*- und *Sphagnum*-Arten. Trotz ihrer geringen Abmessungen fallen die Hügelbildungen im Moor auf: Ihre Oberfläche ist unmittelbar nach der Heraushebung aus dem Moorwasserspiegel-Niveau zunächst hellgelb; später verwelken und vertrocknen die *Sphagnum*-Moose und sterben ab, was den Hügeln eine graue Färbung verleiht, die einen deutlichen Kontrast zum Hellgrün der umgebenden Moorvegetation bildet. ZUIDHOFF & KOLSTRUP (2005) bezeichnen dieses Stadium, in dem die hygrophilsten Arten bereits abgestorben sind, aber neue Arten noch keine Zeit zur Ansiedlung hatten, anhand von einschlägigen Untersuchungen in nordschwedischen Palsamooren als "initiales Aggradationsstadium", wobei die einzelnen Arten auf den neu gebildeten Palsahügeln niedriger sind als dieselben Arten in den benachbarten Moorpartien.

Nach weiterer Eisbildung und damit verbundenem Wachstum erheben sich die Palsas nach einigen Jahren soweit über ihre Umgebung, dass eine bessere Drainage gewährleistet ist. Hygrophile Arten werden dadurch an die feuchtere Hügelperipherie gedrängt. Während die höheren, zentralen Hügelabschnitte von wind- und kälteresistenten, trockenheitstoleranten Arten besiedelt werden, insbesondere von Polytrichum strictum. Bei hinreichender winterlicher Schneebedeckung siedeln sich Betula nana und Rubus chamaemorus an. In diesem Stadium unterscheidet sich die Palsavegetation in ihrer Artenzusammensetzung bereits deutlich von derjenigen in den angrenzenden feuchten Moorabschnitten. ZUIDHOFF & KOLSTRUP (2005) nennen diese Phase der Palsaentwicklung "fortgesetztes Aggradationsstadium", und zwar unabhängig davon, ob der Bodenfrost die feinkörnigen Sedimente der minerogenen Moorunterlage erreicht hat oder nicht (vgl. SEPPÄLÄ 1986). Nach Ausweis der eigenen Feldbefunde aus Palsamooren in Finnmark ist ein Kontakt mit der minerogenen Moorunterlage in diesem Frühstadium eher unwahrscheinlich: Alle 28 näher untersuchten Palsas dieses Stadiums "drifteten" frei im Moor, was sich mittels Belastung und "Schaukeltest" rasch und zuverlässig feststellen ließ. WRAMNER (1973) fand allerdings bei Untersuchungen im nordschwedischen Tavvavuoma einzelne Palsas, in denen der gefrorene Kern schon im "Embryonal-Stadium" der Palsaentwicklung infolge einer sehr dünnen Torfdecke in die frostempfindlichen, schluffigen Sedimente der Moorunterlage hinabreichte. Die Definition von ZUIDHOFF & KOLSTRUP (2005) besticht durch ihre Unabhängigkeit von der jeweiligen Torfmächtigkeit im Moor und ist daher, je nach Feldbefund, vielseitig anwendbar.

Mit zunehmendem Wachstum vergrößert sich die Palsahöhe und die Palsaflanken versteilen sich. Zugleich trocknen die oberflächlichen Torflagen aus. Die Vegetation wird hinsichtlich ihrer Wasserversorgung völlig abhängig vom Niederschlag. In diesem Reifestadium ("stabiles Stadium" nach ZUIDHOFF & KOLSTRUP 2005) gewinnen xerophile Arten deutlich die Oberhand auf dem Palsa, insbesondere im Kronenbereich. Außer durch *Empetrum hermaphroditum*, die das xerophile Milieu zuerst besiedelt und als Kennart für solche Verhältnisse gilt, erfolgt eine Besiedlung durch Rubus chamaemorus und Vaccinium uliginosum, begünstigt durch die Wind- und Kälteresistenz bei dünner winterlicher Schneebedeckung. Die Palsaoberflächen sind in diesem Stadium relativ spaltenarm, und es existieren nur wenige vegetationsfreie, nackte Torfflächen. Die Vegetation bildet einen recht dichten Teppich aus Zwergsträuchern und Rubus chamaemorus. Betula nana besiedelt nun auch die Kronenbereiche der Palsas, bevorzugt dort aber wind- und kältegeschützte Standorte, etwa entlang von Spaltenzügen oder in geschützten Leelagen. Dadurch werden die oberflächennahen Torflagen gegen Deflation, Abluation und Erosion geschützt, da die Pflanzenwurzeln im Untergrund den Torf binden. Neben den Gefäßpflanzen finden sich im exponierten Kronenbereich der Palsas verschiedene Flechtenarten, insbesondere der Gattungen Cladonia und Cetraria. An den Palsaunterhängen wachsen Betula nana, vereinzelt auch Betula pubescens ssp. czerepanovii, Ledum palustre, Rubus chamaemorus, Vaccinium myrtillus und Vaccinium vitis-idaea, die sonnige, südexponierte Hänge bevorzugt. Hinzu kommen, insbesondere im feuchten und schattigen Fußbereich der Palsas, verschiedene Moosarten.

Sowohl die Studien in den Palsamooren der inneren Fjordregion als auch jene in den binnenländischen Mooren Finnmarks belegen eine enge Beziehung zwischen der winterlichen Schneetiefe und der Verteilung der Pflanzenarten auf den Palsas. Bei vergleichbaren Rahmenbedingungen, die vor allem an der Oberfläche von Plateaupalsas weithin gegeben sind, wurde die größte Schneemächtigkeit über Betula nana-Gebüsch beobachtet, gefolgt von Empetrum hermaphroditum-Teppichen. Die geringsten Schneemächtigkeiten wurden über nacktem Torf und Krustenflechten-Überzügen angetroffen. Betula nana kämmt den Schnee aus und bindet ihn; zugleich wächst sie vorzugsweise an Plätzen mit stärkerer Schneebedeckung und meidet die wind- und kälteexponierten Palsakronen. Die engen Wechselwirkungen zwischen Vegetation, Schneedecke und Bodentemperaturen sind bekannt. Im Schutze einer Zwergstrauch-Vegetation abgelagerter Schnee zeichnet sich durch eine relativ geringe Dichte und damit auch durch eine geringe thermische Leitfähigkeit aus, wodurch das Isolationsvermögen der Schneedecke erhöht wird. Auf diese Weise kann die Vegetation an der Palsaoberfläche das Bodenfrostregime im Palsakörper beeinflussen und möglicherweise die Eissegregation indirekt steuern (vgl. auch ZUIDHOFF & KOLSTRUP 2005). Die Studien zur sommerlichen Auftautiefe der Palsas lassen deutliche Beziehungen zwischen der Art der Vegetationsdecke und der Tieferschaltung der Frostbodenoberfläche erkennen, die am Ende der sommerlichen Auftauperiode im Oktober besonders deutlich in Erscheinung treten (vgl. MEIER 1985, 1996). Die Auftauschicht ist unter einer dichten und höheren Vegetation am geringsten. Auf den Palsakronen ist sie unter einem Empetrum hermaphroditum-Teppich am geringsten, unter nacktem Torf und Krustenflechten am größten. An den Palsahängen reduziert ein dichtes Pflanzenkleid aus Rubus chamaemorus oder Vaccinium myrtillus ebenfalls die Auftautiefe. Dies läßt sich auf die Beschattung der Torfoberflächen durch die Vegetation zurückführen; die reduzierte Sonneneinstrahlung mildert die Temperaturschwankungen in den oberflächennahen Torflagen.

ZUIDHOFF & KOLSTRUP (2005) ziehen die Trennlinie zwischen dem "aggradierenden" und dem "stabilen Palsastadium" in Nordschweden dort, wo ein Wechsel von hygrophilen zu xerophilen Bedingungen an der Palsaoberfläche stattfindet, angezeigt durch eine rasch fortschreitende Besiedlung mit *Empetrum hermaphroditum* und *Ericaceae*. Diese Differenzierung läßt sich auch in den Palsamooren Finnmarks anwenden.

Die zunehmende Eissegregation im Palsakern und das damit verbundene Palsawachstum leiten den Palsazerfall ein. Der deutlich über die umgebende Mooroberfläche aufragende, exponierte Palsakörper unterliegt nun verstärkt der Deflation, Abluation und Erosion ("degradierendes Stadium" nach ZUIDHOFF & KOLSTRUP 2005). Bereits vorhandene Spalten im Kronenbereich der Palsas verbreitern und vertiefen sich, und an den Palsarändern reißen neue Spalten auf, die der Blockerosion Vorschub leisten. Durch Unterschneidung der Palsaflanken gelangt Moorwasser zum gefrorenen Palsakern, der zu tauen beginnt. Das Palsawachstum kommt zum Stillstand, die Palsahöhe nimmt allmählich ab. An der Palsaoberfläche entstehen immer mehr Unebenheiten, wodurch sich die Vielfalt der ökologischen Nischen vergrößert. Die vergrößerte Diversität der Standorte spiegelt sich auf den meisten Palsas in einer im Vergleich zum Reifestadium vergrößerten Artenvielfalt wider. Dabei können xerophile und hygrophile Pflan-

zen gelegentlich in geringem Abstand zueinander auftreten, etwa in und am Rande von Spaltenzügen. In den Palsamooren am inneren Varangerfjord fanden sich *Vaccinium myrtillus* und *Vaccinium vitis-idaea* auf degradierenden Palsas. Beide Arten wachsen, ähnlich *Betula nana*, an Standorten mit einer mäßig dicken winterlichen Schneedecke. Trotz der vergrößerten Pflanzenvielfalt hat die Anzahl und die Größe nackter Torfflächen auf den Palsas im degradierenden Stadium gegenüber dem Reifestadium deutlich zugenommen.

Im degradierenden Stadium verändert sich die Gestalt der Palsas als Folge der verschiedenen Abtragungsprozesse ganz erheblich. Im "degradierten Stadium" (vgl. ZUIDHOFF & KOLSTRUP 2005) gibt es keine morphologische Ahnlichkeit mehr mit dem ehemaligen Palsa. Im besten Fall zeichnet ein flacher, 0,5-1,0 m hoher Ringwall, der einen Tümpel umschließt, die Ränder des zerfallenen Palsas nach. Die Wälle können bei hinreichender Torfmächtigkeit zunächst noch einen Permafrostkern enthalten, der aber mit zunehmendem Zerfall und Abflachung der Wallstrukturen allmählich austaut. Die Vielfalt an Pflanzenarten vergrößert sich nochmals; am Platze des ehemaligen Palsas entstehen zunächst kleine Wasserflächen, dann runde bis ovale Teiche, die die Einwanderung hygrophiler Pflanzenarten begünstigen. Auf den Ringwällen und Wallrelikten können xerophile Arten eine Zeit lang überdauern. An den Flanken der Wälle sammelt sich im Winter häufig Schnee, der das Eindringen der Kältewellen in das Substrat verhindert und dadurch die Permafrostboden-Degradation weiter fördert. Zugleich begünstigt er die Ansiedlung von Pflanzenarten, die einen winterlichen Schneeschutz benötigen. Das degradierte Stadium stellt das letzte (finale) Glied im Palsa-Entwicklungskreislauf dar. Bestand der degradierte Palsa ganz aus Torf, wird er keine längerfristigen Spuren im Landschaftsbild hinterlassen. Handelte es sich jedoch um einen Palsa mit Mineralbodenkern, kann der Ringwall einen hohen Mineralbodenanteil aufweisen. Diese Wälle sind gegenüber der Abtragung resistenter als reine Torfwälle. Sie können unter günstigen edaphischhydrologischen Bedingungen einige Jahrhunderte bis Jahrtausende überdauern (vgl. MEIER 1987, 1988/89, 1991a, 1996).

Die Untersuchungen in den Palsamooren der nordborealen und der mittelborealen (Lakselv) Vegetationszone deuten auf enge Wechselwirkungen zwischen der Palsa- und der Vegetationsentwicklung. Während des Palsawachstums findet ein Wechsel von hygrophilen zu mehr trockenheitstoleranten Pflanzenarten statt. Mit zunehmender Höhe vergrößert sich die Anzahl ökologischer Nischen auf dem Palsa, was eine größere Artenvielfalt zur Folge hat. Die Zwergstrauch-Vegetation beeinflusst die thermischen Eigenschaften in den oberflächennahen Torfschichten sowohl im Winter als auch im Sommer. Im Winter wirkt sie als Schneefalle und trägt somit zu einer besseren Isolierung des Untergrundes gegen die winterlichen Kältewellen bei. Im Sommer schützt sie die Torfoberflächen vor der direkten Sonneneinstrahlung und begünstigt dadurch den Erhalt des gefrorenen Palsakerns. Mit dem Zerfall der Palsas ist eine Zunahme der hygrophilen und eine Abnahme der trockenheitsresistenten Pflanzen verbunden. Anhand der morphologischen Merkmale und der Vegetationsbedeckung der Palsas läßt sich der Palsa-Entwicklungskreislauf in verschiedene Stadien gliedern. In den Palsamooren der südarktischen Vegetationszone (Komagelvtal, Skallelvtal) und der alpinen Vegetationsstufe (Sennaland, Grönåsen) konnten die Wechselwirkungen zwischen der Palsa- und der Vegetationsentwicklung nur am stabilen Reifestadium und an den verschiedenen Zerfallsstadien studiert werden, da dort bereits in den 1980er Jahren keine Initial- und Aggradationsstadien mehr angetroffen wurden. Die Merkmale der Palsa-Degradationsstadien sind denen in der nordborealen und mittelborealen Zone vergleichbar. Der Palsazerfall vollzieht sich dort allerdings besonders rasch, möglicherweise aufgrund der größeren winterlichen Schneemächtigkeiten, die das Eindringen der Kältewellen in den Untergrund erheblich erschweren. Die Palsas im Skallelvtal, auf dem Sennaland sowie auf dem Grönåsen-Höhenzug sind mittlerweile vollständig zerfallen ohne im Gelände auffällige Spuren zu hinterlassen.

Die Frostblister in den höheren Lagen der Abisko-Berge sind Anfang der 1980 er Jahre in feuchten Talabschnitten mit unterschiedlicher Vegetationsbedeckung entstanden. Die am tiefsten gelegenen Hügel befanden sich auf der Rakkaslako I-Verebnung in einer Höhenlage von ca. 840 m ü. M. im mittleren Abschnitt der unteralpinen Vegetationsstufe deutlich oberhalb der in ca. 550 m ü. M. verlaufenden oberen Birkenwaldgrenze. Die inzwischen kollabierten Hügel besetzten die feuchtesten Abschnitte eines kleinen Moorkomplexes am Fuße eines Schwemmfächers an der Ausmündung eines höher gelegenen Seitentales. Die Vegetation über der 30-40 cm mächtigen Torfdecke umfasst hauptsächlich *Carex-* und *Scirpus*-Arten mit Braunmoosen in der Bodenschicht. Bei der Morphogenese der Hügel wurde die Vegetationsdecke stellenweise durch Spaltenbildung zerrissen. Die verbliebene Vegetation war 1985 bei mehreren Hügeln gelblich-grau, verwelkt und abgestorben, bei anderen hellgrün und frisch. Die Hügel unterschieden sich offenbar durch ihr Alter, wobei die grauen Hügel nach Ausweis der Feldbefunde erst im vorausgegangenen Winter aufgewölbt worden waren. Auf den wieder begrünten Hügeln hatte eine Regeneration der Vegetation stattgefunden, wobei sich auch mehrere Zwergbirken angesiedelt hatten. Dennoch hatten die Hügel nur wenige Jahre Bestand, wie spätere Kontrollbesuche ausweisen. Das für die Morphogenese erforderliche, unter hydrostatischem Druck stehende Bodenwasser wird an diesem Standort über den benachbarten Schwemmfächer angeliefert. Die edaphisch-hydrologischen und klimatischen Bedingungen waren während der letzten beiden Jahrzehnte offenbar ungünstig für die Anlage neuer Hügelformen. Die durch Spaltenbildung zerrissene Torf- und Vegetationsdecke der Hügel konnte das Ausschmelzen der Blankeiskerne und den damit verbundenen Hügelzerfall nicht verhindern.

Die auf der etwas höher gelegenen Rakkaslako II-Verebnung (875 m ü. M.) 1985 angetroffenen Frostblister zeichneten sich durch größere Abmessungen und eine größere Formenvielfalt aus als die Frostblister auf dem tieferen Niveau. Die Torfmächtigkeit beträgt in den zentralen Abschnitten der Verebnung 20-30 cm und nimmt zu den Rändern hin ab. Die Vegetation besteht in den feuchtesten Bereichen vornehmlich aus Carex-, Scirpus- und Eriophorum-Arten sowie Sphagnum-Moosen. In Schutzlagen am Fuße der Hügel sowie an trockeneren Standorten am Rande der versumpften Mulde sowie im Schutze größerer Steine und Blöcke wächst Betula nana. Die Vegetation auf den Hügeln unterschied sich im August 1985 durch ihre gelblich-braune Färbung deutlich von der hellgrünen Hügelumgebung. Außer diesen vorherrschenden, mehr oder weniger kuppelförmigen Hügeln existierten einige flache, schildförmige Aufwölbungen auf der Verebnung, die durch ihre hellgraue Färbung auffielen. Diese Erhebungen waren spaltenfrei und offenbar erst im vorausgegangenen Winter entstanden. Die hygrophile Vegetation war nach der Heraushebung über den Wasserspiegel im Moor / Sumpf verwelkt und abgestorben. Die größeren, kuppelförmigen Hügel waren in der Mehrzahl von tiefen Spalten durchzogen, die sich teilweise bis in die minerogenen Sedimente unterhalb der Torflage erstreckten. Die Altersstellung dieser Hügelformen ist unklar; sie läßt sich mittels der Vegetationsmerkmale nicht eindeutig eingrenzen. Profilgrabungen durch zahlreiche Hügel belegen außer der Existenz eines Injektionseiskerns auch das Auftreten von dünnen Segregationseislamellen und -linsen im Torf und / oder Mineralboden. Zumindest einige der Hügel sind als Frostblister angelegt und anschließend durch Bildung von Segregationseis weiter in die Höhe gewachsen, was eine längere Entwicklungszeit dieser Hügelvariante im Vergleich zu reinen Frostblistern impliziert. Durch das zusätzliche Wachstum sollte sich auch die Überlebensdauer der Hügelformen verlängert haben. Die Merkmale der Vegetation auf den Hügelkronen sprechen allerdings gegen ein höheres Alter: Es handelt sich um dieselben Pflanzenarten wie in der Hügelumgebung; eine xerophile, trockenheits- und kälteresistente Vegetation hatte sich nicht angesiedelt. Fotos aus dem August 1982 (vgl. MALMSTROM & PALMER 1984) zeigen u. a. hellgraue, schildförmige Hügelbildungen auf der Verebnung; sie dokumentieren, dass schon damals Frostblister im Gebiet existierten. Ob es sich dabei um die Ausgangsformen der 1985 angetroffenen kuppelförmigen Hügel vor der Segregationseisbildung handelt, bleibt unklar. Das Vorkommen zahlreicher kleiner Thermokarsttümpel zwischen den Hügeln belegt indessen, dass inzwischen viele Frostblister kollabiert waren, und dass die 1985 beobachteten Hügel nur einen Bruchteil des ursprünglich vorhandenen Hügelinventars repräsentierten. Der Hügelzerfall setzte sich, nicht zuletzt aufgrund der relativ dünnen, im Sommer wenig isolierenden Torf- und Vegetationsdecke, in den folgenden Jahrzehnten fort, durch den Erwärmungstrend vermutlich erheblich beschleunigt.

Die am höchsten gelegenen Frostblister wurden in den 1980 er Jahren in verschiedenen Hochtälern in Höhenlagen zwischen 900 m ü. M. und 1050 m ü. M. angetroffen. Sie befinden sich im oberen Abschnitt der unteralpinen Vegetationsstufe, im Pallenvagge-Siellavagge-Gebiet im Grenzbereich zur mittelalpinen Vegetationsstufe. Charakteristisch ist eine Lage an feuchten Standorten, entweder im Talsohlenbereich entlang von Bachläufen oder in Beckenlagen im Fußbereich hoch aufragender Berge. Im letzten Fall erfolgt die Wasserversorgung durch Schmelzwasser langfristiger Schneeflecken, das die Hänge herabfließt und sich in den Mulden sammelt. Dabei werden auch Feinsedimente eingeschwemmt, auf denen sich stellenweise Grasheiden aus *Carex bigelowii* (Starre Segge), *Juncus trifidus* (Dreispaltige Binse) und *Eriophorum scheuchzeri* (Scheuchzers Wollgras) entwickelt haben. Diese Vegetation kennzeichnet dort sowohl die Hügel als auch deren Umgebung. Andere Hügel, zumeist an besonders feuchten Standorten mit Staunässe gelegen, waren zwar von *Sphagnum*-Teppichen und einer *Carex-Eriophorum*-Vegetation umgeben, trugen selbst aber ein eher xerophiles Pflanzenkleid aus *Eriophorum hermaphroditum* und verschiedenen Flechtenarten. An den feuchten und längerfristig schneebedeckten Hügelrändern wuchsen *Betula nana* und *Salix herbacea* (Krautweide). Diese vornehmlich in feinkörnigen, schluffig-sandigen bis sandigen Sedimenten entwickelten Hügelformen waren vollständig oder zumindest an den Rändern von einer 5-10 cm dünnen Torfdecke überzogen. An den Flanken einiger höherer Hügel hatten sich bereits Spalten gebildet, wodurch die Torfdecke in Blöcke zerlegt worden war, die – analog der Blockerosion bei Palsas – gravitativ zum Hügelrand verlagert wurden.

Außer diesen in feinkörnigen Sedimenten angelegten, torf- und vegetationsbedeckten Frostblistern wurden Hügelvarianten angetroffen, deren Oberfläche sich aus Steinen und Blöcken zusammensetzte, wobei Moose und Flechten die einzigen sichtbaren Pflanzen darstellten. Dieser Hügeltyp ist vor allem auf den periodisch überfluteten Schottertalsohlen der trogförmigen Hochtäler im Ostteil der Abisko-Berge zu finden, wobei seeartig verbreiterte Abschnitte der Bachbetten als Standorte bevorzugt werden. Grabungen in einigen Hügeln stießen unter der oberflächlichen Blockdecke auf feinkörnigere Sedimente, überwiegend sandig-kiesigen Verwitterungsdetritus der lokal anstehenden Festgesteine, der kaum Schluff enthielt und daher wenig frostempfindlich war. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass die pelitischen Korngrößenfraktionen der Sedimente durch die Schmelzwasserbäche ausgespült worden sind. Der Permafrost- / Eiskern der maximal 1,5 m hohen Hügel befand sich zum Zeitpunkt der Grabungen (August) unterhalb des Wasserspiegels der nahezu trockengefallenen Gerinne.

Die Funde der nahezu vegetationslosen Frostblister in den höheren Lagen der Abisko-Berge zeigen, dass für die Morphogenese dieses Hügeltyps das Vorhandensein einer thermisch isolierenden Vegetationsund / oder Torfdecke nicht zwingend erforderlich ist. Wie lange die Hügel Bestand haben und überdauern, wird von den klimatischen Rahmenbedingungen bestimmt, insbesondere von den Temperatur- und Schneeverhältnissen. Die stärker wind- und kälteexponierten Hochtallagen im Ostteil der Abisko-Berge bieten günstigere Voraussetzungen für ein längerfristiges Überdauern dieser Hügelvariante als die Tal- und Beckenlagen im stärker maritim getönten Rakkaslako-Gebiet. Dort konnte selbst die Existenz einer Vegetations- und Torfdecke das Kollabieren der Hügel im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte nicht verhindern. Die Mehrzahl der Hügel war zwar 100-200 m tiefer gelegen als die Hügel im kontinentaleren Nissunvagge-Pallenvagge-Gebiet, doch sind auch die wenigen in vergleichbarer Höhenlage im südwestlichen Seitental entwickelten Hügel inzwischen zerfallen. Das Alter der am höchsten gelegenen Frostblister läßt sich in den meisten Fällen mangels einer Vegetations- und Torfdecke nicht ermitteln. Ein stein- und blockbedeckter, ca. 1,5 m hoher Hügel im Nissunvagge-Hochtal existierte nach Ausweis eines Fotos von RAPP (1983) bereits 1980. Einige Blöcke im Kronenbereich des Hügels zeigten einen Flechtenbesatz (Feldbesuch 1982), was auf ein höheres Alter deuten könnte. Die Frostblister im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Baches wurden in den kalten Wintern 1981, 1985 und 1987 angelegt. Die jüngsten dieser Hügel überdauerten trotz einer dichten Grasvegetation und einer stellenweise bis zu 10 cm mächtigen Torfdecke nur wenige Jahre. Die thermisch isolierende Wirkung der Vegetations- und Torfdecke reichte offensichtlich nicht aus, um die bereits 20-30 cm unter der Hügeloberfläche anzutreffenden Blankeiskerne längerfristig vor dem Abschmelzen zu schützen.

6. Altersstellung der Permafrosthügel

Das Alter der frostdynamisch entstandenen Permafrosthügel läßt sich, sofern die Hügel im Beobachtungszeitraum 1979-2011 angelegt worden sind, direkt und sicher bestimmen. Die Altersdatierung älterer Hügel ist dagegen weniger zuverlässig und daher problematisch. Wo organisches Material an der Hügelmorphogenese beteiligt ist, läßt sich das absolute Alter der Hügel mit Hilfe der Radiokarbon-Methode (C14-Methode) eingrenzen. Steht kein organisches Material zur Verfügung, wie im Falle zahlreicher Frostblister, mehrerer großer pingoähnlicher Permafrosthügel und deren Zerfallsstadien sowie verschiedenen reinen Mineralbodenpalsas ohne Torfbedeckung (Lithalsas), ist eine genaue zeitliche Einordnung der Hügelanlage kaum möglich. Ist die Altersstellung nahe gelegener Hügelformen bekannt, besteht eventuell die Möglichkeit einer Korrelation mit bestimmten Zeitabschnitten (Jahren oder längeren Perioden), deren klimatische Verhältnisse für die Entwicklung bestimmter Permafrosthügeltypen als besonders günstig angesehen werden – eine häufig angewendete, aber unzuverlässige Methode.

Nach dem 2.WK wurde verschiedentlich versucht, das Alter der in Nordfennoskandien seit langem bekannten und weit verbreiteten Palsas mit Hilfe der Radiokarbon-Methode zu bestimmen. Torfproben aus Palsas zur Altersdatierung, Makrofossilanalyse, Pollen- und Torfstratigraphie lassen sich mittels Bohrung oder Grabung relativ leicht gewinnen (vgl. u. a. VORREN 1972, VORREN & VORREN 1976, ÅHMAN 1977, OKSANEN 2002, SEPPÄLÄ 2005). Die Auswertung und Deutung des Probenmaterials setzt jedoch eine genaue Kenntnis der Palsamorphogenese und -entwicklung voraus und ist nach wie vor eine große Herausforderung. Der genaue Zeitpunkt der Palsa-Initiierung läßt sich offenbar nur schwer ermitteln, wie die vorliegenden Datierungsversuche vermuten lassen.

Die Datierung von Palsas gründet sich auf die Veränderung der ökologischen Verhältnisse am Platze der Palsabildung als Folge der Heraushebung des Palsakörpers über den Moorwasserspiegel. Die hygrophilen Bedingungen werden durch xerophile Verhältnisse abgelöst. Gleichlaufend wird die hygrophile Vegetation des feuchten Moores aus Sphagnum-, Carex- und Eriophorum-Arten durch eine trockenheitstolerantere xerophile Vegetation aus Empetrum hermaphroditum und Rubus chamaemorus, Moosen und Flechten ersetzt. Der von diesen Pflanzen an der Oberfläche des austrocknenden Palsas gebildete xerophile Torf überlagert den vor der Palsaanlage abgelagerten hygrophilen Torf am Standort des Palsas. Torfproben zur Datierung des Initialstadiums der Palsaentwicklung sollten aus dem Kontaktbereich von xerophilem und hygrophilem Torf entnommen werden (vgl. VORREN 1972, SEPPÄLÄ 1988, 2005), und zwar von beiden Seiten des Kontakts, um die Sicherheit zu erhöhen. Auf den wind- und kälteexponierten Palsakronen kann Torf durch Deflation, Abluation und Erosion abgetragen worden sein. An der Finnmarksküste kommt es auch im Sommer und Herbst bei böigen Winden und gelegentlichen heftigen Stürmen zur Auswehung von Torf von den nackten, unbewachsenen Palsapartien (vgl. MEIER 1985). Im Binnenland werden die Palsakronen vor allem im Winter durch windtransportierte Eis- und Schneekristalle abradiert (vgl. SEPPALA 2003). Ist der Kontaktbereich zwischen dem hygrophilen Torf und dem darüber befindlichen xerophilen Ericales-Bryales-Torf entfernt worden, läßt sich der Zeitpunkt der Palsaanlage im Moor nicht datieren. Auf vielen Palsas an der windexponierten Finnmarksküste ist die xerophile Torflage bereits durch deflatorische Prozesse ganz oder teilweise abgetragen worden, so dass die Palsaoberfläche zumindest im Kronenbereich von hygrophilem Torf gebildet wird. Solche Palsa-Erosionsrelikte sind bisweilen schwer zu identifizieren. An den Palsarändern sind die Torflagen bei der Heraushebung des Palsakörpers aus dem Moor bisweilen stark aufgebogen oder verstellt worden, was nicht immer leicht zu erkennen ist und bei der Auswertung der Proben für Überraschungen sorgen kann. Bei der Entnahme von Torfproben für die Datierung der Palsa-Initiierung ist daher äußerste Sorgfalt geboten. Ferner darf nicht vergessen werden, dass die Palsas einen Entwicklungszyklus durchlaufen, wobei der Torf eines vollständig kollabierten Palsas in die Morphogenese eines neuen Palsas mit einbezogen werden kann. Beim Auftauen eines Palsas sinkt der xerophile Torf unter den Moorwasserspiegel und wird mit dem dortigen feuchten, hygrophilen Torf unter Auflösung der Straten vermischt. Entwickelt sich an diesem Platz im Moor ein neuer Palsa, ist sein Torf für eine Datierung der Palsaanlage und für pollenanalytische Studien ungeeignet.

Aus den Arbeitsgebieten in Finnmark und Norrbotten sowie den angrenzenden Gebieten in Troms und Finnland liegen einige Palsa-Datierungsversuche vor, deren Ergebnisse infolge der jeweils angewandten Methoden unterschiedlich genau und realistisch sind. ÅHMAN (1967, 1969) hat drei Palsas in Finnmark und einen Palsa in Troms mit der Radiokarbon-Methode datiert. Er konnte zeigen, dass sich die Torflagen der untersuchten Palsas in Karlebotn (Gaicajaeggi), Varangerbotn (Vuodnabatjaeggi), Lakselv (Brennelvmyra) und Altevatn (Troms) in ungestörter Lage befanden und keine Verlagerungen der Straten stattgefunden hatten. Der Torftyp der aus unterschiedlichen Tiefen entnommenen Proben wurde nicht näher erläutert. ÅHMAN (1977) kommt, unter der Annahme, dass die Torfbildung mit der Heraushebung des Palsakörpers über den Moorwasserspiegel am Platze des Palsas endet, und dass die Torfakkumulationsrate (minus des geschätzten Eisanteils) vor der Palsabildung konstant war, zum Schluß, das die untersuchten Palsas in Karlebotn 2450 BP (ca. 500 v. Chr.), Varangerbotn 2900 BP (ca. 950 v. Chr.) und Altevatn 750 BP (ca. 1200 n. Chr.) angelegt worden sind. Das Ergebnis aus Lakselv deutet auf eine Palsabildung in rezenter Zeit. Nach ÄHMAN handelt es sich um ein Palsa-Erosionsrelikt, auf dem sich erneut Vegetation ansiedeln konnte. Das Moor bei Varangerbotn wurde einige Jahre später von VORREN (1979b) untersucht. Ohne Kenntnis des beprobten Torftyps und der exakten stratigraphischen Verhältnisse in den Palsas deuten die Datierungen von ÅHMAN (1977) bestenfalls an, dass die zwei Palsas am inneren Varangerfjord deutlich älter sind als die Palsas am Altevatn und am Porsangerfjord (Lakselv).

VORREN (1972, 1979b) und VORREN & VORREN (1976) präsentieren C14-Datierungen aus fünf norwegischen und einem finnischen Palsamoor. Die datierte Torfprobe aus dem Råggastatjaeggi-Moor (nahe Altevatn) stammt aus dem Kontaktbereich zwischen dem *Ericales*-Torf an der Oberfläche des aktuellen Plateaupalsas und dem darunter befindlichen *Salix-Carex*-Torf. Die beiden Autoren halten das ermittelte Alter von 110 BP für zu jung. Auf der Basis einer pollenanalytischen Korrelation und der Annahme einer konstanten Torfakkumulationsrate vermuten sie ein Alter von 540 BP und meinen, dass dieser Palsa ähnlich einem Palsa im nordfinnischen Peerajärvi (bei Keinovuopio nahe Kilpisjärvi) während der Kleinen Eiszeit angelegt worden sein könnte (vgl. VORREN & VORREN 1976).

VORREN (1972) beschreibt aus dem Ferdesmyr bei Neiden vier Palsaprofile, zwei Strangprofile und ein Schlenkenprofil mit Pollendiagrammen und Radiokarbondaten. Eine Palsatorf-Probe wird auf 2210 BP datiert; sie stammt von Sphagnum lindbergii-Torf unterhalb des oberflächennahen Zwergstrauch-Sphagnum fuscum-Torfes. Eine andere Torfprobe aus einer Sphagnum fuscum-Lage zwischen Ericales-Torf ergab ein Alter von 530 BP. Offenbar ist der Palsa um 2210 BP angelegt worden; später wurden die Verhältnisse feuchter. Auch zwei verschiedene Palsazyklen am Standort sind denkbar. Das Alter der unteren Zwergstrauch-Torflage wird mit ca. 2500 BP angegeben, basierend auf einer Korrelation mit Pollenstratigraphien, einer C14-Datierung von Torf aus einem nahe gelegenen Schlenkenbereich sowie der Annahme einer unveränderten Torfakkumulationsrate. Eine weitere Datierung von Oberflächentorf eines anderen Palsas ergab ein C14-Alter von 3890 BP. Das datierte Material war Sphagnum lindbergii-Torf, was vermuten läßt, dass es von einem Erosionsrelikt stammt, das deutlich älter ist als der aktuelle Palsa. In dieser Studie stellt VORREN die Palsa- und Permafrost-Aggradation ins 17. Jahrhundert, aber die Gründe dafür bleiben unklar. Die oberflächlichen Torflagen der beiden anderen Palsas ähneln jenen der datierten: 13 cm mächtiger Ericales-Torf, unterlagert von einer dünnen Strate aus Sphagnum lindbergii-Sphagnum balticum-Sphagnum riparium-Torf, auf den Sphagnum fuscum-Ericales-Eriophorum vaginatum-Torf oder Ericales und Sphagnum fuscum-Torflagen folgen, teilweise in Wechsellagerung. Es bleibt unklar, ob sich die Sphagnum fuscum-Torflage weiter als 25 cm tiefenwärts erstreckt. Anhand einer Pollen-Korrelation datiert VORREN das Alter des einen Palsas auf ca. 600 BP, und die letzte Trockenphase des anderen Palsas auf 500-800 BP. Die Anlage der Moorstränge scheint sich auf 1900-2200 BP datieren zu lassen.

VORREN (1979b) präsentiert drei Palsa-Datierungen aus Troms und Finnmark. Die Datierungen ergaben C14-Alter von 840 BP (Sopnesmyra in Troms), 310 BP (Mårsajaeggi zwischen Lakselv und Kistrand) und 430 BP (Vuodnabatjaeggi bei Varangerbotn). Die Proben aus dem Sopnes-Moor und dem Mårsajaeggi umfassen nassen *Sphagnum lindbergii*-Torf bzw. *Sphagnum balticum*-Torf, der unmittelbar unterhalb der trockenen rezenten Palsaoberfläche entnommen wurde; die Probe aus dem Vuodnabatjaeggi

besteht aus *Sphagnum fuscum*-Torf. Nach VORREN zeigen die Datierungen den Zeitpunkt der Palsaanlage, obwohl der Autor die 840 BP des Sopnesmyra-Palsas für zu jung hält, da die Torfprobe von einem windexponierten Standort stammt. Ferner gilt der Zeitabschnitt 1000-750 BP als warme Phase und dürfte daher für die Anlage von Palsas ungeeignet gewesen sein (vgl. VORREN 1979b). Die stratigraphischen Verhältnisse des Palsaprofils bei Varangerbotn werden nicht näher erläutert.

VORRENs (1972, 1979b) und VORREN & VORRENs (1976) Radiokarbon-Datierungen weisen an der Finnmarksküste auf die Anlage von Palsas um 310 BP, 470 BP und 530 BP, in Troms um 110 BP und 840 BP sowie in Finnland um 1010 BP. Von diesen Datierungen stellt 310 BP eine relativ zuverlässige Altersangabe für eine Palsabildung dar; 110 BP ist nach VORREN zu jung, 840 BP und 1010 BP zu alt. Stattdessen glaubt VORREN, dass alle untersuchten Palsas während der Kleinen Eiszeit (ca. 500-150 BP) angelegt worden sind, aber es gibt keinen überzeugenden Beleg dafür. Im Vuodnabatjaeggi-Moor wurde *Sphagnum fuscum*-Torf auf 470 BP datiert; folglich repräsentiert die Altersangabe möglicherweise nicht den Zeitpunkt der ersten Palsaanlage und Permafrost-Aggradation an der Lokalität. Im Ferdesmoor wurden die ersten Palsas wahrscheinlich um 2100 BP angelegt, während die Datierung 530 BP das letzte trockene Palsastadium widerspiegeln könnte. Um 2500 BP gab es dort einen älteren Palsazyklus. Der erodierte Palsa im Ferdesmoor ist jünger als 3890 BP. Für das letzte trockene Stadium der anderen beiden Palsas lassen pollenstratigraphische Befunde ein Alter um 600 BP vermuten.

GÖTTLICH et al. (1983) studierten einen Palsa mit wechsellagernden Diatomeen- und Holzkohle-Lagen im Stuorajaeggi-Hangmoor zwischen Kautokeino und Bidjovagge auf der westlichen Finnmarksvidda. Es werden Radiokarbon-Datierungen nebst Makrofossil-, Pollen-, Diatomeen- und Tritium-Analysen von einigen Proben vorgestellt. Die Torfmächtigkeit im untersuchten Palsa beträgt 5,0 m, in der benachbarten Schlenke 2,4 m. Die anderen Palsas im Moor enthalten keine Diatomeen-Lagen. Die Informationen über die Auftautiefen, die stratigraphischen Verhältnisse sowie die Makrofossile weichen in einigen Teilen des Beitrags voneinander ab. Offenbar besteht die stellenweise erodierte oberflächliche Torflage des Palsas aus Decranum elongatum-Polytrichum strictum-Zwergstrauch-Torf, dessen Radiokarbon-Alter 770 BP beträgt. Darunter findet sich Torf, der Reste von Sphagnum teres und Salix enthält, und, weiter tiefenwärts, eine Diatomeen-Lage, deren Obergrenze auf 1325 BP datiert werden konnte. In 50-60 cm Tiefe wurde eine Holzkohle-Lage angetroffen, deren interpoliertes Alter rund 1700 BP beträgt. Nach einer Lage Sphagnum-Torf folgt in 80-110 cm Tiefe eine zweite Diatomeen-Lage (oberer Abschnitt: 2080-2100 BP, unterer Abschnitt: 3215 BP). Eine dritte Diatomeen / Holzkohle-Strate befindet sich in 185-200 cm Tiefe. Altersdatierungen des Torfes oberhalb der Diatomeen-Lage ergaben tiefenwärts Werte von 2100 BP, 6400 BP und 5420 BP. Die Autoren verwerfen das Alter von 2100 BP und versuchen, die beiden anderen Altersangaben mit dem Einfluß frostdynamischer Vorgänge im Substrat zu erklären. Eine Probe von der Basis (4630 BP) ist offensichtlich kontaminiert. Eine Torfprobe aus 370 cm Tiefe ergab ein C14-Alter von 9000 BP. Nach den Befunden von GÖTTLICH et al. (1983) wurde der beprobte rezente Palsa im Stuorajaeggi-Moor um 770 BP angelegt. Zuvor gab es möglicherweise drei weitere Palsazyklen. Die Permafrost-Degradation und der damit verbundene Palsazerfall wurde offenbar durch Feuer ausgelöst: Auf Holzkohle-Lagen folgt Diatomeen-Erde, was auf ein Tümpel-Milieu weist. Die Holzkohle-Lagen weisen C14-Alter von rund 1700 BP, 3300 BP und mehr als 5400 BP auf. Die torfstratigraphischen Verhältnisse des Palsas werden nur fragmentarisch vorgestellt, die Holzkohlereste nicht identifiziert, was eine Bewertung der vorliegenden Datierungsergebnisse erschwert.

SEPPÄLÄ (2005) hat versucht, verschiedene Palsas in Nordfinnland nahe der Grenze zu Norwegen zu datieren. Torfproben von der Oberfläche einiger Palsas im Palsamoor Vaisjeäggi nahe Kevo, ca. 65 km südwestlich von Karlebotn am inneren Varangerfjord, ergaben C14-Alter von 840 BP, 1070 BP, 1210 BP und 1630 BP. Die Oberflächen der untersuchten Palsas waren offensichtlich durch Abrasion gekappt worden. Proben von einem weiteren Palsa im gleichen Moor aus der Kontaktzone von *Bryales-Ericales*-Torf und darunter befindlichem *Sphagnum*-Torf wiesen ein C14-Alter von 1110 BP und 1530 BP auf. Der Altersunterschied zwischen dem xerophilen Torf und dem hygrophilen Torf deutet auf die Wirksamkeit erosiver Prozesse vor der Ablagerung der oberen Torflage. Die Datierung von Palsas im Moor Luovdijeäggi bei Outakoski am Tanafluß ergab einen noch größeren Altersunterschied zwischen dem

xerophilen Oberflächentorf und dem hygrophilen *Carex-Sphagnum*-Torf darunter. Die oberflächliche Torflage eines Palsas hatte ein Alter von 2710 BP; der Kontakt zwischen dem xerophilen und dem hygrophilen Torf fand sich an einem Erosionsrelikt. Der Torf über der Kontaktfläche hatte ein Alter von nur 380 BP, während der Torf darunter auf 930 BP datiert wurde (vgl. SEPPÄLÄ 2003). Der ursprüngliche Palsakörper war abradiert worden ehe der xerophile Torf auf dem Erosionsrelikt abgelagert wurde. In der Entwicklung eines Palsas können immer wieder Erosionsphasen auftreten, die die stratigraphischen Verhältnisse komplex gestalten und die Datierung der Palsaanlage erschweren. Wie wichtig eine sorgfältige Auswahl des Entnahme-Standortes der Proben auf einem Palsa ist, zeigt der Datierungsversuch eines Palsas im nahe gelegenen Moor Tsulloveijeäggi: 5 am Rande eines Palsas aus unterschiedlichen Tiefen entnommene Torfproben ergaben recht ähnliche C14-Alter. Die oberste Probe aus 35 cm Tiefe wurde auf 3680 BP datiert; Proben aus 50 cm und 65 cm Tiefe waren nahezu gleich alt, 4420 BP, während Torf aus 85 cm Tiefe ein Alter von 4700 BP aufwies (vgl. SEPPÄLÄ 2005). Offensichtlich waren die Torflagen am steilen Palsarand verstellt worden, ohne dass dies auf den ersten Blick erkennbar war. Nach SEPPÄLÄ (2005) sind die Palsas in Finnisch Lappland in der Mehrzahl weniger als 1000 Jahre alt; neue Palsas werden dort auch gegenwärtig angelegt, wie das Auftreten von wenige Jahre alten embryonalen Palsas ausweist.

Die Entwicklung des Palsamoores Vaisjeäggi bei Kevo und seine holozäne Vegetationsgeschichte wurden im Anschluß an die Untersuchungen von SEPPALA (2005) von OKSANEN (2006) mittels Makrofossil-Analyse, physikalisch-chemischer Methoden und Radiokarbon-Datierungen von Torfablagerungen studiert. Das aktuelle Vegetationsmuster mit trockenen ombrotrophen Palsahügeln und nassen minerotrophen Schlenken ist repräsentativ für nordfennoskandische Palsamoore. Die vorherrschenden Pflanzenarten – Empetrum nigrum (hermaphroditum), Rubus chamaemorus, Polytrichum strictum und Dicranum elongatum auf den Palsas sowie Eriophorum angustifolium, Sphagnum lindbergii und Sphagnum riparium in den Schlenken zwischen den Hügeln - können als typisch für die nordeuropäischen Palsamoore angesehen werden (vgl. OKSANEN 2002). Die von OKSANEN (2006) an 4 Standorten (2 Palsahügel, 2 Schlenken) ermittelte Anlage des Moores resultierte aus der Verlandung eines Sees und der späteren Paludifikation von birkenbestandenen Höhenzügen. Die Senke war nach der Deglaziation des Gebietes mindestens 2000 Jahre lang eisfrei, ehe der See um 8200 Jahre BP (interpoliertes Alter, ca. 9200 cal. Jahre BP) verlandete. Die Paludifikation des untersuchten Moorabschnitts erfolgte nach OKSANEN zwischen ca. 6780 und 5210 Jahren BP (7630 und 5970 cal. Jahren BP). Zur Zeit der ersten Moorbildung gab es Betula pubescens-Wälder in der Region und auch Pinus sylvestris war vorhanden. Reste von Betula pubescens fanden sich in den Torfablagerungen zwischen ca. 8240 und 5500 Jahren BP (9220 und 6300 cal. Jahren BP). Die weiträumige Verbreitung von Birkenwald im Gebiet läßt vermuten, dass das Klima zur Zeit der Moorbildung wärmer war als heute und kein Permafrostboden existierte. Bis ins späte Holozän dominierten feuchte Moore. Veränderungen erfolgten erst mit der Aggradation von Permafrost in der Senke.

Am ersten Palsa-Standort (VAI 1) veränderten sich um 2600 Jahre BP deutlich die Verhältnisse: Die Bedingungen wurden nährstoffärmer und trockener (vgl. OKSANEN 2006). Die Pflanzensukzession deutet auf die Aggradation von Permafrost spätestens 2460 Jahre BP (2540 cal. Jahre BP). Der Palsa, wahrscheinlich vom Plateaupalsa-Formtyp, war zunächst von Sphagnum fuscum und Empetrum hermaphroditum bedeckt; später trocknete der Palsakörper weiter aus. Darauf deutet die Bedeckung mit Polytrichum strictum, Dicranum elongatum, Pilz-Sklerotien und Flechten sowie Zwergsträuchern, insbesondere Empetrum, sowie der starke Zersetzungsgrad des Pflanzenmaterials. Die Makrofossil-Zusammensetzung im Torf sowie das Fehlen von erkennbaren stratigraphischen Lücken lassen vermuten, dass dieser Palsa seit seiner Anlage bis in die Gegenwart überdauerte. Am zweiten Palsa-Standort (VAI 2) kam es um 645 Jahre BP (600 cal. Jahre BP) zur Anlage eines Palsas in einer Schlenke, was u. a. aus dem Verschwinden hygrophiler Arten, wie z. B. Eriophorum, und dem Auftreten xerophiler Arten, wie z. B. Empetrum, Polytrichum und Dicranum hervorgeht. Ob der ursprüngliche Palsa bis zur Gegenwart durchgängig Bestand hatte, bleibt etwas unklar. Nach OKSANEN (2006) wurde der Standort während der längsten Zeit seit 645 Jahren BP von einem Palsa eingenommen. Die Anlage der beiden untersuchten Palsas vollzog sich in Klimaphasen, die offensichtlich kälter als heute waren. In diese Richtung weisen auch andere Klima-Proxydaten, wie z. B. dendrochronologische und glaziologische Befunde.

Aus dem nordschwedischen Arbeitsgebiet und den angrenzenden Regionen Nordfinnlands existieren einige Radiokarbon-Datierungen von Palsas. Ferner wurden Pollenanalysen als Datierungswerkzeug verwendet. LUNDQVIST (1951) hat u. a. ein 170 cm tiefes Profil in einem Palsa im Paltavagge-Tal südöstlich des Kebnekaise-Massivs pollenanalytisch ausgewertet. Dabei wurde die minerogene Moorunterlage unter den Torfablagerungen nicht erreicht. Ein Vergleich mit einem 270 cm mächtigen Torfprofil im benachbarten Schlenkenbereich läßt LUNDQVIST vermuten, dass die obersten Torflagen im Bereich des Palsaprofils fehlen. Die Torfablagerungen bestehen ausschließlich aus *Carex*-Torf. LUNDQVIST hält eine Palsabildung um 3000 BP für wahrscheinlich. Die vorgeschlagene Periode am Ende des Subboreals war trockener als das folgende Subatlantikum. Die Palsas in Paltavagge sind wahrscheinlich viel später angelegt worden als LUNDQVIST vermutet, berücksichtigt man die Funde von *Carex*-Resten im oberen Teil der Torfablagerungen. LUNDQVIST ordnet die Palsabildung ohne große Beachtung des Torftyps einer klimatisch geeigneten Periode im späten Holozän zu.

SONESSON (1968, 1970) hat zwei Profile aus Palsamooren (Plateaupalsas) am Torneträsk publiziert. Im unteren Abiskotal nahe der Flussmündung in den Torneträsk-See beträgt die Torfmächtigkeit 3 m. Es wurden die Pflanzen-Makrofossile, Pollen, Zersetzungsgrad sowie die chemischen Verhältnisse des Profils vorgestellt. Die obersten 75 cm des Plateaupalsas bestehen aus Sphagnum fuscum-Torf, mit einer dünnen Lage aus Dicranum elongatum in 50 cm Tiefe. Darunter wird Sphagnum fuscum durch Sphagnum warnstorfii ersetzt; auch Carex-Reste sind vorhanden. In 90-125 cm Tiefe besteht das Profil aus Scorpidium trifarium-Scorpidium scorpioides-Torf. In 125-180 cm Tiefe folgt eine weitere Sphagnum fuscum-Torflage, die wieder von Sphagnum warnstorfii-Carex-Torf unterlagert ist, und, weiter unten, von Scorpidium scorpioides und Tomentypnum nitem-Torf. Radiokarbon-Datierungen des Basistorfes ergaben ein Alter von 6460 BP, der oberen Scorpidium-Torflage von 2490 BP. Das zuletzt genannte Alter läßt sich mit der Pollenzonengrenze T3/T4 korrelieren, die durch eine Abnahme von Pinus und eine Zunahme von Betula gekennzeichnet ist. Die obere Sphagnum warnstorfü-Lage ist etwas jünger, ungefähr 2100 BP, und der darüber liegende Sphagnum fuscum-Torf hat ein Alter von 1650 BP. SONESSON (1968, 1970) hält das Alter von 2490 BP für zu jung und platziert den Anfang der Pollenzone T4 auf ca. 3500 BP, in Übereinstimmung mit einer Radiokarbon-Datierung aus einem nahe gelegenen See. Ein interpoliertes Alter für die ältere Sphagnum warnstorfü-Lage ist ungefähr 4300 BP, für die darunter befindliche Sphagnum fuscum-Lage ca. 4100 BP. Nach SONESSON (1970) ist die ältere Sphagnum fuscum-Lage von den gleichen torfbildenden Pflanzen abgelagert worden wie die obere, 75 cm mächtige Lage, d. h. von einer Empetrum nigrum-Vaccinium microcarpum-Pflanzengesellschaft. Das zweite, von SONESSON (1968, 1970) präsentierte Palsaprofil ist 185 cm mächtig und befindet sich bei Stordalen am Torneträsk. An der Palsaoberfläche findet sich Dicranum elongatum-Torf mit Sphagnum fuscum-Resten darunter. Tiefenwärts schließt sich Sphagnum lindbergii-Carex rotundata-Torf an. Die aktuellen Plateaupalsas bei Abisko bestehen aus feuchtem Sphagnum-Torf, dem eine trockenere Dicranum elongatum-Periode vorausging. Die Anlage der Plateaupalsas begann wahrscheinlich nach 2100 BP, als Sphagnum warnstorfü-Torf von Sphagnum fuscum-Torf abgelöst wurde. Ehe die heutigen Plateaupalsas um 1100 BP entstanden, gab es eine feuchtere Periode. Möglicherweise läßt sich sogar noch eine frühere, durch die Aggradation von Permafrost gekennzeichnete Periode entdecken, repräsentiert durch eine ältere Sphagnum fuscum-Zwergstrauch-Lage. Diese Sphagnum fuscum-Lage ersetzt ab 4100 BP den Sphagnum warnstorfü-Torf. Alle diese Altersangaben sind von zwei tatsächlichen Palsatorf-Datierungen abgeleitet worden (vgl. OKSANEN 2002). Nach den Untersuchungen von SONESSON (1968, 1970) wurden die ersten Palsas am Torneträsk um 4100 BP angelegt. SONESSON hat jedoch aus pollenanalytischen Gründen Bedenken zur Wertigkeit der Radiokarbon-Datierungen. Der Beginn der Palsabildung und Permafrost-Aggradation in den Mooren am Torneträsk bleibt daher unsicher.

ZUIDHOFF & KOLSTRUP (2000) präsentieren 4 AMS-C14-Datierungen aus einem Palsamoor im Laivadal im Ammarfjäll-Tärnaby-Gebiet nahe der schwedisch-norwegischen Grenze knapp südlich des Polarkreises. Die Torfproben repräsentieren nach Ansicht der genannten Autoren wichtige Veränderungen in den Standortbedingungen im Moor, die sich in der Vegetationsentwicklung und in der Permafrostdynamik widerspiegeln. Zwei Torfproben enthalten *Sphagnum*-Torf, der unmittelbar unterhalb der xerophilen obersten Torflagen von zwei Palsas entnommen wurde. Die Datierungen erfassen daher die Zeit kurz vor oder nach der Anlage der Palsas. Beide Proben ergaben ein C14-Alter um 100 BP (95 /
105 BP, vgl. ZUIDHOFF 1999). Es ist allerdings fraglich, ob alle Palsas im Moor dieses Alter aufweisen, da alte und junge Palsas infolge der zyklischen Palsaentwicklung räumlich eng vergesellschaftet auftreten können (vgl. u. a. SVENSSON 1962, ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1987, 1996). Die Ähnlichkeit der beiden Datierungsergebnisse läßt jedoch vermuten, dass die Bildung von Palsas in jener Zeit eine allgemeine Erscheinung darstellte (vgl. ZUIDHOFF & KOLSTRUP 2000). Die Datierung eines Zweigrestes aus dem oberen Abschnitt des xerophilen Torfes unterhalb der *Sphagnum*-Probe ergab ein Alter von 390 BP, was sich als Maximalalter eines älteren Vorläufers des aktuellen Palsas interpretieren läßt. Die Altersangaben von 390 BP und 100 BP kennzeichnen vermutlich die ersten Phasen der Palsabildung im untersuchten Moor. Die vierte Torf-Datierung zeigte ein Alter von 8150 BP, was den Beginn der Torfbildung am Standort markiert.

SALMI (1970, 1972) hat u. a. drei Palsamoore am Könkämäälv, dem Grenzfluß zwischen dem nördlichsten Schweden und dem finnischen Enontekiö, studiert. Die Palsamoore Markkina-Aapa, Kelottijärvi und Sottujoki befinden sich zwischen Karesuando und Naimakka, rund 45 km östlich des Arbeitsgebietes Tavvavuoma-Pulsujärvi. Die Untersuchungen umfassen torfstratigraphische Beschreibungen, Pollenanalysen sowie zahlreiche C14-Datierungen von Torfproben. Letztere stammen sowohl von Palsatorf als auch von Schlenkentorf. SALMI hat die verschiedenen Sphagnum-Arten nicht unterschieden und die erwähnten "Bryales" sind offensichtlich Bryidae (einschließlich Polytrichum, Dicranum und Braunmoosen), so dass sich die hydrologischen Bedingungen aus den stratigraphischen Profilen nicht erschließen lassen. Bei drei nicht erodierten, von SALMI untersuchten Palsas findet ein Wechsel von Carex-dominiertem Torf zu Torfablagerungen statt, die Reste von Bryidae, Betula pubescens und Sphagnum enthalten und auf ca. 5000 BP, 3000 BP und 2400 BP datiert wurden. Ohne die beteiligten Pflanzenarten zu kennen, ist es jedoch nicht möglich zu erkennen, ob die Altersangaben den Zeitpunkt der Aggradation von Permafrostboden kennzeichnen. Bryidae-dominierter Torf ohne Holzreste, der auch die oberflächlichen Torflagen der aktuellen Palsas bildet, findet sich nach OKSANEN (2002) beginnend um 1700 BP, 1900 BP und 740 BP. SALMI hat diese Veränderungen in den jeweiligen Torfstratigraphien nicht direkt datiert; die Altersangaben basieren daher auf der Annahme unveränderter Torfakkumulationsraten. In den erwähnten Fällen lassen sich die Veränderungen mit dem Beginn der Pollenzone IX korrelieren. SALMI (1972) verknüpft diese Zone mit dem Subatlantikum und datiert ihren Anfang auf 2250 BP. Die Periode ist durch ein kühles Klima gekennzeichnet, und der heutige Birkenwaldgürtel hatte sich bereits entwickelt. Zwei stärker erodierte Palsas können erst nach 4150 BP bzw. 3350 BP entstanden sein (vgl. OKSANEN 2002).

Eine Radiokarbon-Datierung und Pflanzen-Makrofossil-Analyse eines Torfprofils im Palsamoor Tavvavuoma in Nordschweden lassen vermuten, dass die Moorbildung in der weiträumigen Senke vor rund 10000 cal. Jahren BP begann (vgl. HEMPEL 2009). Die Palsabildung und Permafrost-Aggradation ist allerdings relativ jung. Sie fand nach HEMPEL erst um 250-100 cal. Jahren BP statt.

Beim Versuch, die Ergebnisse der vorliegenden Palsa-Datierungen zusammenzufassen, wird deutlich, wie problematisch es ist, den Zeitpunkt der Anlage eines Palsas im Moor exakt zu bestimmen. Dies gilt auch für die damit verbundene lokale Permafrost-Aggradation. Eine einzelne Palsa-Datierung belegt im Übrigen nur, dass das Klima an einem Standort im Moor hinreichend kalt (und trocken) war für die Palsabildung. Es zeugt nicht zwangsläufig von einer allgemeinen Klimaveränderung, da die Aggradation und Degradation des Permafrostbodens auch von der endogenen Dynamik der Palsas verursacht werden kann (vgl. u. a. SVENSSON 1962, ÅHMAN 1977, MEIER 1985, SEPPÄLÄ 1988). Palsa-Datierungen aus verschiedenen Mooren eines größeren Gebietes können jedoch wertvolle Hinweise auf die Klimaentwicklung unabhängig von anderen Proxydaten liefern. Dabei sind Datierungen der Permafrost-Aggradation nützlicher als Angaben zur Palsaverbreitung, da Palsas längere Zeit überdauern können, selbst wenn die klimatischen Rahmenbedingungen die Anlage neuer Palsas nicht gestatten. Es gibt bisher noch zu wenige Palsa-Datierungen und die vorliegenden Ergebnisse erscheinen in einigen Fällen viel zu unsicher, um die vorgestellten Phasen der Palsabildung ohne Zweifel akzeptieren zu können. Dennoch passen die meisten Ergebnisse relativ gut zur holozänen Klimaentwicklung in Nordfennoskandien, die sich auf der Basis von Pflanzen-Megafossil-Analysen, palynologischen Befunden sowie dendrochronologischen und glaziologischen Studien rekonstruieren läßt.

Die erste Palsabildung in Teilen Nordfennoskandiens läßt sich möglicherweise auf ca. 4000 BP datieren (vgl. SONESSON 1968, 1970), aber es gibt nur wenige Belege dafür, entweder weil es sich um ein lokal begrenztes Phänomen handelte oder weil die entsprechenden Torfablagerungen im Laufe späterer, wärmerer Klimaphasen erodiert und zersetzt wurden und daher in den Torfstratigraphien kaum mehr nachweisbar sind. Die vorliegenden stratigraphischen Befunde lassen vermuten, dass die ältesten und ersten Permafrost-Vorkommen in den Mooren inzwischen aufgetaut sind – wahrscheinlich auch infolge des zyklischen Palsa-Entwicklungsverlaufes. Eine deutliche Kälteperiode zwischen ca. 2600 und 1900 cal. Jahren BP repräsentiert offenbar den ersten Zeitabschnitt mit einer aktiven Permafrost-Aggradation in den Mooren nördlich des Polarkreises (vgl. SONESSON 1968, 1970, SALMI 1972, VORREN 1972), erhärtet durch die Datierung der Palsabildung in Vaisjeäggi um 2460 BP (2540 cal. Jahre BP) durch OKSANEN (2006). Nach 1800 BP erwärmte sich das Klima wieder, viele Palsas kollabierten, und die Verbreitung von Palsamooren konzentrierte sich vermutlich auf größere Höhenlagen im Binnenland (vgl. SALMI 1970, SONESSON 1968, 1970, VORREN & VORREN 1976). Die ältesten heute noch existierenden Palsas haben wahrscheinlich von ca. 2500 BP bis in die Gegenwart überdauert (vgl. OKSANEN 2002). Die Auswertung eines Torfprofils aus dem Vaisjeäggi-Moor belegt Permafrost-Bedingungen seit der Palsaanlage um 2460 Jahre BP. Nach Ausweis von Klimarekonstruktionen bot die Kleine Eiszeit besonders günstige Voraussetzungen für eine Permafrost-Aggradation in Gestalt von Palsas, insbesondere der kalte Zeitabschnitt vor 350-100 Jahren. Palsa-Datierungen aus Nordnorwegen und Nordfinnland liefern Hinweise, dass das Klima um 850 Jahre BP (vgl. SALMI 1972, VORREN 1979b) günstig für die Anlage von Palsas war, und dies wird durch die Palsa-Datierung von 650 Jahren BP (600 cal. Jahren BP) in Vaisjeäggi (vgl. OKSANEN 2006) gestützt. Die aktuellen Palsas in Nordfennoskandien sind zumeist weniger als 600 Jahre BP alt (vgl. VORREN 1972, 1979b, VORREN & VORREN 1976, GÖTTLICH et al. 1983, SEPPÄLÄ 2003). Die jüngsten in Fennoskandien mit der Radiokarbon-Methode nachgewiesenen Palsa-Alter betragen um 100 Jahre BP (vgl. VORREN & VORREN 1976, ZUIDHOFF & KOLSTRUP 2000). Für die Datierung jüngerer Palsas ist die Methode nicht exakt genug. Die eigenen Feldbefunde belegen jedoch, dass in den Arbeitsgebieten in Finnmark und Norrbotten auch im Beobachtungszeitraum 1979-2011 neue Palsas angelegt worden sind. Ihre Anzahl war in den letzten beiden Jahrzehnten allerdings gering, und nur wenige dieser Palsas hatten über einen längeren Zeitraum Bestand. Dies deckt sich mit Beobachtungen in anderen Gebieten Nordfennoskandiens, u. a. in Nordfinnland (vgl. SEPPALA 2005).

Die Altersstellung der reinen Mineralbodenpalsas (Lithalsas) in Karlebotn, Tavvavuoma und Kätkijärvet sowie der großen, pingoähnlichen Injektionseishügel im Rakkaslako-Gebiet läßt sich aufgrund des Fehlens einer Torfbedeckung, die die Anwendung der Radiokarbon-Methode gestattet, nur schwer bestimmen. Die Lithalsas sind an den drei genannten Lokalitäten in unmittelbarer Nachbarschaft traditioneller, torfbedeckter Palsas entwickelt und könnten ein vergleichbares Alter aufweisen. Die aktuellen Palsas am Varangerfjord (Vuodnabatjaeggi, Ferdesmyra) sind nach VORREN (1972, 1979b) weniger als 600 Jahre BP alt und vermutlich während der Kleinen Eiszeit angelegt worden. Die Palsas in Tavvavuoma sind nach HEMPEL (2009) um 100-250 cal. Jahren BP entstanden. Aus Kätkijärvet liegen keine Palsa-Radiokarbon-Datierungen vor. Ob die Palsas und Lithalsas tatsächlich zeitgleich angelegt worden sind, bleibt allerdings unklar, da die beiden Permafrosthügel-Varianten unterschiedliche Anforderungen an die Klimaverhältnisse stellen. Die Lithalsas erfordern zu ihrer Bildung und ihrem Erhalt ein schärferes Frostregime als die von einer thermisch isolierenden Torfhülle umgebenen Palsas. Dies zeigt sich auch in der Morphodynamik der Lithalsas: Während die Hügel am inneren Varangerfjord (Karlebotn) und im Tavvavuoma-Becken (Birkenwald-Bereich) infolge der Klimaerwärmung während der letzten beiden Jahrzehnte im Zerfall begriffen sind, wirken die Hügel im sommerkühleren Kätkijärvet-Gebiet (Tundrenstufe) intakt und stabil. Die Feldstudien aus dem Jahr 2012 zeigen im Vergleich zu den Beobachtungen im Jahre 1986 keine auffälligen Veränderungen an den Hügeln. Im Zeitraum 1963-1984 waren jedoch mehrere Hügel unter Hinterlassung von Ringwällen kollabiert, und der höchste Hügel war leicht zusammengesunken (vgl. LAGERBACK & RODHE 1985) – möglicherweise eine Folge der relativ warmen 1970 er Jahre. Der Zeitpunkt der Permafrosthügel-Anlage scheint wesentlich weiter zurückzuliegen, da der große Hügel 1963 nach Ausweis von Luftbild-Auswertungen bereits eine Höhe von 8-9 m aufwies.

Von den drei großen, pingoähnlichen Injektionseishügeln im Rakkaslako-Gebiet wurde nur ein Hügel auf seine Altersstellung hin untersucht. Datiert wurden zwei Torfhorizonte des Hügels auf der Rakkaslako II-Verebnung. Die oberflächennahen Torfablagerungen wiesen C14-Alter von 2670 Jahren BP (vgl. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984) und 8040 Jahren BP (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986) auf. Die Altersangaben markieren jedoch nicht den Beginn der Hügelbildung, sondern das Alter der von den benachbarten Hängen stammenden Lockersedimente im Inneren des Hügels. Der Hügel ist im Laufe der letzten drei Jahrzehnte stark kollabiert, wobei eine zweite wassergefüllte, von einem Wall umgebene

Die Altersangaben markieren jedoch nicht den Beginn der Hügelbildung, sondern das Alter der von den benachbarten Hängen stammenden Lockersedimente im Inneren des Hügels. Der Hügel ist im Laufe der letzten drei Jahrzehnte stark kollabiert, wobei eine zweite wassergefüllte, von einem Wall umgebene Thermokarstmulde entstanden ist. Auch die auf der Rakkaslako III-Verebnung gelegenen Hügel unterlagen verstärkt dem Zerfall, insbesondere der kleinere der beiden Hügel, dessen Höhe sich um 80-90 cm verringerte; zudem entwickelte sich am Hügelfuß eine wassergefüllte Thermokarstrinne (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011). Die aufgrund ihrer Lagemerkmale, morphologischen Kennzeichen und Abmessungen als weit fortgeschrittene Zerfallsstadien solcher Hügel gedeuteten Ringwallseen in den Abisko-Bergen waren nach Ausweis von Luftbildern bereits 1943 vorhanden (vgl. ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJO 1989). Sie haben sich seitdem kaum verändert. Der kollabierende Hügel auf der Rakkaslako II-Verebnung ist bereits von einem flachen Ringwall umgeben, der zwei Thermokarstteiche einschließt. Der Hügel dürfte bei fortdauerndem Erwärmungstrend in den folgenden Jahrzehnten weiter kollabieren, so dass sich die beiden Thermokarstteiche zu einem Ringwallsee - vergleichbar den in der Umgebung bereits existierenden - vereinigen. Dadurch hätte man ein Maß für die Dauer des Hügelzerfalls. Da sich im Beobachtungszeitraum offensichtlich keine embryonalen Hügel dieses Typs entwickelt haben, bleibt unklar, wie lange die Morphogenese eines derartigen Permafrosthügels dauert. Ebenso lassen sich der Zeitpunkt der Hügelanlage und das Hügelalter kaum abschätzen. Es ist jedoch zu vermuten, dass die Hügelentwicklung viele Jahrzehnte bis mehrere Jahrhunderte in Anspruch nimmt, insbesondere wenn außer einer Eisinjektion auch eine sekundäre Eissegregation stattfindet.

Das Alter der Frostblister im Rakkaslako-Gebiet und in den Hochtälern der Abisko-Berge läßt sich durch die Beobachtungen von MALMSTRÖM & PALMER (1984) aus dem Jahre 1982 und die eigenen Geländebefunde aus den folgenden Jahren recht genau bestimmen. Die Hügel wurden in den kalten Wintern 1980/81 und 1981/82 durch die Bildung eines Injektionseiskerns im Torf und / oder Mineralboden angelegt. Einige wenige, torfbedeckte Hügel wurden möglicherweise schon Ende der 1970 er Jahre initiiert, z. B. im kalten Jahr 1978. Manche Hügel überdauerten nur 1-2 Sommer. Die Mehrzahl der Hügel hatte bis in die 1990er Jahre Bestand, begünstigt durch das kühle Klima der 1980 er Jahre. Dies betrifft vor allem die torfbedeckten Frostblister, die durch die Bildung von Segregationseislamellen und -linsen in vielen Fällen weiter in die Höhe gewachsen waren. In einzelnen kalten Jahren, wie 1985 und 1987, wurden an edaphisch-hydrologisch begünstigten Standorten weitere Frostblister angelegt. Die letzten, inzwischen stark degradierten Hügel wurden im Rakkaslako-Gebiet 2002 angetroffen. In den Hochtälern der Abisko-Berge (u.a. Nissunvagge, Pallenvagge) überdauerten einzelne Frostblister an kälteexponierten Standorten oberhalb 1000 m ü. M. bis in die Gegenwart. Die Lage der ehemaligen Frostblister wird nach Ausschmelzen des Bodeneises durch kleine Thermokarsttümpel markiert. Die Frostblister in den Abisko-Bergen hatten den Geländebeobachtungen zufolge wenige Jahre bis mehrere Jahrzehnte Bestand. Für die Hügelanlage genügt bereits ein kalter Winter, wie die Befunde vom Sennaland in Finnmark belegen. Dort entstanden im kalten Winter 2009/10 in einem ehemaligen Palsamoor zahlreiche Frostblister, von denen viele den folgenden kühlen Sommer überdauerten. Den zweiten, wärmeren Sommer "überlebten" jedoch nur noch wenige Hügelformen. Die eisreichen Hügel kollabierten im maritimen Klima nahe der Finnmarksküste sehr rasch und sind inzwischen, ohne Spuren im Moor zu hinterlassen, verschwunden. Frostblister in den Abisko-Bergen stellen aufgrund ihrer vieljährigen Bestandsdauer Die Permafrosterscheinungen dar. Sie besitzen viele Gemeinsamkeiten mit den aus Nordenskiöldland (Westspitzbergen) beschriebenen Frostblistern (vgl. MEIER 1988/89, 1991b, 1993, 1996, MEIER & THANNHEISER 2009, 2011).

7. Permafrosthügel-Klassifikation und -Terminologie

In den nordnorwegischen und nordschwedischen Arbeitsgebieten sind frostdynamisch entstandene Permafrosthügel von unterschiedlicher Gestalt, Dimension, Substratzusammensetzung und Morphogenese anzutreffen, die zudem in unterschiedlichen Entwicklungsstadien vorliegen. Eine Klassifikation des Hügelinventars wird durch das Fehlen eines einheitlichen, in der Fachliteratur allgemein anerkannten Klassifikationsschemas erschwert. Ferner sind selbst für weit verbreitete Permafrosthügeltypen, wie z. B. die Palsas, unterschiedliche Definitionen im Umlauf, oftmals in Abhängigkeit vom jeweiligen Arbeitsgebiet der Forscher. Auch sind die Hügel in den wenigsten Fällen lehrbuchhaft "idealtypisch" entwickelt, was Erfahrung bei der Identifizierung im Gelände voraussetzt. Im schwedischen Hochgebirge wurden darüber hinaus einige Hügelvarianten entdeckt, die sich den bisher bekannten Permafrosthügeltypen kaum zuordnen lassen. Eine der größten Herausforderungen ist die Interpretation der fortgeschrittenen Permafrosthügel-Zerfallsstadien, insbesondere der Ringwallseen, deren genauer Ursprung – Palsa oder Pingo – seit rund 50 Jahren lebhaft diskutiert wird (vgl. u. a. RAPP & RUDBERG 1960, RUDBERG 1962a, SVENSSON 1969, MALMSTRÖM & PALMÉR 1984, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MALMSTRÖM 1987, MEIER 1987, 1988/89, 1996, MEIER & THANNHEISER 2011).

Die auffälligsten und häufigsten morphologischen Erscheinungsformen rezenten Permafrostbodens in den beiden Arbeitsgebieten stellen die Palsas dar, deren Verbreitungsgebiet sich vom Meeresspiegel-Niveau an der Finnmarksküste über die Hochflächen der Finnmarksvidda und des finnisch-schwedischen Binnenlandes bis in die unteralpine Stufe des Skandinavischen Hochgebirges erstreckt. Der Begriff "Palsa" wurde ursprünglich von der Samisch und Finnisch sprechenden Bevölkerung Nordeuropas verwendet um Torfhügel zu beschreiben, die einen ganzjährig gefrorenen Kern aufweisen und in den Mooren Nordfennoskandiens weit verbreitet sind (vgl. SEPPALA 1972). Der Begriff bezog sich, rein morphologisch-deskriptiv, auf trockene Hügel innerhalb eines Moores ohne eine bestimmte Genese zu beinhalten (vgl. SEPPALA 1988). Mit zunehmender Kenntnis vom inneren Bau der Hügel wurde der Terminus ausgeweitet. Den reinen Torfpalsas wurden nun auch Palsas an die Seite gestellt, die einen Mineralbodenkern besitzen, der von einer Torfhülle umgeben ist. Klassische fennoskandische Palsas können somit nach SEPPÄLÄ (1988) als Torfhügel mit einem Kern aus gefrorenem Torf und / oder Mineralboden definiert werden, die sich innerhalb der Zone des sporadischen / diskontinuierlichen Permafrostbodens 0,5-10,0 m über die umgebende Mooroberfläche erheben und im Sommer von frostfreiem Torf umgeben sind. Morphologisch lassen sich Kuppel-, Wall-, Strang-, Plateau- und Komplexpalsas unterscheiden (vgl. ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1987, 1996). Weiträumige, flache, 1-2 m hohe Plateaupalsas mit steilen Rändern werden in der nordamerikanischen Subarktis auch als "Torfplateaus" bezeichnet (vgl. u. a. SANNEL 2010).

Außer typischen Palsas im Sinne von SEPPÄLÄ (1988) wurden im Arbeitsgebiet auch Hügel beobachtet, die in ihren morphologischen Merkmalen, ihren Abmessungen und ihrer Morphogenese (Hügelbildung durch eine lokale Anhäufung von Segregationseis infolge Kryosuktion) traditionellen Palsas ähneln, aber vollständig in minerogenen Lockersedimenten angelegt sind. Eine thermisch isolierende Torfdecke über den vornehmlich feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimenten fehlt. Die Hügel stellen somit, legt man die Definition von SEPPÄLÄ zugrunde, keine Palsas dar. Diese Ausgrenzung der Hügel aus der Palsa-Familie ist aufgrund der gleichartigen Genese schwer nachvollziehbar, zumal die bisher bekannten Vorkommen dieser Hügelvariante (Karlebotn-Delta, Kätkijärvet-Seengruppe, Tavvavuoma-Becken) an traditionelle Palsamoore geknüpft sind, wobei torfbedeckte Palsas und minerogene Permafrosthügel ohne Torfhülle stellenweise eng vergesellschaftet auftreten. WRAMNER (1972), der die minerogenen Permafrosthügel in Tavvavuoma entdeckte und erstmals beschrieb, spricht von "palsaähnlichen Gebilden im Mineralboden", und betont, dass es sich um keine echten Palsas handelt. LAGERBACK & RODHE (1985, 1986) klassifizieren die torffreien bis torfarmen Permafrosthügel in Kätkijärvet aufgrund ihrer eisreichen Permafrostkerne gar als "Pingos", was nicht nur aufgrund der Nachbarschaft zu traditionellen Palsas, sondern auch im Hinblick auf den fehlenden Permafrostboden in der Hügelumgebung fragwürdig ist. SEPPALAs (1988) Vorbehalt gegen eine Subsummierung der rein minerogenen Permafrosthügel unter den Terminus "Palsa" gründet sich einerseits auf die ursprünglich mit dem Begriff verknüpften

Merkmale, andererseits auf die von traditionellen Palsas etwas abweichenden klimatischen Anforderungen dieser Hügelvariante. Aufgrund des Fehlens einer thermisch isolierenden Torfhülle reagieren diese Hügel besonders empfindlich auf die sommerliche Warmluftzufuhr, so dass ihr Auftreten niedrigere Sommertemperaturen voraussetzt als das der torfbedeckten Palsas – was zwar stimmt, wie das Vorkommen der Hügel an der sommerkühlen Eismeerküste sowie im Waldgrenzbereich und darüber belegt, aber nicht unbedingt als Abgrenzungskriterium taugt. Zudem glaubt SEPPÄLÄ, bei Verwendung des Terminus "Mineralpalsa" den unsinnigen Begriff "Mineralmoor", d. h. Moor ohne Torf, akzeptieren zu müssen – eine terminologische Komplexität, die keineswegs erforderlich ist.

Auf die mögliche Existenz palsaähnlicher, torffreier Permafrosthügel in Nordfennoskandien weist bereits ÅHMAN (1975, 1976, 1977) aufgrund theoretischer Überlegungen hin. Auch LUNDQVIST (1953) kommt nach Studien an reinen Torfpalsas und Palsas mit Mineralbodenkern zum Ergebnis, dass der Palsabildung eine Eissegregation zugrunde liegt, die allein im Torf (reine Torfpalsas), im Mineralboden oder aber in beiderlei Substraten stattfinden kann, wobei die physikalischen Vorgänge der Palsabildung bei beiden Substraten identisch sind. Hintergrund der Überlegungen ÅHMANs (1975, 1976, 1977) bilden u. a. Funde von Palsas mit dünner Torfhülle in der inneren Fjordregion Finnmarks (Karlebotn, Lakselv). ÅHMAN (1977) zufolge ist die Existenz einer thermisch isolierenden Torfdecke für die Palsagenese, d. h. die Bildung von Segregationseis im Substrat, nicht zwingend erforderlich. Die Torfdecke stellt nach den Vorstellungen ÅHMANs vielmehr jenen limitierenden Faktor dar, der in einem für die Permafrost-Aggradation ungünstigen Milieu letztendlich den Ausschlag gibt, ob es zur Permafrost-Entwicklung und zum Permafrost-Erhalt kommt oder nicht.

Da unter den gegenwärtigen klimatischen Verhältnissen in Nordfennoskandien die Existenz einer Torfdecke von einer gewissen Mindestmächtigkeit für die Permafrost-Aggradation weithin notwendig ist, tritt Permafrostboden in Gestalt von Palsas vornehmlich in Mooren auf, zumal diese durch Substrate mit einer hohen Wasserhalte- und Transportkapazität (Torfe, oftmals tonig-schluffige Feinsedimente im Untergrund) sowie durch ein großes Feuchtigkeitsreservoir die Eissegregation begünstigen. Verringert sich die Wärmemenge, die dem gefrorenen Hügelkern im Sommer zugeführt wird, kann auch die Mächtigkeit der thermisch isolierenden Torfdecke abnehmen, so dass bei entsprechend niedrigen Sommertemperaturen schließlich überhaupt keine Torfdecke mehr erforderlich ist um den Frostbodenkern vor dem Auftauen zu schützen: Ein rein minerogener Permafrosthügel kann entstehen. Abseits der Moorgebiete muß das Fehlen einer thermisch isolierenden Torfdecke durch kühlere Sommer kompensiert werden. Die niedrigsten Sommertemperaturen sind in Nordfennoskandien an der maritimen Eismeerküste und in den Hochlagen des skandinavischen Gebirges zu erwarten. Daß in der äußeren Küstenregion von Finnmark im Unterschied zur inneren Fjordregion trotzdem keine minerogenen Permafrosthügel vorkommen und Dauerfrostboden selbst unter Torfbedeckung nur relativ selten anzutreffen ist, läßt sich u. a. auf die größere Mächtigkeit der winterlichen Schneedecke, die das Eindringen des Frostes in den Boden behindert, sowie die höheren Wintertemperaturen im Vergleich zum kontinentaleren Binnenland zurückführen. Die Gebirgshochlagen sind zwar durch niedrige Wintertemperaturen gekennzeichnet, doch sind auch die Schneemächtigkeiten beträchtlich, so dass die Kältewellen nicht ungehindert in den Boden eindringen können. Die klimatischen Rahmenbedingungen für die Entwicklung von palsaähnlichen minerogenen Permafrosthügeln ohne Torfbedeckung sind daher in der inneren Fjordregion und in den mittleren Gebirgslagen - charakterisiert durch kalte, nicht zu schneereiche Winter und kühle Sommer - am günstigsten. In diesen Gebieten stehen darüber hinaus größere Mengen feinkörniger, ton- und schluffreicher, frostempfindlicher Sedimente für die Entwicklung von palsaähnlichen minerogenen Permafrosthügeln zur Verfügung als an den exponierten Außenküsten und in den höchsten Lagen des Gebirges.

Da sich die minerogenen Permafrosthügel bei Karlebotn, Kätkijärvet und Tavvavuoma außer durch das Fehlen einer thermisch isolierenden Torfdecke sowie geringn Abweichungen in der Vegetationsbedeckung (vgl. Abb. 42) weder morphologisch noch genetisch grundlegend von traditionellen torfbedeckten Palsas unterscheiden, erscheint es sinnvoll, sie als "reine Mineralbodenpalsas" den Torfpalsas mit und ohne Mineralbodenkern ("Boden" nicht im bodenkundlichen Sinne!) zur Seite zu stellen (vgl. MEIER 1988/89, 1991a, 1996, MEIER & THANNHEISER 2011). Als wichtigstes gemeinsames Merkmal der reinen Torfpalsas, Palsas mit Torfhülle und Mineralbodenkern sowie der reinen Mineralbodenpalsas wird in Übereinstimmung mit ÅHMAN (1975, 1976, 1977) die Hügelgenese angesehen, die auf einer Aufwölbung der Substratlagen infolge einer Anreicherung von Segregationseis im Torf bzw. Mineralboden in Gestalt von Eislamellen und -linsen im Gefolge einer kapillaren Bodenwasserbewegung in Richtung auf die Gefrierfront ("Kryosuktion" im Sinne von PISSART 1983) beruht (vgl. Abb. 43). Voraussetzung für eine derartige Eissegregation sind außer geeigneten klimatischen Rahmenbedingungen Substrate mit einer hohen Wasserhaltekapazität und einer geringen thermischen Leitfähigkeit sowie ein ausreichendes Feuchtigkeitsreservoir, das vor allem an Plätzen mit einem hohen Grundwasserstand, wie Mooren und Sümpfen sowie deren Randzonen, zur Verfügung steht.

Obwohl eine genetische Verwandtschaft zwischen den torfbedeckten Palsas und den morphologisch gleichartigen, torffreien minerogenen Permafrosthügeln nach Untersuchungen an entsprechenden Hügelformen in Lappland (vgl. WRAMNER 1972, MEIER 1988/89, 1991a, 1996, MEIER & THANNHEISER 2011), im südnorwegischen Hochgebirge (vgl. MATTHEWS et al. 1997) und insbesondere in Quebec (vgl. u. a. LAGAREC 1973, 1982, PAYETTE & SEGUIN 1979, GANGLOFF & PISSART 1983, PISSART & GANGLOFF 1984, ALLARD et al. 1987) kaum zu bestreiten ist, hat sich der Terminus "Mineralbodenpalsa" bzw. "Mineralpalsa" (engl.: "mineral palsa") nicht durchsetzen können. MATTHEWS et al. (1997) bezeichnen die von ihnen in der mittelalpinen Vegetationsstufe im Dovrefjell untersuchten Permafrosthügel als Palsas, da die Hügel zumindest im Embryonal-Stadium eine dünne Torfdecke aufweisen, was mit den traditionellen Palsa-Definitionen übereinstimmt. Da nur die embryonalen Hügel dieses Typs torfbedeckt sind und solche embryonalen Stadien bisher nur selten im Detail untersucht worden sind, halten es MATTHEWS et al. für gerechtfertigt, solche "mineral permafrost mounds" als Palsas zu klassifizieren. Die Existenz einer dünnen Torfdecke auf einem der studierten Permafrosthügel ist kompatibel mit dem Konzept einer Mindestmächtigkeit der Torfdecke eines Standortes, damit Permafrost gebildet werden kann und fortbesteht. Die Mindestmächtigkeit der Torflage ist nach dem Modell von SEPPÄLÄ (1988) von der Temperatur abhängig. Sie beträgt bei einer Jahresmitteltemperatur von rund -3° C etwa 20 cm, was im Falle des Leirpullan-Standortes im Dovrefjell zutrifft (vgl. MATTHEWS et al. 1997). Dennoch bleiben Zweifel: Es wurde nur ein einziger embryonaler Permafrosthügel mit Torfbedeckung angetroffen und untersucht. Ob die älteren, torffreien Hügel in ihren Embryonal-Stadien tatsächlich torfbedeckt waren, wie MATTHEWS et al. vermuten, ist nicht zu belegen. Möglicherweise waren einige oder alle diese Hügel schon bei ihrer Anlage torffrei und der einzige zum Zeitpunkt der Untersuchungen existierende embryonale, torfbedeckte Hügel repräsentiert nicht den Normalfall, sondern ein Extrem innerhalb des Permafrosthügel-Inventars in Leirpullan.



Abb. 42: Schematische Darstellung der Vegetation auf einem torfbedeckten Palsa und einem torffreien Palsa (Lithalsa)



Abb. 43: Permafrosthügeltypen am inneren Varangerfjord (aus MEIER 1996, verändert nach ÅHMAN 1976)

In der nordamerikanischen Fachliteratur waren für die reinen Mineralbodenpalsas verschiedene englische Termini im Umlauf, wie z. B. "mineral cryogenic mounds" (franz.: "buttes minérales cryogène", vgl. u. a. PAYETTE & SEGUIN 1979, LAGAREC 1982), "mineral palsas" (franz.: "palses minérales", vgl. u. a. PISSART 1983, PISSART & GANGLOFF 1984) und "mineral permafrost mounds" (vgl. ALLARD et al. 1987), ehe HARRIS (1993) den Terminus "lithalsa" (Plural: "lithalsas", franz.: "lithalses") vorschlug. Dieser wird seitdem weithin verwendet (vgl. u. a. GURNEY 2001, PISSART 2000, 2002, 2010, CALMELS, ALLARD & DELISLE 2008, CALMELS, DELISLE & ALLARD 2008), leider nicht immer der ursprünglichen Definition konsequent folgend. Obwohl der Terminus von HARRIS (1993) ausschließlich als Bezeichnung für palsaähnliche, vollständig torffreie, minerogene Permafrosthügel gedacht war, wurde er in der Folge auch zur Beschreibung von Palsas mit dünner Torfhülle und mächtigem Mineralbodenkern verwendet, u. a. von WESTIN & ZUIDHOFF (2001), ZUIDHOFF (2003a) sowie ZUIDHOFF & KOLSTRUP (2000, 2005). Diese Aufweichung der Grenzen und Ausweitung des Lithalsa-Begriffes auf traditionelle Palsas mit Mineralbodenkern schafft Verwirrung und sollte daher vermieden werden. In der vorliegenden Arbeit wird der Terminus "Lithalsa" im ursprünglichen Sinne als Synonym für "reiner Mineralbodenpalsa" (ohne Torfhülle) verwendet.

Der deutsche Ausdruck "reiner Mineralbodenpalsa" betont stärker als der Terminus "Lithalsa" die Zugehörigkeit der Hügel zur Palsa-Familie. Er ist sprachlich eindeutig und hebt die genetische Verwandtschaft mit den traditionellen Palsa-Varianten hervor; er ist daher zumindest im deutschen Sprachraum eine Alternative. Bei morphologisch gleichartigen Formen sollte die Benennung nicht von der Existenz einer mehr oder weniger mächtigen Torfdecke abhängen. Wichtigstes Kriterium bei der Klassifizierung sollte vielmehr die Morphogenese sein, und morphologisch gleichartige Hügelformen mit einer gleichartigen Entstehungsweise sollten auch dieselbe Bezeichnung tragen (vgl. ÅHMAN 1975). Der Terminus "Palsa" bezeichnet in der hier verwendeten Form – den Vorstellungen ÅHMANs (1977) folgend – daher nicht eine morphologische Erscheinung mit einer bestimmten Materialzusammensetzung, sondern eine Hügelform, deren Genese auf der Anreicherung von Segregationeis in einem geeigneten Substrat - Torf oder Mineralboden - beruht. Es ist unsinnig, nur wenige Zehnermeter voneinander entfernt gelegene Hügelformen bei gleichartiger Genese mit unterschiedlichen Bezeichnungen zu versehen, nur weil der eine Hügel eine möglicherweise wenige Zentimeter dünne Torfdecke besitzt, während der andere torffrei ist (vgl. MEIER 1996). Sowohl auf dem gehobenen Delta bei Karlebotn als auch an den Kätkijärvet-Seen und in Tavvavuoma ist mit Abnahme der Torfmächtigkeit zu den Moorrändern hin ein allmählicher Übergang von reinen Torfpalsas über Palsas mit Torfhülle und Mineralbodenkern bis hin zu reinen Mineralbodenpalsas festzustellen. Der Übergang zwischen der torfbedeckten und der torffreien Palsa-Variante vollzieht sich aufgrund der ähnlichen Palsavegetation bisweilen recht unauffällig. Hinweise auf eine ehemals vorhandene, durch Deflation oder Feuer zerstörte Torfdecke wurden nur an einigen wenigen Hügeln der ortsnahen Karlebotn-Lokalität beobachtet. Die Ergebnisse der Untersuchungen in Karlebotn, Kätkijärvet und Tavvavuoma sowie in Leirpullan (vgl. MATTHEWS et al. 1997) stützen das Konzept eines morphologischen und genetischen Kontinuums von reinen Torfpalsas über Palsas mit Torfhülle und Mineralbodenkern zu reinen Mineralbodenpalsas, wobei die Palsas bei Leirpullan offenbar im Übergangsbereich von Palsas mit einem mächtigen Mineralbodenkern zu reinen Mineralbodenpalsas liegen. Über die Initiierung solcher torfarmer bis torffreier Hügelvarianten ist bisher wenig bekannt. Hier besteht Forschungsbedarf.

Die reinen Mineralbodenpalsas und die Palsa-Varianten mit dünner Torfhülle lassen sich wahrscheinlich als moderne Analogika zu den spätpleistozänen Permafrosthügeln in Mitteleuropa verwenden, deren ringwallumgebene, muldenförmige, reliktäre Zerfallsstadien lange Zeit als "Pingorelikte" gedeutet worden sind. Die Funde von aktuellen intakten Mineralbodenpalsas sowie von deren Zerfallsstadien einschließlich gut erhaltener minerogener Ringwälle in Nordfennoskandien (vgl. u. a. MEIER 1991a, 1996) lassen vermuten, dass es sich bei vielen dieser "Pingorelikte" höchstwahrscheinlich um fortgeschrittene Zerfallsstadien von Mineralbodenpalsas handelt. Eine Reinterpretation und Umdeutung der mitteleuropäischen Hügelrelikte in "Mineralbodenpalsarelikte" ("Lithalsa-Relikte") hat bereits begonnen, vornehmlich als Folge von Forschungsergebnissen aus dem nordamerikanischen Raum (vgl. u. a. PISSART et al. 1998, PISSART 2002). Dabei ist vor allem die unterschiedliche klimatische Signifikanz von Pingos und Mineralbodenpalsas zu berücksichtigen, was weitreichende Folgen für die Rekonstruktion der spätglazialen Klimaverhältnisse in Mitteleuropa haben dürfte (vgl. MEIER 1996, KOLSTRUP 1999).

Die in den Abisko-Bergen studierten Permafrosthügel unterscheiden sich von den Palsas durch ihre Morphogenese: Sie sind primär durch die Bildung von Injektionseis entstanden und stellen daher keine Palsas dar (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986), auch wenn die kleinere Hügelvariante morphologisch und in ihren Abmessungen an Palsas erinnert. Allerdings ist eine größere Anzahl der Hügel im Rakkaslako-Gebiet offensichtlich sekundär durch die Bildung von Segregationseis weiter in die Höhe gewachsen. In diese Richtung weisen Funde von Segregationseislamellen und -linsen, die in zahlreichen gefrorenen Hügelkernen zusätzlich zu den massiven Injektionseiskörpern angetroffen wurden. Eine Hügelbildung durch die Anhäufung von Segregationseis allein – charakteristisch für die Palsagenese – ist im Rakkaslako-Gebiet infolge der beträchtlichen winterlichen Schneemengen und der daraus resultierenden thermisch isolierenden Schneedecke kaum möglich. Für die Bildung eines Injektionseishügels ist die Existenz einer mächtigen Schneedecke jedoch kein Hindernis; die Hügelentwicklung wird stärker endogen durch Grundwasserströme und das lokale Gefrieren von eingeschlossenen Wasserkörpern gesteuert, wobei im Unterschied zur Palsagenese ein besonders tiefes Eindringen der winterlichen Kältewellen nicht unbedingt erforderlich ist. Am Platze der Hügelbildung wird die Schneedecke durchbrochen oder zumindest aufgewölbt. Dadurch sind die Voraussetzungen für ein tiefes Eindringen der winterlichen Kältewellen geschaffen und der Hügel kann durch Segregationseisbildung sekundär weiterwachsen.

Die in den Abisko-Bergen am häufigsten anzutreffende, kleine Hügelvariante weist zahlreiche Merkmale auf, die für Frostblister typisch sind. Dazu zählt neben der Gestalt, den Abmessungen und dem Bauplan vor allem die bevorzugte Lage in Feuchtgebieten entlang von Fließgewässern. Die tiefen und breiten Spalten an der Hügeloberfläche der meisten Hügel, die sich bis zum Permafrost-/Blankeiskern erstrecken können, deuten auf eine sehr rasche Genese der Hügel, die sich den Geländebefunden zufolge innerhalb eines einzigen Winters vollzieht. Dagegen scheint die Existenz oder das Fehlen einer Torf- oder Vegetationsdecke weniger entscheidend zu sein, sofern ein Wasserstauer in Gestalt von Permafrost, Fels oder einer wasserundurchlässigen Lockersedimentlage, wie z. B. einer Tonschicht, im Untergrund vorhanden ist. Die Hügel zeigen hinsichtlich ihrer konstituierenden Merkmale viele Gemeinsamkeiten mit Frostblistern, wie sie u. a. von MEIER (1988/89, 1991b, 1993, 1996) sowie von MEIER & THANNHEISER (2009, 2011) aus Nordenskiöldland, Spitzbergen, beschrieben worden sind. Die kleinen, morphologisch an Palsas erinnernden Permafrosthügel können daher in Übereinstimmung mit ÅKERMAN & MALM-STROM (1986) und MALMSTROM (1987) als Frostblister klassifiziert werden. Eine solche Klassifizierung der Hügel ist etwas problematisch, da Frostblister nach Ausweis der einschlägigen Literatur (vgl. u. a. POLLARD 1988) als saisonale Erscheinungen in der Auftauschicht des Permafrostbodens gelten, die den ersten Sommer nach ihrer Anlage kaum überdauern. Dies steht im Widerspruch zu den eigenen Befunden aus den Abisko-Bergen und Spitzbergen, wo viele Frostblister eine Bestandsdauer von mehr als 10 Jahren aufweisen, in einzelnen Fällen sogar von mehreren Jahrzehnten. Diese längerfristig perennierenden Hügelformen unterscheiden sich von den saisonalen Frostblistern durch die Existenz einer relativ mächtigen, spaltenfreien oder -armen, thermisch isolierenden Torfdecke über dem Blankeiskern. Im Rakkaslako-Gebiet dürfte auch die sekundäre Bildung von Segregationseis und das damit verbundene zusätzliche Wachstum der Injektionseishügel die Bestandsdauer verlängern. In den höheren Lagen, um 1000 m ü. M. und darüber, in denen eine thermisch isolierende Torfdecke weithin fehlt, wird ein längerfristiges Überdauern der Hügel vor allem durch die niedrigeren Sommertemperaturen begünstigt. Da die Hügel in den meisten Fällen eine Bestandsdauer von einigen Jahren erreichen, erscheint es gerechtfertigt, sie als Permafrosthügel zu bezeichnen. Unklar bleibt, ob der Permafrostboden auf die Hügelkerne beschränkt ist oder auch in der Hügelumgebung auftritt. Bei Grabungen und Bohrungen auf der Rakkaslako II-Verebnung wurde abseits der Hügel kein Permafrostboden angetroffen. Dort könnten Fels oder eine Tonschicht als Wasserstauer fungieren. Nach Ausweis der zahlreichen perennierenden Schneefelder und flecken dürfte Permafrostboden in Höhenlagen ab 1000 m ü. M. (Rakkaslako) bzw. ab 800 m ü. M. (Nissunvagge, Pallenvagge, Siellavagge) weit verbreitet sein, wobei die sommerliche Auftauschicht auf den Talböden mehrere Meter betragen kann.

Die bisher nur auf der Rakkaslako II-Verebnung und auf der Rakkaslako III-Verebnung beobachtete größere Hügelvariante erinnert in ihrem Habitus, ihrem Bauplan und in ihren Lagemerkmalen an kleine "Offene System"-Pingos. Im Unterschied zur kleinen Hügelvariante wurden keine Aggradationsstadien angetroffen, so dass der exakte Entwicklungsverlauf unklar ist. Außer den drei studierten, im Zerfall begriffenen Hügel-Vollformen sind auf den Rakkaslako-Verebnungen und in mehreren Hochtälern runde, wassergefüllte Mulden entwickelt, die im typischen Falle von einem flachen Ringwall umgeben sind. Sie repräsentieren höchstwahrscheinlich fortgeschrittene Zerfallsstadien der größeren Hügelvariante. Darauf deutet ein Vergleich der Feldbefunde mit älteren Luftbildern, der die Entwicklung einer Hügelform zu einem Ringwallsee dokumentiert. Dennoch ist eine Klassifizierung der großen Hügelvariante problematisch. Derartige Hügel wurden bisher nur aus den Abisko-Bergen beschrieben; ihr innerer Bauplan und die Verbreitung von Permafrost in ihrer Umgebung konnte bisher nicht ausreichend erforscht werden. Die Hügel weisen auf den ersten Blick sowohl Merkmale von Frostblistern als auch von "Offenen System"-Pingos auf.

Nach den bisher vorliegenden Feldbefunden haben die großen Permafrosthügel eine ähnliche Morphogenese wie die kleine Hügelvariante. Sie sind ebenso wie die letztere durch eine lokale Anreicherung von Injektionseis im Substrat entstanden. Möglicherweise hat auch eine sekundäre Segregationseisbildung stattgefunden, wie die Grabungsbefunde vom großen Permafrosthügel auf der Rakkaslako II-Verebnung vermuten lassen. Die Hügel zeichnen sich aber durch eine deutlich längere – viele Jahrzehnte oder mehrere Jahrhunderte umfassende – Bestandsdauer aus als die kleinere, palsaähnliche Hügelvariante. Je nachdem, ob sich die Injektionseisbildung in der Auftauschicht über dem Permafrost (oder einem anderen Wasserstauer) oder im Permafrost vollzogen hat, lassen sich die Hügel eventuell als Frostblister oder als kleine "Offene System"-Pingos klassifizieren. Die Gesamtheit der festgestellten Merkmale ist weder mit den typischen, in einschlägigen Lehrbüchern angeführten konstituierenden Merkmalen von Frostblistern noch jenen von "Offenen System"-Pingos identisch. Vor allem die lange Bestandsdauer ist für Frostblister untypisch. Dennoch ist eine Klassifizierung der Hügel als eine Art von Frostblistern gegenüber der Einordnung als kleine "Offene System"-Pingos vorzuziehen (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). Die Hügel sind an Standorten mit ähnlichen geoökologischen Bedingungen entwickelt wie die kleinen, palsaähnlichen Hügel. Sie enthalten Blankeiskerne unbekannter Größe und Tiefenerstreckung, die durch eine mindestens 1 m mächtige minerogene Deckschicht vor dem Ausschmelzen geschützt werden. Letzteres könnte die vergleichsweise lange "Lebensdauer" der großen Hügelvariante möglicherweise erklären. Eine Hügelgenese wie bei "Offenen System"-Pingos ist allerdings nicht vollständig von der Hand zu weisen, auch wenn die Existenz von diskontinuierlichem (oder gar kontinuierlichem) Permafrostboden auf den Rakkaslako II- und III-Verebnungen bisher nicht nachgewiesen werden konnte. Die Hangfußlage unter hoch aufragenden Bergen am Rande von tief eingeschnittenen Tälern und Becken, vorzugsweise entlang von Fließgewässern, ist typisch für die Anordnung und Verbreitung von "Offenen System"-Pingos, da dort leicht artesischer (hydraulischer) Druck als Voraussetzung der Entwicklung dieses Pingotyps aufgebaut werden kann (vgl. u. a. MEIER 1988/89, 1991b, 1996, MEIER & THANNHEISER 2009, 2011). Es bedarf weiterer Felduntersuchungen, um die Genese der großen Permafrosthügel besser zu verstehen und um eine angemessene Klassifizierung vornehmen zu können. Die Hügel sind ungewöhnlich und lassen sich in die bekannten periglaziärmorphologischen Klassifikationsschemata offenbar nicht einordnen, was sie interessant macht. Die Ringwallseen als fortgeschrittene Zerfallsstadien der großen Permafrosthügel wurden aus dem Rakkasjåkka-Tal erstmals von RAPP & RUDBERG (1960) beschrieben, ohne dass intakte Hügel-Vollformen, wie sie auf den Rakkaslako-Verebnungen II und III noch existieren, damals bekannt waren. RAPP & RUDBERG nannten die Erscheinungen "Kollabierte Pingos", ein Terminus, der später auch von MELANDER (1977) verwendet wurde. RAPP (1983) bezeichnete sie nach der Entdeckung der Hügel-Vollformen etwas vorsichtiger als "Thermokarst-Teiche". Die Ringwallseen ähneln verblüffend den beim Zerfall von Mineralbodenpalsas oftmals gebildeten morphologischen Erscheinungen und lassen sich von diesen kaum unterscheiden. Bei Verwendung der Ringwallseen als Indikatoren ehemaliger Klimaverhältnisse ist daher größte Vorsicht geboten, da sich die Klimaansprüche der beiden Hügelformen offenbar unterscheiden.

Die in den nordnorwegischen und nordschwedischen Arbeitsgebieten studierten Permafrosthügeltypen lassen sich – sofern die klimatischen Rahmenbedingungen ihrer Bildung bekannt sind – als Klimaindikatoren verwenden. Dies gilt sowohl für die im heutigen Periglaziärraum (Aktuoperiglaziär) in unterschiedlichen Entwicklungsstadien anzutreffenden Hügelformen als auch für die in den ehemaligen Periglaziärgebieten (Paläoperiglaziär) erhaltenen Permafrosthügel-Relikte. Die Hügel-Vollformen in den heutigen Kaltgebieten markieren aktuelle Permafrost-Vorkommen; die Hügelrelikte (Ringwälle etc.) außerhalb des heutigen Periglaziärraumes weisen auf die ehemalige Existenz von Permafrostboden hin. Aufgrund des zyklischen Entwicklungsverlaufes können manche Permafrosthügeltypen (z. B. Palsas, Lithalsas) im aktuellen Periglaziärraum räumlich eng vergesellschaftet als Aggradations- und Degradationsstadium vorkommen, wobei die Existenz von Permafrosthügeltypen stellen nicht nur unterschiedliche Anforderungen an die klimatischen Voraussetzungen ihrer Bildung, sondern auch an eine Reihe weiterer Milieufaktoren, wie z. B. Substrat, Relief, Vegetation und hydrologische Verhältnisse, was Klimarekonstruktionen, insbesondere im Paläoperiglaziär Mitteleuropas, erheblich erschwert.

Von den verschiedenen Permafrosthügeltypen sind die traditionellen, torfbedeckten Palsas am häufigsten anzutreffen. Ihre Verbreitung konzentriert sich auf vermoorte oder versumpfte Geländedepressionen im kontinentalen Binnenland Nordfennoskandiens. Aufgrund ihres charakteristischen Erscheinungsbildes sind sie im Gelände und auf Luftbildern leicht und zuverlässig zu identifizieren. Eine Verwechselung mit morphologisch ähnlichen Hügelformen andersartiger Genese ist nahezu ausgeschlossen. Permafrostfreie Zerfallsstadien haben eine begrenzte Bestandsdauer; eine Fossilisierung findet nur selten statt. Die Palsas stellen daher die zuverlässigsten Indikatoren rezenten Permafrostbodens in den Arbeitsgebieten dar. Sie kennzeichnen vor allem die flachwelligen, lockermaterialbedeckten, vermoorten Plateaus des Fennoskandischen Schildes südöstlich und östlich der Skanden. In Finnmark erstreckt sich ihre Verbreitung von der inneren Finnmarksvidda bis an die klimatisch und edaphisch-hydrologisch begünstigten inneren Fjordbuchten. Die Mehrzahl der Palsamoore ist südlich der polaren Waldgrenze bzw. unterhalb der alpinen Waldgrenze gelegen, d. h. im klimatisch höchst sensitiven Randbereich der Permafrost-Verbreitung, in dem Dauerfrostboden in diskontinuierlicher und sporadischer Verbreitung auftritt. In den weit abgelegenen, unerschlossenen und unzugänglichen Gebieten der binnenländischen Finnmark und des nordschwedischen Inlandes liefert die einfache und recht zuverlässige Kartierung von Palsas wichtige Hinweise auf die Verbreitung von Permafrostboden. Die bisher bekannten Lithalsa-Vorkommen befinden sich am Rande von Palsamooren, wo Lithalsas in unmittelbarer Nachbarschaft zu traditionellen, torfbedeckten Palsas entwickelt sind. Die Lithalsas treten einzeln oder in Kleingruppen von wenigen Exemplaren auf; ihr Erscheinungsbild ist weniger markant als das der Palsas, was eine Identifizierung auf Luftbildern erschwert. Es ist daher zu vermuten, dass viele Vorkommen an abgelegenen Lokalitäten bisher unentdeckt geblieben sind. Die bekannten Fundorte zeichnen sich durch kühle Sommer aus. Solche Bedingungen sind nahe der polaren Waldgrenze an der Finnmarksküste (Karlebotn am inneren Varangerfjord) und nahe / oberhalb der alpinen Waldgrenze im Binnenland (Tavvavuoma, Kätkijärvet, Corgosjokka) gegeben. Dort begünstigen die niedrigen Sommertemperaturen das Überdauern der Permafrostlinsen in den Hügelkernen, so dass eine thermisch isolierende Torfdecke nicht erforderlich ist. Die Lithalsas weisen eine größere sommerliche Auftautiefe auf als die Palsas und reagieren empfindlicher auf eine Klimaerwärmung, wie der beschleunigte Hügelzerfall am inneren Varangerfjord und in Tavvavuoma im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte belegt.

Die großen pingoähnlichen Permafrosthügel und die kleinen, morphologisch an Palsas erinnernden Frostblister in den Abisko-Bergen sowie die Frostblister auf dem Sennaland treten auf Luftbildern kaum in Erscheinung, was ihre Verwendung als Permafrostindikatoren einschränkt. Die großen Hügel-Vollformen blieben trotz ihrer Lage nahe eines viel begangenen Touristen-Wanderweges (Björkliden-Låktatjåkkastuga) lange unentdeckt. Dagegen wurden die aus dem Zerfall solcher Permafrosthügel resultierenden, auf Luftbildern leicht zu identifizierenden Ringwallseen im Rakkaslako-Gebiet schon Anfang der 1960 er Jahre beschrieben (vgl. u. a. RAPP & RUDBERG 1960). Die große Ansammlung von Frostblistern und deren Zerfallsstadien (Thermokarst-Teiche) auf der Rakkaslako II-Verebnung tritt im Luftbild und im Gelände zwar deutlich in Erscheinung, doch weckte die Lokalität erst Anfang der 1980 er Jahre wissenschaftliches Interesse (vgl. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984), vermutlich, weil die Hügel zunächst für Palsas gehalten wurden und ihre Bestandsdauer auf maximal wenige Jahrzehnte beschränkt ist. Die in verschiedenen Hochtälern der Abisko-Berge einzeln oder in kleinen Gruppen verstreut anzutreffenden Frostblister sind dagegen auf Luftbildern maßstabsbedingt kaum zu entdecken, es sei denn, man weiß von ihrer Existenz und kennt ihre Lage bereits im Voraus sehr genau. Ähnliches gilt für die Frostblister auf dem Sennaland, die nur wenige Jahre überdauerten und mittlerweile, ohne Spuren zu hinterlassen, kollabiert sind.

Die studierten Permafrosthügeltypen sind als morphologische Permafrostindikatoren von sehr unterschiedlicher Qualität. Die Hügel-Vollformen enthalten in der Regel Dauerfrostboden, während die fortgeschrittenen Zerfallsstadien, insbesondere die Ringwälle, zumeist permafrostfrei sind. Die Verbreitung der ausgewiesenen Hügeltypen ist an sehr spezielle klimatische, orographische, edaphische und hydrologische Situationen geknüpft, die das Verbreitungsgebiet kontrollieren und dadurch den Wert der Permafrosthügel bei der Kartierung der Permafrost-Verbreitung in einem bestimmten Gebiet einschränken. Das Verbreitungsmuster der Hügel liefert daher nur ein sehr unvollständiges Bild der Permafrost-Verbreitung in den Arbeitsgebieten. Das durch das Klima vorgezeichnete Verbreitungsgebiet der Palsas wird weithin durch die Verbreitung von Torfablagerungen hinreichender Mächtigkeit sowie die Existenz eines ausreichend großen Wasserreservoirs bestimmt, Bedingungen, die in den zahlreichen Moor- und Sumpfgebieten erfüllt sind, was die weite Verbreitung der Palsas in den nordnorwegischen und nordschwedischen Arbeitsgebieten erklärt. Ton- und schluffreiche, frostempfindliche Sedimente im Untergrund der Moore, die der Eissegregation förderlich sind, begünstigen die Palsabildung zusätzlich. Im Unterschied zu jener der Segregationseishügel setzt die Morphogenese der Injektionseishügel Reliefunterschiede voraus, damit hydro- / kryostatischer Druck aufgebaut werden kann. Ferner ist für die Entwicklung der großen pingoähnlichen Hügel und der kleineren Frostblister ein Wasserstauer im Untergrund erforderlich, der von Permafrost, Fels oder einer Tonschicht gebildet werden kann. Das die Wasserlinse im Innern der Hügel speisende Wasser wird durch einen nahe gelegenen Bachlauf angeliefert oder fließt subkutan von den angrenzenden Berghängen herab. Solche Voraussetzungen der Hügelbildung sind vorzugsweise im steilen, klein gekammerten Hochgebirgsrelief erfüllt, was die Konzentration dieser Hügeltypen auf geeignete Hochgebirgsstandorte und das offensichtliche Fehlen im weiträumigen Flachrelief des Binnenlandes erklärt.

Die klimatischen Voraussetzungen für die Bildung und den Erhalt der verschiedenen Permafrosthügeltypen lassen sich mit unterschiedlicher Genauigkeit erfassen. Aus dem Verbreitungsgebiet der Palsas steht ein umfangreiches Datenmaterial der amtlichen norwegischen und schwedischen Wetterstationen zur Verfügung, wobei die Stationen im günstigsten Falle in unmittelbarer Nachbarschaft der Palsamoore gelegen sind (z. B. Banak, Cuovdatmåkki, Abisko). Die Daten geben die klimatischen Bedingungen im kontinentalen Binnenland, dem Hauptverbreitungsgebiet der Palsas, recht exakt wider. Dagegen lassen sich die Klimaverhältnisse in den Palsamooren der inneren Fjordregion Ostfinnmarks (innerer Varangerfjord) sowie in den höheren Lagen des nordschwedischen Gebirges mangels Messstationen nur grob abschätzen. Letzteres gilt auch für die klimatischen Bedingungen im weniger gut bekannten Verbreitungsgebiet der Lithalsas. Das Klima im Gebiet der bisher bekannten Vorkommen bei Karlebotn, Corgosjokka, Tavvavuoma und Kätkijärvet läßt sich nur mittels Extrapolation von Datenmaterial relativ weit entfernter Wetterstationen charakterisieren, was aufgrund des unterschiedlichen Reliefs vor allem bezüglich der Niederschlagsverhältnisse problematisch ist. Die kleinen und großen Injektionseishügel in den Abisko-Bergen (Frostblister, pingoähnliche Hügel) treten offenbar unter ähnlichen klimatischen Verhältnissen auf. Sie sind im Rakkaslako-Gebiet räumlich eng vergesellschaftet. Infolge des gekammerten Hochgebirgsreliefs kann das Lokalklima jedoch von Tal zu Tal variieren. Die Frostblister in den Hochtälern der östlichen Abisko-Berge (z. B. Nissunvagge, Pallenvagge) haben sich zweifellos unter kontinentaleren Klimabedingungen entwickelt als jene auf den Rakkaslako-Verebnungen. Dagegen sind die kurzlebigen Frostblister auf dem Sennaland-Plateau nahe der Finnmarksküste unter vergleichsweise maritimen Klimaverhältnissen entstanden. Dort ist die Frostblister-Genese offenbar durch eine Kombination besonders günstiger lokalklimatischer, edaphisch-hydrologischer und geomorphologischer Bedingungen ermöglicht worden.

Bei der Rekonstruktion von Umwelt- und Klimaveränderungen in der Vergangenheit werden pollenanalytische und dendrochronologische Befunde, Belege aus der Auswertung von Sedimentkernen aus der Tiefsee und Eiskernen aus Polargebieten und Hochgebirgen sowie Schlussfolgerungen aus Gletscherschwankungen und -veränderungen in zunehmendem Maße durch sedimentologische und geomorphologische Datensätze ergänzt, so dass das Bild vergangener Entwicklungsverläufe immer detaillierter und ausgewogener geworden ist. Unter den Periglaziärerscheinungen und -formen bieten die Permafrosthügel (neben den Eiskeilpolygonen) vermutlich die besten Voraussetzungen für Umwelt- und Klimarekonstruktionen. Ihre Bildung und ihr Zerfall können deutliche geomorphologische Spuren im Gelände hinterlassen, wie (Ring-) Wälle mit charakteristischen Sedimentstrukturen. Zudem finden sich in den heutigen Periglaziärgebieten Permafrosthügel mit spezifischen hydrologischen Merkmalen, deren Verbreitung sich auf bestimmte klimatische Regionen im Polarraum und im Hochgebirge konzentriert. Sind die Anforderungen eines bestimmten Permafrosthügeltyps an die Umweltbedingungen und das Klima im Aktuoperiglaziär hinreichend gut bekannt, können die "fossilen", inzwischen eisfreien Reliktformen im Paläoperiglaziär verwendet werden, um die Paläoklimaverhältnisse zur Zeit ihrer Bildung zu rekonstruieren. Die Zuverlässigkeit solcher Rekonstruktionen beruht in hohem Maße auf dem Bewusstsein der Vielfältigkeit der an der Morphogenese der Hügel beteiligten Prozesse und auf einer genauen Kenntnis der klimatischen Voraussetzungen der Formbildung einschließlich der jeweiligen Grenzwerte von jedem einzelnen Permafrosthügeltyp. Das Prinzip der Paläomilieu-Rekonstruktion anhand von "fossilen", reliktären periglaziären Formen und Strukturen innerhalb von sedimentären Sequenzen gründet sich auf die Annahme, dass die Relikte und Sedimentstrukturen, die heute in Gebieten mit einem gemäßigten Klima anzutreffen sind, zuverlässig und sicher als inzwischen "fossile" reliktäre Gegenstücke zu aktiven Periglaziärerscheinungen in aktuellen Kaltgebieten identifiziert werden können. Dazu sind genaue Kenntnisse über den Übergang von der aktiven periglaziären Form / Ablagerung zur inaktiven bzw. fossilen Periglaziärerscheinung zwingend erforderlich, im Falle der Lithalsas etwa die Ringwallbildung aus einer Hügel-Vollform, die sich im rezenten Verbreitungsgebiet der Lithalsas stellenweise beobachten läßt. Auf dieser Basis können die ökologischen Ansprüche der aktiven Formen als Maximum / Optimum / Minimum-Werte für die Zeit der Bildung der reliktären Form verwendet werden (vgl. KOLSTRUP 1999). Die Untersuchungen müssen auch die Bandbreite der lokalen und regionalen Anforderungen erfassen, innerhalb derer die Bildung und der Zerfall eines jeden morphologischen Typs möglich ist. Die Zuverlässigkeit der Rekonstruktion hängt ferner davon ab, wie häufig und wie gut entwickelt vergleichbare Formen und Strukturen in der Sedimentabfolge aus der fraglichen Zeit im Gebiet erhalten sind. Im Falle der Permafrosthügel wird die Repräsentativität und Zuverlässigkeit der Rekonstruktionen durch die geringe Anzahl bisher bekannter Hügeltypen und -varianten sowie die begrenzte Anzahl bisher beschriebener Vertikalschnitte durch aktive Permafrosthügel und "fossile", eisfreie Hügelrelikte eingeschränkt.

Die in den nordnorwegischen und nordschwedischen Arbeitsgebieten gewonnenen Kenntnisse zur Morphodynamik und Morphogenese der verschiedenen Permafrosthügeltypen und zu den klimatischen Formungsbedingungen der Hügelentwicklung lassen sich für längerfristige Klimarekonstruktionen verwenden. Seit den 1960 er Jahren werden aus Nordfennoskandien (vgl. u. a. SVENSSON 1964b, 1969) sowie Mittel- und Westeuropa Mulden- und Ringwallformen beschrieben, die nach Ansicht der Autoren inzwischen eisfreie Permafrosthügelrelikte repräsentieren, wobei die Zuordnung zu einem bestimmten Hügeltyp häufig fragwürdig ist. Zudem werden Formen als Permafrosthügelrelikte gedeutet, die mit größter Wahrscheinlichkeit eine ganz andere, nicht periglaziäre Morphogenese haben; in vielen Fällen dürfte eher ein glaziärer Ursprung in Frage kommen. Ursache vieler zweifelhafter Deutungen und Fehlinterpretationen ist vor allem die bis in die 1980 er Jahre begrenzte Kenntnis von der Morphodynamik der einzelnen Permafrosthügeltypen und -varianten und ihren ökologischen, insbesondere klimatischen Anforderungen. Flache Lockermaterialhügel mit Gipfelkrater sowie von Ringwällen umgebene Mulden wurden in den 1960 er und 1970 er Jahren zumeist als Pingo-Relikte interpretiert. Später wurden viele der vermeintlichen Pingo-Relikte in Lithalsa-Relikte umgedeutet, u. a. in Belgien (Hautes Fagnes-Plateau), Wales und Irland (vgl. PISSART 2000, 2002, 2003). Der Mangel an aussagekräftigen Aufschlußprofilen sowohl in aktuellen Permafrosthügeln als auch in "fossilen", inzwischen eisfreien Hügelrelikten im ehemaligen Periglaziärraum dürfte wesentlich zu den Unsicherheiten bei der Deutung der Formen beigetragen haben. Ferner ist zu berücksichtigen, dass die Hügelrelikte seit Ausschmelzen des Bodeneises aus den ursprünglichen Permafrosthügeln gegen Ende des Pleistozäns über einen sehr langen Zeitraum unterschiedlichsten Abtragungsprozessen ausgesetzt waren, die das Erscheinungsbild und unter Umständen auch das innere Gefüge verändert haben können, was eine eindeutige Zuordnung der Reliktform zu einem bestimmten Permafrosthügeltyp zusätzlich erschwert. Da sich die verschiedenen Permafrosthügeltypen in ihren Anforderungen an das Klima unterscheiden, zeugen auch die aus dem Hügelzerfall resultierenden Reliktformen von ehemals unterschiedlichen Klimabedingungen. Eine falsche Deutung der Hügelrelikte hat daher zwangsläufig eine falsche Einschätzung der früheren Klimaverhältnisse bei der Rekonstruktion zur Folge.

Die aus den rezenten Verbreitungsgebieten der Permafrosthügel für Klimarekonstruktionen zur Verfügung stehenden Klimadaten umfassen nur kurze Zeitabschnitte. Längere Meßreihen sind oftmals lückenhaft, in der Frühphase der Messungen unzuverlässig oder interpoliert. Das Netz der Wetterstationen in den aktuellen Permafrostgebieten ist zunehmend dichter geworden, während sich die Kenntnis von der Verbreitung der Permafrosthügel kontinuierlich vergrößerte. Zur Kennzeichnung der klimatischen Verhältnisse in den Verbreitungsgebieten der Permafrosthügel wird in der internationalen Fachliteratur daher vornehmlich Datenmaterial aus der Zeit nach dem 2.WK verwendet, vorzugsweise Daten aus der Normalperiode 1961-1990, die relativ gut zugänglich sind. Diese Periode allein stellt jedoch nur einen kurzen Abschnitt im Entwicklungsverlauf der meisten Permafrosthügeltypen dar und ist daher für die Kennzeichnung der klimatischen Voraussetzungen der Permafrosthügel-Bildung und -Erhaltung nur mit Einschränkung geeignet. Wie die Klimaanalyse ausweist, unterscheiden sich die Mittelwerte der verschiedenen Meßperioden in Nordfennoskandien teilweise erheblich. Entsprechend der jeweils zugrunde gelegten Meßperiode ergeben sich unterschiedliche klimatische Kenn- und Grenzwerte für die Verbreitung der Permafrosthügel. Ebenso durchlaufen die Permafrosthügel einen längeren Zeitabschnitt in ihrer Entwicklung, in dem Hügelwachstum und -zerfall dominieren können. Um der Hügeldynamik besser gerecht zu werden, sollten daher sowohl zuverlässige Klimadaten als auch Veränderungen an den Permafrosthügeln über einen möglichst langen Zeitraum berücksichtigt werden. Beides ist sehr zeitaufwendig, trägt aber den dynamischen Beziehungen zwischen den Klimaverhältnissen und der Permafrosthügel-Verbreitung besser Rechnung als die Verwendung kurzer Klima-Meßreihen und Feldbeobachtungsperioden. Die Grenzen der Verbreitung eines bestimmten Permafrosthügeltyps und der Zustand der einzelnen Hügel sind nicht statisch, sondern unterliegen Veränderungen, die sowohl durch den Entwicklungszyklus der verschiedenen Permafrosthügeltypen als auch durch einen Klimawandel hervorgerufen werden können. Die genaue Ursache einer Permafrosthügel-Degradation – natürlicher Bestandteil des zyklischen Entwicklungsverlaufes oder Folge eines Klimawandels - läßt sich nur durch sorgfältige Felduntersuchungen an zahlreichen Permafrosthügel-Standorten ermitteln. Im Falle der torfbedeckten Palsas - des am häufigsten und am besten untersuchten Permafrosthügeltyps - ist zu vermuten, dass die Auftaugeschwindigkeit unter wärmeren und feuchteren Klimaverhältnissen zunimmt, und dass die Zeitverzögerung zwischen den veränderten Klimaverhältnissen und dem Auftauen des Permafrostkerns kürzer ist als die Zeitspanne der Hügel-Degradation im Rahmen des natürlichen Entwicklungskreislaufes (vgl. FRONZEK, LUOTO & CARTER 2006).

Auch in den nordnorwegischen und nordschwedischen Arbeitsgebieten stellen die torfbedeckten Palsas den am weitesten verbreiteten Permafrosthügeltyp dar. Die Klimaverhältnisse in ihren Verbreitungsgebieten sind relativ gut bekannt. Die klimatischen Bedingungen in den Kerngebieten der Palsaverbreitung sind weithin vergleichbar, während die Grenzbedingungen räumlich und zeitlich stärker variieren, wie die langfristigen Detailstudien in den Randgebieten der Palsaverbreitung in Finnmark ausweisen (vgl. u. a. ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996). Hauptursachen für diese Variabilität sind vornehmlich Substrat- und Vegetationsunterschiede zwischen den verschiedenen Lokalitäten (u. a. Unterschiede in der Mächtigkeit der thermisch isolierenden Torfdecke und der Art und Dichte des Vegetationskleides der Palsas) sowie die träge Reaktion der Palsas auf Klimaveränderungen. Die Palsa-Morphodynamik reagiert nicht spontan, sondern mit Verzögerung auf eine Klimaerwärmung, wobei die Reaktionszeit bei mächtiger Torfdecke und geringer Höhe und Exposition der Palsas offenbar besonders lang ist. In diese Richtung weisen u. a. Beobachtungen in den Mooren am inneren Porsangerfjord. Im Raum Lakselv wirken die weitgespannten Plateaupalsas trotz einer deutlichen Klimaerwärmung während der letzten beiden Jahrzehnte und einer seit langem positiven Jahresmitteltemperatur intakt und stabil, während die hohen, der warmen sommerlichen Einstrahlung stärker ausgesetzten Kuppel- und Komplexpalsas in raschem Zerfall begriffen sind. Bei den Plateaupalsas beschränkt sich die sichtbar in Erscheinung tretende Permafrost-Degradation im Wesentlichen auf die Palsaränder (Blockerosionshänge an Bachläufen) und einige wenige Plätze an den Plateauoberflächen (flache Thermokarstteiche). In den Plateaupalsa-Gebieten bei Banak und Brennelv wird die langsame Reaktion auf die Klimaerwärmung möglicherweise auch durch den Kühleffekt des Permafrostes im Untergrund begünstigt (Permafrostmächtigkeit stellenweise >20 m).

Die klimatischen Verhältnisse im Verbreitungsgebiet torfbedeckter Palsas (reine Torfpalsas, Palsas mit Torfhülle und Mineralbodenkern) lassen sich in Finnmark wie folgt kennzeichnen (Normalperiode 1961-1990): Jahresmitteltemperatur -3,5 °C bis 1,0 °C, Mitteltemperatur des Winters (Dez.-März) -7 °C bis -15 °C, Mitteltemperatur des Sommers (Juni-Sept.) 9 °C bis 11 °C, Mitteltemperatur des kältesten Monats (Januar / Februar) -7 °C bis -17 °C, Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli) 11 °C bis 14 °C, 190-250 Frosttage pro Jahr (80-140 Tage mit Min. <-10 °C). Die mittlere jährliche Kältesumme beträgt -1100 °C bis -2200 °C, die Wärmesumme 1100 °C bis 1500 °C, die Wärmebilanzsumme -1100 °C bis 250 °C, die mittlere jährliche Frostintensität -5,5 °C bis -9,5 °C. Pro Jahr fallen 300-500 mm Niederschlag mit Maxima im Spätsommer und Frühherbst. Bei Ausgliederung einer Kernzone (Finnmarksvidda, Tana- und Pasviktal) und einer Randzone (Varangerfjord, Porsangerfjord) der Palsaverbreitung ergeben sich für die Kernzone folgende Klimawerte: Jahresmitteltemperatur -3,5 °C bis -1,0 °C, Mitteltemperatur des Winters -11 °C bis -15 °C, Mitteltemperatur des Sommers 10 °C bis 11 °C, Mitteltemperatur des kältesten Monats -13 °C bis -17 °C, Mitteltemperatur des wärmsten Monats 12 °C bis 14 °C, 210 bis 250 Frosttage pro Jahr (115-140 Tage mit Min. <-10 °C). Die mittlere jährliche Kältesumme beträgt -1600 °C bis -2200 °C, die Wärmesumme 1150 °C bis 1500 °C, die Wärmebilanzsumme -1100 °C bis -350 °C, die mittlere jährliche Frostintensität -7,2 °C bis -9,5 °C. Jährlich fallen 300-450 mm Niederschlag. Diese Klimawerte aus der Kernzone der Palsaverbreitung können als repräsentative Kennwerte für das Hauptverbreitungsgebiet der Palsas in Finnmark betrachtet werden (Normalperiode 1961-1990). Die Kernzone zeichnet sich durch eine große Palsamoor-Dichte aus. In der Randzone ist die Palsamoor-Dichte mit Ausnahme der Tiefländer am inneren Varangerfjord und inneren Porsangerfjord, wo die Palsaentwicklung auf den gehobenen marinen Terrassen und spätglazialen glazifluvialen Deltas durch besonders geeignete lokalklimatische, edaphisch-hydrologische und vegetationsgeographische Bedingungen begünstigt wird, wesentlich geringer als in der Kernzone. Die klimatischen Verhältnisse sind dort im allgemeinen ungünstiger für die Bildung und den Erhalt von Palsas. Dies spiegelt sich in Jahresmitteltemperaturen von -1 °C bis 1 °C, Mitteltemperaturen des Winters von -7 °C bis -11 °C, Mitteltemperaturen des Sommers von 9 °C bis 10 °C, Mitteltemperaturen des kältesten Monats von -7 °C bis -12 °C und Mitteltemperaturen des wärmsten Monats von 11 °C bis 12,5 °C wider. Pro Jahr sind 190-225 Frosttage (80-110 Tage mit Min. <-10 °C) zu verzeichnen. Die mittlere jährliche Kältesumme beträgt -1100 °C bis -1550 °C, die Wärmesumme 1100 °C bis 1300 °C und die Wärmebilanzsumme -250 C bis 250 °C (mittlere jährliche Frostintensität: -5,5 °C bis -7,0 °C). Im Jahr fallen 400-500 mm Niederschlag. Das Klima in der nördlichen Randzone der Palsaverbreitung läßt aufgrund der Küstennähe maritime Einflüsse erkennen. Die Palsa-Standorte sind in der Mehrzahl durch Jahresmitteltemperaturen um 0 °C und ausgeglichene mittlere jährliche Wärmebilanzsummen gekennzeichnet und dürften daher äußerst sensitiv auf eine Klimaerwärmung reagieren. Dies gilt in besonderem Maße für die Palsamoore am inneren Porsangerfjord und in den Tälern von Skallelv und Komagelv. Diese Standorte zeichnen sich durch deutlich positive Jahresmitteltemperaturen und mittlere jährliche Wärmebilanzsummen aus. Die dortigen Palsas stehen somit nicht im Gleichgewicht mit den Klimaverhältnissen der Meßperiode 1961-1990.

Mit der Klimaerwärmung seit Beginn der 1990 er Jahre veränderten sich die klimatischen Kennwerte im Verbreitungsgebiet der Palsas. Zugleich kam es in vielen Palsamooren Finnmarks zu Veränderungen in der Morphodynamik der Palsas, die sich u. a. in einem beschleunigten Palsazerfall manifestieren. Dieser Trend tritt in den Mooren der Randzone der Palsaverbreitung am auffälligsten in Erscheinung, ist aber auch in zahlreichen Mooren der Kernzone festzustellen, insbesondere solchen mit einer großen Anzahl hoher Kuppel- und Komplexpalsas, bei denen die zahlreichen offenen Dehnungsspalten die Wärmezufuhr zu den gefrorenen Palsakernen begünstigen. In der Palsakernzone nahm die Jahresmitteltemperatur im Zeitraum 1991-2009 im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 um 0,7-1,3 °C zu, in der Palsarandzone um 0,8-0,9 °C. In der Kernzone blieben die Jahresmitteltemperaturen weithin negativ, während große Gebiete der Randzone nunmehr positive Jahresmitteltemperaturen aufweisen. Die deutliche Reduzierung der mittleren jährlichen Kältesummen und leichte Zunahme der mittleren jährlichen Wärmesummen beinhaltet eine Veränderung der mittleren jährlichen Wärmebilanzsummen, die in der Palsakernzone negativ blieben, in der Randzone nun aber leicht bis deutlich positiv sind. Dies erklärt die im Vergleich zu den Palsas der Kernzone stärkere Reaktion der Randzonenpalsas auf den Klimawandel (verstärkt durch eine gleichzeitige, größere Zunahme der Niederschlagsmengen). Während sich das Verbreitungsgebiet der Palsas in der binnenländischen Kernzone trotz Veränderung der Klimabedingungen (und klimatischen Kennwerte) kaum veränderte, verringerte sich das Palsaverbreitungsgebiet in der Randzone durch Austauen des Permafrostes in einigen Palsamooren in klimatisch besonders sensitiven Randlagen (z. B. Skallelv, Kistrand, Sennaland, Grönåsen).

Die klimatischen Verhältnisse im Verbreitungsgebiet der Palsas in den nordschwedischen Skanden lassen sich folgendermaßen kennzeichnen (Normalperiode 1961-1990): Jahresmitteltemperatur -3,0 °C bis -0,8 °C, Mitteltemperatur des Winters (Dez.-März) -10 °C bis -14 °C, Mitteltemperatur des Sommers (Juni-Sept.) 7 °C bis 10 °C, Mitteltemperatur des kältesten Monats (Januar / Februar) -11 °C bis -17 °C, Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli) 10 °C bis 13 °C. Pro Jahr sind 210-250 Frosttage zu verzeichnen, davon 100-145 Tage mit einer Minimumtemperatur <-10 °C. Die mittlere jährliche Kältesumme beträgt -1455 °C bis -2150 °C, die Wärmesumme 1000 °C bis 1350 °C, die resultierende mittlere jährliche Wärmebilanzsumme -950 °C bis -250 °C, die mittlere jährliche Frostintensität -6,5 °C bis -8,5 °C. Pro Jahr fallen 300-500 mm Niederschlag (Katterjåkk: 887 mm). Die Daten kennzeichnen vornehmlich die Klimaverhältnisse in den tiefer gelegenen, stationsnahen Palsamooren in Tallagen. Die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse in den bis zu 300 m höher gelegenen Palsamooren lassen sich nur mittels Extrapolation von Daten aus den Tallagen abschätzen. Mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel ist u. a. mit einer Verschärfung des Frostregimes und einer Zunahme der Niederschlagsmengen zu rechnen. In Höhenlagen um 700 m ü. M. sind Jahresmitteltemperaturen um -4 °C, kühle Sommer (wärmster Monat: 9-10 °C) und Niederschlagsmengen von bis zu 800 mm im Jahr zu erwarten.

Die Klimaverhältnisse im flachen, kontinentalen Palsaverbreitungsgebiet östlich der Gebirgskette sind durch Jahresmitteltemperaturen von -1,7 °C bis -2,7 °C, Mitteltemperaturen des Winters von -12 °C bis -14 °C, Mitteltemperaturen des Sommers von 9 °C bis 10 °C, Mitteltemperaturen des kältesten Monats von -14 °C bis -16 °C und Mitteltemperaturen des wärmsten Monats von 11 °C bis 13 °C gekennzeichnet. Pro Jahr treten 215-235 Frosttage auf (115-140 Tage mit einer Minimumtemperatur von <-10 °C). Die mittlere jährliche Kältesumme beläuft sich auf -1800 °C bis -2100 °C, die Wärmesumme auf 1150 °C bis1300 °C, die Wärmebilanzsumme auf -600 °C bis -950 °C, die mittlere jährliche Frostintensität auf -8,3 °C bis -8,9 °C. Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge beträgt 400-500 mm.

Die klimatischen Verhältnisse in den Palsaverbreitungsgebieten in der skandinavischen Gebirgskette und im östlichen Vorland unterscheiden sich nach Ausweis der Klimadaten der wenigen Wetterstationen nur unwesentlich. Das Datenmaterial aus dem flachwelligen, lockermaterialbedeckten, mit lichten Birkenwäldern bestandenen Vorland (Fennoskandischer Schild) kann als repräsentativ für das dortige Palsaverbreitungsgebiet angesehen werden, während die Daten aus der Gebirgskette vornehmlich die klimatischen Bedingungen in den Palsamooren der Tallagen widerspiegeln. Diese Palsamoore befinden sich ebenfalls in der Birkenwaldstufe. Die Klimaverhältnisse in den zahlreichen oberhalb der Waldgrenze gelegenen Palsamooren sind mangels Messstationen in den entsprechenden Höhenlagen kaum bekannt. Die kurzen und lückenhaften Meßreihen der Wetterstationen Staloluokta, Latnjajavre und Tarfala vermitteln nur ein unzureichendes Bild der Klimaverhältnisse in den mittleren und höheren Gebirgslagen. Die lange Meßreihe der Wetterstation Riksgränsen / Katterjåkk ist aufgrund des starken maritimen Einflusses der nahe gelegenen Atlantik-Küste etwas untypisch für das Palsaverbreitungsgebiet innerhalb der Skanden.

Die Klimaerwärmung seit Anfang der 1990 er Jahre führte zu einer Erhöhung der Jahresmitteltemperaturen, in der Gebirgskette um 0,8 °C bis 1,0 °C, im östlichen Vorland um 0,7 °C bis 1,2 °C (1991-2010). Diese Werte sind mit den entsprechenden Werten aus Finnmark nahezu identisch. Die Jahresmitteltemperaturen blieben wie in der Kernzone der Palsaverbreitung in Finnmark unter der 0 °C-Grenze (Ausnahme: Abisko). Die mittleren jährlichen Kältesummen verringerten sich, die Wärmesummen nahmen leicht zu, wobei die resultierenden mittleren jährlichen Wärmebilanzsummen negativ blieben (Ausnahmen: Abisko und Ritsem). Dies erklärt, warum die Klimaerwärmung im nordschwedischen Arbeitsgebiet nur in wenigen Mooren zum vollständigen Austauen des Permafrostes führte. Betroffen waren vornehmlich Moore mit geringen Torfmächtigkeiten in den höheren Lagen der Skanden, wo die Torfmächtigkeiten nicht ausreichten, um die Permafrostkerne der Palsas vor dem Auftauen zu schützen (Moore nahe Staloluokta, Nikkaluokta, Abisko). An der Wetterstation Riksgränsen / Katterjåkk an der schwedisch-norwegischen Grenze sind die Jahresmitteltemperatur und die mittlere jährliche Wärmebilanzsumme trotz der Klimaerwärmung noch immer negativ (1961-1990: -1,6 °C / -554 °C; 1991-2009: -0,7 °C / -235 °C). Dennoch ist der Permafrost aus den Palsamooren vollständig verschwunden, wahrscheinlich eine Folge der geringen Torfmächtigkeiten und der großen winterlichen Schneemengen, die das Eindringen der Kältewellen in den Boden behindern. Ferner könnte der deutliche Anstieg der Sommertemperaturen, insbesondere im Juli und August, eine wichtige Rolle gespielt haben, zumal die Permafrostmächtigkeiten relativ gering waren. Vom Tauen des Permafrostes und dem Verschwinden von Palsamooren im Raum Riksgränsen / Katterjåkk berichten auch ÅKERMAN & JOHANSSON (2008) sowie JOHANSSON, ÅKERMAN et al. (2008). Trotz der Temperaturerhöhung um rund 1 °C hat sich das Verbreitungsgebiet der Palsas in Nordschweden offenbar nur unwesentlich verkleinert. Zwar hat sich der Palsazerfall während der letzten beiden Jahrzehnte deutlich beschleunigt, doch reichte das Ausmaß der Permafrost-Degradation nur in wenigen Mooren aus, um die Palsas vollständig kollabieren zu lassen. In den meisten Mooren ist jedoch eine Intensivierung der Erosionsprozesse zu beobachten. In kalten Jahren, wie z. B. 2010, wurden aber vereinzelt auch neue Palsas angelegt.

Es wäre interessant und aufschlussreich, auch die Klimaentwicklung und Palsa-Morphodynamik vor der Normalperiode 1961-1990 zu vergleichen. Auf diese Weise ließen sich die klimatischen Kennwerte der Palsaverbreitung in Nordfennoskandien weiter präzisieren und dadurch die Zuverlässigkeit von Klimarekonstruktionen im ehemaligen Periglaziärraum Mitteleuropas erhöhen. Lange, bis in die 1870 er Jahre zurück reichende Klima-Meßreihen stehen sowohl aus Finnmark als auch aus Norrbotten zur Verfügung, sogar von Wetterstationen in unmittelbarer Nachbarschaft von Palsamooren (Vardö, Kistrand, Kautokeino, Karasjok, Karesuando). Es mangelt indessen an Feldbeobachtungen aus jener Zeit, so dass die Kenntnisse zur Palsaverbreitung und -morphodynamik limitiert sind. Die Verfügbarkeit von Luftbildern aus der Vorkriegszeit ist ebenfalls begrenzt. Frühe Arbeiten zur Palsa-Morphodynamik in den Arbeitsgebieten liefern u. a. G.LUNDQVIST (1951, Norrbotten) und SVENSSON (1962, Finnmark). J.LUNDQVIST (1962) präsentiert eine erstaunlich genaue Karte zur Palsaverbreitung in Nordschweden und gibt erste Hinweise zur klimatischen Abgrenzung der Palsavorkommen. Die Feldarbeiten aus der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts (vgl. Literaturübersichten in MEIER 1985 und 1987) sind jedoch zu verstreut und stichpunkthaft um detaillierte Rückschlüsse auf die Palsa-Morphodynamik zu einer bestimmten Zeit zu gestatten und Zusammenhänge mit Klimaentwicklungen aufzudecken. Es werden zumeist nur einzelne Palsamoore untersucht und aus dem Vorherrschen von Permafrost-Aggradation und -Degradation Rückschlüsse auf das Klima der jeweiligen Zeit gezogen. Der zyklische Entwicklungsgang und die Eigendynamik der Palsas waren damals noch nicht bekannt, so dass ein unmittelbarer und ausschließlicher Zusammenhang mit dem Klima für die meisten Forscher nahe lag. Erst SVENSSON (1962) wies darauf hin, dass der Palsazerfall ein natürlicher Bestandteil des Palsa-Kreislaufes ist und nicht zwangsläufig vom Klima induziert worden ist. Die vorliegenden Beschreibungen aus den Palsamooren erlauben es leider nicht, die vorherrschende Morphodynamik (Aggradation, Stagnation, Degradation) in einem größeren Gebiet zu rekonstruieren und mit der durch das Datenmaterial der Wetterstationen bekannten allgemeinen Klimaentwicklung in Verbindung zu setzen und Korrelationen vorzunehmen. Es bleibt daher unklar, wie sich das Klima der wärmeren Periode 1931-1960 und der kühleren Periode 1901-1930 in den Palsamooren im Detail ausgewirkt hat. In der kühleren Phase um die Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert ist mit einer Palsaneubildung und in der wärmeren Periode 1931-1960 mit einem beschleunigten Palsazerfall zu rechnen. Das genaue Ausmaß dieser vermuteten Entwicklung läßt sich jedoch kaum abschätzen.

Als Grundlage für Klimarekonstruktionen anhand von Palsa-Relikten außerhalb des heutigen Periglaziärraumes lassen sich vor allem die relativ gut bekannten klimatischen Bedingungen und das recht umfangreiche Palsa-Beobachtungsmaterial aus den letzten fünf Jahrzehnten nutzen. Dabei sollten ausschließlich Palsavorkommen Berücksichtigung finden, die mit den herrschenden klimatischen Verhältnissen im Gleichgewicht stehen. Palsamoore in Gebieten mit einer positiven Jahresmitteltemperatur und einer positiven mittleren jährlichen Wärmebilanzsumme während der Meßperioden 1961-1990 und 1991-2009/10 stehen offensichtlich nicht im Gleichgewicht mit dem Klima der letzten fünf Jahrzehnte. Die Moore enthalten reliktären Permafrost und werden daher von der Betrachtung ausgeschlossen. Davon betroffen sind hauptsächlich Palsamoore am Porsangerfjord (z. B. bei Lakselv) und auf der östlichen Varanger-Halbinsel (z. B. Komagelvtal). Faßt man die klimatischen Verhältnisse in den nordnorwegischen (Finnmark) und nordschwedischen (Norrbotten) Palsa-Verbreitungsgebieten unter diesen Voraussetzungen zusammen, ergeben sich die folgenden, repräsentativen, für Klimarekonstruktionen nutzbaren klimatischen Kennwerte der Palsaverbreitung: Jahresmitteltemperatur -3,5 °C bis 0 °C, Mitteltemperatur des Winters (Dez.-März) -10 °C bis -15 °C, Mitteltemperatur des Sommers (Juni-Sept.) 8 °C bis 11 °C, Mitteltemperatur des kältesten Monats (Januar / Februar) -11 °C bis -17 °C und Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli) 10 °C bis 14 °C. Pro Jahr sind 190-250 Frosttage (davon 100-150 Tage mit einer Minimumtemperatur <-10 °C) zu verzeichnen. Die mittlere jährliche Frostintensität beläuft sich auf -5,5 °C bis -9,5 °C. Die mittlere jährliche Kältesumme beträgt -1500 °C bis -2200 °C, die Wärmesumme 1000 °C bis 1500 °C, die resultierende jährliche Wärmebilanzsumme -250 °C bis -1100 °C. Im Jahr fallen 300-500 mm Niederschlag mit Maxima im Spätsommer und Frühherbst. Der Boden ist mehr als 200 Tage im Jahr von Schnee bedeckt. Mit zunehmender Höhe ü. M. nehmen die Temperaturen ab, das Frostregime verschärft sich, und der Niederschlag nimmt zu. Die Palsavorkommen in Nordfinnland scheinen unter ähnlichen klimatischen Rahmenbedingungen zu existieren wie die Palsas in den angrenzenden nordnorwegischen und nordschwedischen Gebieten. Die Jahresmitteltemperaturen und jährlichen Niederschlagsmengen sind vergleichbar (vgl. u. a. SEPPÄLÄ 1988). Die mittleren Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsummen in den finnischen Palsa-Verbreitungsgebieten nördlich des 68. Breitengrades zeichnen sich durch ähnliche Werte aus wie in den norwegischen und schwedischen Palsagebieten, zumindest im Zeitraum 1980-1991 (vgl. SEPPÄLÄ & HASSINEN 1997). Längerfristige Meßreihen, die einen direkten Vergleich mit dem eigenen Datenmaterial erlauben, sind leider nicht erhältlich.

Bei der Kennzeichnung der klimatischen Bedingungen in den Verbreitungsgebieten der Palsas wird nicht zwischen reinen Torfpalsas und Palsas mit Torfhülle und Mineralbodenkern unterschieden. Dies hat praktische Gründe: Eine rasche und zuverlässige Zuordnung der Palsas zu einer der beiden Varianten ist allein anhand des Erscheinungsbildes weder im Gelände noch im Luftbild möglich. Beide Varianten treten zudem häufig räumlich eng vergesellschaftet im selben Palsamoor auf. Stehen keine natürlichen Aufschlüsse zur Verfügung, etwa an Blockerosionshängen, bedarf es aufwendiger Grabungen und Bohrungen, um die Materialzusammensetzung der Palsas zu ermitteln. Im Hinblick auf eine Verwendung des Palsas als Klimaindikator ist es jedoch hilfreich, seine Materialzusammensetzung zu kennen, da reine Torfpalsas und Palsas mit Torfhülle und Mineralbodenkern bei ihrem Zerfall unterschiedliche Spuren im Gelände hinterlassen. Reine Torfpalsas hinterlassen im Moor in den meisten Fällen nur einen Thermokarstteich; gelegentlich zeugt ein flacher Ringwall aus Torf, der die Umrisse des kollabierten Palsas nachzeichnet, von der ehemaligen Existenz des Palsas. Dieser Torfwall hat jedoch nicht lange Bestand; im besten Fall markiert er 3-4 Jahrzehnte lang die ehemalige Lage des Palsas. Im Unterschied dazu hinterlassen die Palsas mit Mineralbodenkern nach ihrem Zerfall oftmals einen Ringwall aus Torf und Mineralboden, der eine zumeist wassergefüllte Mulde umschließt und unter günstigen Geländebedingungen mehrere Jahrhunderte bis Jahrtausende überdauern kann.

Die genaue Verbreitung der reinen Mineralbodenpalsas (Lithalsas) in den nordnorwegischen und nordschwedischen Arbeitsgebieten ist infolge des unauffälligen Erscheinungsbildes dieser Palsavariante auf Raum-Zeit-Substitution nicht erforderlich war.

Luftbildern und im Gelände nicht bekannt. Es ist damit zu rechnen, dass in Zukunft weitere Vorkommen entdeckt werden. Die bisher bekannten Vorkommen befinden sich in Höhenlagen in Waldgrenznähe oder deutlich darüber, d. h. in Gebieten, die sich durch kühle Sommer auszeichnen, so dass eine thermisch isolierende Torfdecke, die die Permafrostkerne der Hügel vor dem Auftauen schützt, nicht erforderlich ist. Die torffreien Hügel treten einzeln oder in Kleingruppen von weniger als 10 Exemplaren auf. Sie sind bei den bisher bekannten Vorkommen eng mit torfbedeckten Palsas vergesellschaftet (Ausnahme: Corgosjokka). Das Substrat besteht vorzugsweise aus ton- und schluffreichen, frostempfindlichen Sedimenten, die lokal von stein- und blockreicher Grundmoräne überlagert sein können. Nahe gelegene Seen oder Bachläufe fungieren als Wasserreservoir für die Segregationseisbildung. Die Hügel sind in sehr unterschiedlichen Höhenlagen entwickelt: Auf dem Karlebotn-Delta (Raetkaguolba) in 70 m ü. M., am Corgosjokka-Oberlauf in 580 m ü. M., im Tavvavuoma-Becken in ca. 550 m ü. M. und an den Kätkijärvet-Seen in 734 m ü. M.. Die klimatischen Verhältnisse sind an allen Hügel-Standorten mangels nahe gelegener Wetterstationen schwer einzuschätzen. Die Hügel liegen in sehr unterschiedlichen Entwicklungsstadien vor, von intakten, kuppelförmigen Hügeln bis hin zu Ringwallseen als sehr weit fortgeschrittenen Zerfallsstadien. Die Entwicklungsstadien waren oder sind in dichter Nachbarschaft zu beobachten, so dass sich der Entwicklungsverlauf von der Hügelform zum Ringwall (-see) zuverlässig rekonstruieren läßt. Bei einigen Hügeln vollzog sich der Zerfall zur ringwallumgebenen Mulde in relativ kurzer Zeit innerhalb des gut 30-jährigen Beobachtungszeitraumes, so dass die bei vergleichbaren Studien häufig angewendete

Die auf Extrapolation von Klimadaten der nächst gelegenen Wetterstationen gegründete klimatische Kennzeichnung des Lithalsa-Verbreitungsgebietes deutet auf Jahresmitteltemperaturen (1961-1990) von -2,5 °C bis -5,0 °C (Raetkaguolba: -1,0 °C bis -1,5 °C), Mitteltemperaturen des Winters (Dez.-März) von -11 °C bis -16 °C, Mitteltemperaturen des Sommers (Juni-Sept.) von 7 °C bis 8 °C (Raetkaguolba: 9,0 °C bis 9,5 °C), Mitteltemperaturen des kältesten Monats (Januar / Februar) von -13 °C bis -18 °C und Mitteltemperaturen des wärmsten Monats (Juli) von 9 °C bis 10 °C. Im Jahr ist mit 220-260 Frosttagen (davon 120-150 Tagen mit einer Minimumtemperatur <-10 °C) zu rechnen. Die mittleren jährlichen Kältesummen dürften in der Größenordnung von -1600 °C bis -2500 °C liegen (Raetkaguolba: -1600 °C bis -1700 °C, Corgosjokka: -1900 °C bis -2100 °C, Tavvavuoma: -2200 °C bis -2300 °C, Kätkijärvet: -2200 °C bis -2500 °C). Im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 verringerten sich die mittleren jährlichen Kältesummen in der Periode 1991-2010 um 200-250 °C. Die mittleren jährlichen Wärmesummen beliefen sich während der Periode 1961-1990 wahrscheinlich auf 800-1200 °C (Raetkaguolba: ca. 1200 °C, Tavvavuoma: 1000-1100 °C, Kätkijärvet: 800-900 °C, Corgosjokka: 800-900 °C). In der Periode 1991-2010 dürfte sich die mittlere jährliche Wärmesumme um 50-100 °C erhöht haben. Die aus den mittleren jährlichen Kältesummen und mittleren jährlichen Wärmesummen resultierenden mittleren jährlichen Wärmebilanzsummen waren in den Perioden 1961-1990 und 1991-2010 an allen 4 Lokalitäten deutlich negativ. Die interpolierten Werte deuten während der Periode 1961-1990 auf mittlere jährliche Kälteüberschüsse von -400 °C bis -1600 °C (Raetkaguolba: -400 °C bis -500 °C, Corgosjokka: -1100 °C bis -1200 °C, Tavvavuoma: -1200 °C, Kätkijärvet: -1400 °C bis -1600 °C). Während der Periode 1991-2010 ist trotz der Klimaerwärmung noch mit mittleren jährlichen Kälteüberschüssen von -200 °C bis -1300 °C zu rechnen (Raetkaguolba: ca. -200 °C, Corgosjokka: -900 °C bis -1000 °C, Tavvavuoma: -1000 °C, Kätkijärvet: -1100 °C bis -1300 °C). Die Werte stellen allerdings nur grobe Anhaltspunkte für die Temperatur-Verhältnisse an den 4 Lokalitäten dar. Sie sollen eine erste Orientierung ermöglichen. Sie gründen sich auf eine simple Interpolation mittels eines Höhengradienten von 0,53 °C / 100 m. Bei der Extrapolation des Datenmaterials der Stationen Banak und Nuorgam für die klimatische Kennzeichnung der Corgosjokka-Lokalität wurde zudem der unterschiedliche Kontinentalitätsgrad der beiden Stationen am inneren Porsangerfjord bzw. im Tantal sowie im oberen Corgosjokkatal berücksichtigt. Die jährlichen Niederschlagsmengen an den 4 Lokalitäten belaufen sich vermutlich auf 400-600 mm (Raetkaguolba: 400-450 mm, Tavvavuoma: ca. 450 mm, Kätkijärvet: 450-500 mm, Corgosjokka: 500-600 mm). Die Niederschlagsdaten lassen sich noch schwerer interpolieren als die Temperaturdaten. Die Angaben für die Lokalität Raetkaguolba bei Karlebotn sind aber infolge mehrerer am inneren Varangerfjord gelegener Niederschlagsmessstationen relativ zuverlässig. Dies gilt auch für die Anzahl der Tage mit geschlossener Schneebedeckung des Bodens (200-210 Tage im Jahr). In Tavvavuoma dürfte an 200-210 Tagen, in Kätkijärvet an 220-230 Tagen und im Corgosjokkatal an ca. 265 Tagen im Jahr eine geschlossene Schneedecke liegen. Die Schneeverteilung wird jedoch durch die Relief- und Windverhältnisse kontrolliert und kann daher kleinräumig stark variieren.

Die Lithalsas reagieren auf eine Klimaerwärmung infolge des Fehlens einer thermisch isolierenden Torfhülle empfindlicher als die torfbedeckten Palsas. Dies erklärt warum sie auf dem gehobenen Delta südlich von Karlebotn (Raetkaguolba) innerhalb von nur 2-3 Jahrzehnten unter Hinterlassung von Ringwällen kollabiert sind, während die torfbedeckten Palsas in unmittelbarer Nachbarschaft noch relativ intakt erhalten sind. Letzteres gilt auch für die Hügel am Nordrand des Palsamoores, deren Torfdecke nur 1-2 Dezimeter mächtig ist. Sie besetzen zusammen mit den inzwischen kollabierten Lithalsas den am stärksten wind- und kälteexponierten, im Winter schneearmen, nördlichen Deltaabschnitt. Außer den wärmeren Sommern im Zeitraum 1991-2009 dürften auch die Folgen der höheren Niederschlagsmengen, insbesondere die größeren winterlichen Schneetiefen, den Zerfall der Lithalsas beschleunigt haben. Von den 4 bekannten Lithalsa-Vorkommen weist das Delta Raetkaguolba nach Ausweis der interpolierten Klimadaten das moderateste Frostregime auf – eine mögliche Ursache für die bescheidenen Abmessungen der ehemaligen Hügel. Diese fjordnahen Lithalsas existierten offensichtlich am Limit des potenziellen Lithalsa-Verbreitungsgebietes, begünstigt durch die speziellen lokalklimatischen und edaphisch-hydrologischen Bedingungen auf dem vegetationsarmen Delta. Die anderen 3 Lithalsa-Vorkommen sind küstenferner und in größeren Höhenlagen entwickelt. Die Standorte zeichnen sich durch ein deutlich schärferes Frostregime aus. Trotz der schärferen frostklimatischen Verhältnisse sind im oberen Corgosjokkatal gegenwärtig nur noch Ringwallseen anzutreffen, deren minerogene Wälle inzwischen permafrostfrei sind. 1965 befand sich dort noch ein flacher Hügel (vgl. SVENSSON 1969), der 1986 bereits weitgehend kollabiert war und teilweise durch einen wallumgebenen Thermokarstsee ersetzt worden war (vgl. MEIER 1987). Im Jahr 2000 war am Platze des ehemaligen Hügels nur noch ein Ringwallsee zu finden, der den zahlreichen anderen Ringwallseen im Talabschnitt ähnelte. Der noch 1986 beobachtete Hügelrest war zu Beginn der warmen Periode 1991-2009 vollständig zerfallen. Die übrigen Hügel im oberen Corgosjokkatal waren bereits früher kollabiert, wahrscheinlich während der relativ warmen Periode 1931-1960. Darauf deutet der Erhaltungszustand der Ringwälle im Jahre 1986. Der Zerfall der Lithalsas im Corgosjokkatal überrascht dennoch. Die Lokalität ist im Grenzsaum Tundren- / Frostschuttstufe gelegen, was ebenso wie die interpolierten Temperaturdaten auf kühle Sommer schließen läßt, selbst in der warmen Periode 1931-1960. Möglicherweise sind die jährlichen Niederschlagsmengen höher als kalkuliert (500-600 mm). Die winterliche Schneedecke könnte recht mächtig sein und dadurch das Eindringen der Kältewellen in die vornehmlich sandig-schluffigen Sedimente der Talfüllung behindern. Die weit verbreiteten aktiven Gelisolifluktionserscheinungen und semipermanenten Schneeflecken an den Talhängen weisen in diese Richtung. Die von WRAMNER (1972) aus dem Tavvavuoma-Becken beschriebenen Lithalsas unterlagen seit den 1960 er Jahren dem Zerfall, der sich in den letzten beiden Jahrzehnten beschleunigte. Die Hügel befinden sich in Waldgrenznähe unter recht kontinentalen Klimaverhältnissen. Das Frostregime ist ähnlich scharf wie im oberen Corgosjokkatal, doch fällt weniger Niederschlag im Jahr. Die Sommer sind deutlich wärmer als an den anderen Lithalsa-Lokalitäten. Die Winter sind kalt und relativ schneearm. Der Schnee wird in der offenen Landschaft leicht verdriftet, so dass die Schneemächtigkeit gering ist, was das Eindringen der Kältewellen in das Substrat begünstigt. Ferner neigt das Becken zur Bildung von "Kaltluftseen". Die Bedingungen sind günstig für die Bildung und den Erhalt von Palsas, so dass die Palsamoore zu den ausgedehntesten in Schweden zählen. Die Lithalsas sind vornehmlich in sandig-schluffigen Sedimenten am Rande von Palsamooren entlang von Bachläufen und Seen entwickelt, die einen nahezu unbegrenzten Wasserzuzug garantieren. Obwohl viele Hügel seit den Untersuchungen von WRAMNER kollabiert sind und an ihre Stelle Ringwallseen getreten sind, existieren noch immer einige intakte Hügelformen ohne auffällige Degradationserscheinungen. Die meisten Lithalsas zeigen jedoch deutliche Merkmale der Degradation, hauptsächlich in Gestalt von Erosionshängen an den Flanken, die bei Grasbedeckung der Hügel an Blockerosionshänge torfbedeckter Palsas erinnern, sowie Deflationserscheinungen im Kronenbereich. Auch viele der benachbarten torfbedeckten Palsas sind im Zerfall begriffen, wie die zahlreichen Blockerosionshänge an den höheren Palsaformvarianten ausweisen. Die Lithalsas sind jedoch wesentlich stärker vom Zerfall betroffen als die traditionellen Palsas. Für den Zerfall dürften neben den höheren

Temperaturen im Winter vor allem die gestiegenen sommerlichen Temperaturen verantwortlich sein. Während die höheren kuppel- und wallförmigen Lithalsas relativ rasch kollabieren, dürften die plateauförmigen Varianten noch längere Zeit Bestand haben. In ihnen hat die Klimaerwärmung im Zeitraum 1991-2010 vor allem zu einer Zunahme der jährlichen Auftautiefen geführt. Da der Permafrost im Untergrund jedoch eisarm ist, finden sich kaum Thermokarsterscheinungen an den Plateauoberflächen. Die wenigen, in die Plateaus eingesenkten Thermokarstmulden markieren Plätze, an denen eisreicher Permafrost ausgetaut ist. Die Permafrosthügel an den Kätkijärvet-Seen sind wahrscheinlich noch schärferen frostklimatischen Bedingungen ausgesetzt als die Palsas und Lithalsas im Tavvavuoma-Becken. Die Lokalität befindet sich in der Tundrenstufe deutlich oberhalb der Waldgrenze. Die Mehrzahl der eisreichen Hügel weist eine geschlossene oder lückenhafte Torfdecke auf. Bei einigen Hügeln fehlt die Torfdecke. Die Hügel repräsentieren Palsas und Lithalsas, und nicht Pingos, wie von LAGERBÄCK & RODHE (1985, 1986) fälschlicherweise angenommen wurde. Die meisten Hügel wirken intakt und zeigen kaum Erosionsspuren. Andere Hügel grenzen stellenweise an eine schmale Laggzone und unterliegen dort der Blockerosion. Einige Ringwallseen in der Umgebung der Hügel lassen sich als fortgeschrittene Zerfallsstadien solcher Hügel deuten. Der höchste der vorwiegend kuppel- oder plateauförmigen Hügel ist nahezu torffrei. Die Oberfläche dieses Lithalsas ist von einer stein- und blockreichen, schluffig-sandigen, an den Hügelflanken stellenweise mit Zwergsträuchern bewachsenen Grundmoränendecke überzogen, die die darunter befindlichen Feinsedimente vor der Abtragung schützt. Die Klimaerwärmung im Zeitraum 1991-2010 hat an den Lithalsa- und Palsa-Vollformen sowie den bereits 1986 existierenden Zerfallsstadien nur zu geringen morphologischen Veränderungen geführt. An einigen Hügeln waren Spalten aufgerissen und hatten die Prozesse der Blockerosion initiiert, insbesondere an steileren NW-Hängen. Zudem fanden sich Rutschungsspuren und Abspülungsflächen. Verschiedene bereits 1986 existierende Wasserrinnen hatten sich unter Zurückverlegung der Blockerosionshänge verbreitert. Ferner waren mehrere Ringwälle zerfallen, und die Verlandung der ehemals eingeschlossenen Teiche war deutlich fortgeschritten. Die morphologischen Veränderungen an den Lithalsas und Palsas im Kätkijärvet-Gebiet waren relativ geringfügig verglichen mit der Morphodynamik der Hügel bei Karlebotn, Corgosjokka und Tavvavuoma. Dies läßt sich am besten mit den nach wie vor scharfen frostklimatischen Bedingungen und kühlen Sommern an den Kätkijärvet-Seen erklären.

Die Lithalsas sind für Paläoklima-Rekonstruktionen besonders geeignet, da sie im Unterschied zu den meisten torfbedeckten Palsas nach der Auflösung des Permafrostbodens und dem damit verbundenen Hügelzerfall häufig Relikte in Gestalt minerogener Ringwälle hinterlassen, die über lange Zeiträume in der Landschaft überdauern können und dadurch wertvolle Hinweise auf die klimatischen Verhältnisse zur Zeit der Hügel-Existenz liefern können. Die klimatischen Rahmenbedingungen für die Bildung und den Erhalt der Lithalsas sind zudem enger als im Falle der Palsas. Darauf deuten sowohl die klimatischen Kenn- und Grenzwerte der Lithalsa-Verbreitung in den eigenen nordfennoskandischen Arbeitsgebieten als auch die in der Literatur aus den kanadischen Verbreitungsgebieten mitgeteilten Klimadaten. Die bisher bekannte globale Verbreitung von Lithalsas ist sehr begrenzt; sie konzentriert sich auf die vorgestellten Vorkommen in Norwegisch und Schwedisch Lappland sowie eine Reihe von Vorkommen an der Hudson-Bucht in der kanadischen Provinz Quebec. Als Ursachen dafür kommen eine Forschungslücke oder ein tatsächlich sehr limitiertes Verbreitungsgebiet der Lithalsas in Frage, etwa infolge sehr spezieller Formungsvoraussetzungen, die nur in begrenzten Gebieten gegeben sind. Zwar ist die Identifizierung der Lithalsas im Luftbild und im Gelände schwieriger als im Falle der torfbedeckten Palsas, was das begrenzte Wissen zur Hügelverbreitung erklären könnte, doch lassen die bisher vorliegenden Kenntnisse eher auf sehr spezielle klimatische Formungsvoraussetzungen schließen, die nur an wenigen Plätzen erfüllt sind.

Während die torfbedeckten, traditionellen Palsas in der Zone / Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrostes weit verbreitet sind, sofern eine hinreichend mächtige Torfdecke vorhanden ist, die den Permafrostkern der Hügel im Sommer vor dem Auftauen schützt, ist das Verbreitungsgebiet der torffreien Lithalsas stärker begrenzt. SEPPÄLÄ (1988) präsentiert ein allgemeines Modell der Torfmindestmächtigkeiten, die in Gebieten mit negativen Jahresmitteltemperaturen erforderlich sind, damit sich Palsas entwickeln können. Nach diesem Modell bildet eine Jahresmitteltemperatur von -6° C die Grenze, unterhalb derer eine thermisch isolierende Torfdecke als Voraussetzung der Hügelbildung fehlen kann. Anstelle von torfbedeckten Palsas werden jenseits dieser Grenze torffreie Lithalsas gebildet. Lithalsas finden sich in Nord-Quebec nach PISSART (2000, 2002) in Gebieten mit Jahresmitteltemperaturen zwischen -4,3 °C und -6,0 °C, wobei die Mitteltemperaturen des wärmsten Monats zwischen 9,2 °C und 10,7 °C liegen. Die Jahresmitteltemperaturen in den Lithalsa-Verbreitungsgebieten sind dort niedriger als in den nordnorwegischen und nordschwedischen Arbeitsgebieten, ebenso die Mitteltemperaturen des wärmsten Monats. Faßt man die Daten aus beiden Gebieten zusammen, ergeben sich für das Verbreitungsgebiet der Lithalsas die folgenden Kennwerte: Jahresmitteltemperatur -2,5 °C bis -6,0 °C, Temperatur des wärmsten Monats 9,2 °C bis 11,7 °C (die im Zeitraum 1991-2009 kollabierten Lithalsas auf dem Raetkaguolba-Delta bei Karlebotn repräsentieren offenbar ein "extrazonales" Vorkommen und wurden daher nicht berücksichtigt). Die genannten Werte sind nur als grobe Anhaltspunkte aufzufassen, da die genaue Verbreitung der Lithalsas in Nordfennoskandien bisher nicht bekannt ist, das Klimadatenmaterial auf Interpolation beruht und die Meßreihen aus Quebec kurz sind und von weit entfernten Wetterstationen stammen. In Nordfennoskandien ist mit der Entdeckung weiterer Vorkommen in wind- und kälteexponierten, schneearmen Hochtälern zu rechnen, die sich durch kühlere Sommer auszeichnen dürften als die bisher bekannten Vorkommen.

Die Entdeckung der Lithalsas und der bei ihrem Zerfall gebildeten minerogenen Ringwälle hat Konsequenzen für die Deutung vergleichbarer Ringwallformen in Gebieten, die gegenwärtig nicht mehr von Permafrost unterlagert sind. Solche Ringwälle wurden u. a. aus Finnmark (vgl. SVENSSON 1964b, 1969, 1976, MEIER 1987) sowie aus Mittel- und Westeuropa (vgl. Zusammenfassung in PISSART 2003) beschrieben. Die minerogenen Ringwälle wurden als "Pingo-Relikte" interpretiert, da die Bildung von Ringwällen beim Pingozerfall aus arktischen Gebieten bereits bekannt war. Nachdem Lithalsas, verschiedene Zerfallsstadien solcher Hügel sowie minerogene Ringwälle an mehreren Lokalitäten in enger räumlicher Vergesellschaftung beobachtet worden waren, war klar, dass minerogene Ringwälle auch beim Lithalsa-Zerfall entstehen können. Dadurch ergaben sich Zweifel, ob die als "Pingo-Relikte" gedeuteten Ringwälle tatsächlich einen Pingo-Ursprung haben. Viele, wenn nicht alle diese Formen könnten "Lithalsa-Relikte" darstellen. Da Pingos und Lithalsas in unterschiedlichen periglaziären Milieus vorkommen und für ihre Entwicklung unterschiedliche Klimabedingungen erforderlich sind, ist die richtige Zuordnung der Ringwall-Strukturen zu einem der beiden Permafrosthügeltypen bei Paläoklima-Rekonstruktionen unerlässlich, will man die exakten Klimaverhältnisse zur Zeit der Hügelentwicklung zuverlässig bestimmen. Die zweifelsfreie Zuordnung der minerogenen Ringwälle außerhalb des rezenten Verbreitungsgebietes der aktuellen Hügel ist problematisch. Sie setzt eine umfassende Kenntnis von den am Zerfall der Pingos und Lithalsas beteiligten Prozessen und den daraus resultierenden Sedimentstrukturen voraus. Ferner müssen die geoökologischen Bedingungen (Klima, Substrat, Relief, hydrologische Verhältnisse etc.) bekannt sein, unter denen sich die beiden Permafrosthügeltypen in den aktuellen Permafrostgebieten bilden können. Schließlich sind Kenntnisse zum Verbreitungsmuster (Einzelvorkommen, eng- oder weitständige Anordnung) der Lithalsas und Pingos von Vorteil. Mit diesen Kenntnissen kann auch ein andersartiger, nichtperiglaziärer Ursprung der fraglichen Ringwallform (z. B. glaziärer Ursprung, wie etwa Ringwall-Bildung durch lateral von einem Toteisblock abgleitende Lockersedimente) ausgeschlossen werden. Einige der von SVENSSON (1964b) aus der flachwelligen Plateau-Landschaft südlich des Laksefjordes beschriebenen runden oder unregelmäßiger geformten minerogenen Wälle repräsentieren den eigenen Feldforschungen zufolge keine Permafrosthügel-Relikte, sondern dürften einen glaziären Ursprung haben. Dies gilt in besonderem Maße für die Formen auf der Stuorraskaidi-Kuppe und am Borgasgaissa-Berg. Darauf deuten nicht nur die Lagebedingungen der Wälle (Kuppenlage im ersten Falle, ehemaliges Toteisterrain in Schutzlage im zweiten Falle), sondern auch der sedimentäre Bauplan der Formen. Schwierigkeiten bei der Zuordnung der Ringwälle zu einem bestimmten Permafrosthügeltyp resultieren nicht nur aus der mangelhaften Kenntnis vom inneren Bau der fraglichen Ringwälle abseits der aktuellen Permafrostgebiete, sondern auch aus dem begrenzten Wissen über den Bauplan der Hügelformen und deren Zerfallsstadien in den heutigen Kaltgebieten. Letzteres ist verständlich, befinden sich die verschiedenen Permafrosthügeltypen und -varianten doch in den meisten Fällen in sehr entlegenen Gebieten und sind daher schwer zugänglich. Die Anzahl von aussagefähigen Aufschlüssen, Profilgrabungen und Kernbohrungen ist daher limitiert. Pingos, Lithalsas und Palsas mit dünner Torfhülle und mächtigem Mineralbodenkern, d. h.

Permafrosthügeltypen, die nach dem Zerfall minerogene Ringwälle hinterlassen können, erreichen zudem im Reifestadium erhebliche Abmessungen, so dass zum Studium des inneren Baus schweres technisches Gerät erforderlich ist, das nur schwer und kostenintensiv herangeführt werden kann. Die Kenntnisse vom inneren Bau der nordfennoskandischen Palsas (mit und ohne Mineralbodenkern) und Lithalsas sind in den letzten Jahrzehnten erheblich erweitert worden (vgl. u. a. WRAMNER 1972, 1973, ÅHMAN 1976, 1977, MEIER 1985, 1987, 1988/89, 1991a, 1996), doch existieren nur sehr wenige Schnitte durch die "fossile" Hügelform, die Ringwälle, die offenbar weniger attraktiv ist, und daher bis heute kaum wissenschaftliches Interesse gefunden hat. Einige Querschnitte durch eine Ringwallform sind in MEIER (1991a, 1996) publiziert. Größere Aufschlüsse in aktiven Pingos sind noch seltener (vgl. u. a. MÜLLER 1959). Die Kenntnisse vom inneren Bau der Hügel wurden größtenteils durch Bohrungen (vgl. u. a. MACKAY 1978, 1979, 1998, MEIER 1991b, 1993, 1996) und indirekte geophysikalische Methoden (vgl. u. a. YOSHIKAWA 1993, ROSS, HARRIS et al. 2005, ROSS, BRABHAM et al. 2007) gewonnen. Fotos und Beschreibungen von Pingo-Ringwällen, die einen Thermokarstsee einschließen, sind in der einschlägigen Literatur zu finden (vgl. u. a. MEIER 1996, MEIER & THANNHEISER 2009); Querschnitte durch solche Ringwälle scheinen jedoch nicht zu existieren.

Gegenwärtig aktive Pingos repräsentieren mit Durchmessern von bis zu 500 m und Höhen von bis zu 50 m (vgl. MEIER 1991b, 1993, 1996) den größten frostdynamisch entstandenen Permafrosthügeltyp. Der Grundriß ist rund, langgestreckt oder unregelmäßiger gestaltet. Die Verbreitung von "Geschlossenen System"-Pingos scheint auf Gebiete mit kontinuierlichem Permafrost beschränkt zu sein, wo geeignete Bildungsvoraussetzungen, wie z. B. Seen über hinreichend großen Taliki, sandige Sedimente sowie eine rasche Entleerung der Seen, gegeben sind, so dass eine ausreichende Porenwasser-Expulsion stattfinden kann um einen hohen Porenwasserdruck zu erzeugen. Für die Bildung "Offener System"-Pingos ist ein Terrain mit hoher Reliefenergie erforderlich, damit eine hangabwärts gerichtete Wasserbewegung unter der Erdoberfläche stattfinden kann (hydraulisches System). "Offene System"-Pingos finden sich sowohl in Gebieten mit kontinuierlichem Permafrost, in denen geologisch-tektonische Störungslinien den Permafrost durchziehen, wie z. B. in Nordenskiöldland(zentrales Westspitzbergen) als auch in Gebieten mit flachgründigem diskontinuierlichen Permafrost, wobei in beiden Fällen Hangfußlagen zwischen den Hangablagerungen und den Sedimenten der Talfüllung bevorzugt werden. Die minerogene Deckschicht über den Eiskernen der "Offenen System"-Pingos kann wenige Meter bis über 20 m mächtig sein und aus gefrorenen Lockersedimenten und / oder Festgestein bestehen. Letzteres ist bei den "Offenen System"-Pingos am Grunde der großen Trogtäler in Nordenskiöldland häufig der Fall. Beide Pingotypen enthalten im aktiven Zustand größere Blankeiskerne. Die mit der Eisanhäufung verbundene Vergrößerung der Eiskerne führt zu einer Versteilung der Pingohänge, so dass die oberflächennahen, in der saisonalen Auftauschicht befindlichen Partien der Decksedimente mobilisiert werden und gelisolifluidale sowie abluale Massenverlagerungen stattfinden. Ferner kann die Ausdehnung des Eiskernes Substratverlagerungen an den Hügelrändern initiieren. Die Entwicklung beider Pingotypen setzt die Existenz von Permafrost voraus. Da die Entwicklung des "Geschlossenen System"-Typs jedoch kontinuierlichen Permafrost erfordert, ist in seinem Verbreitungsgebiet mit einem schärferen Luft- und Bodenfrostregime zu rechnen als im Verbreitungsgebiet des "Offenen System"-Typs. MACKAY (1988) lenkt den Blick auf die Beziehungen zwischen der Temperatur, Zeit und Pingogröße und nennt Grenzwerte für die Verbreitung von Pingos. Er vermutet eine mittlere jährliche Bodentemperatur von -2 °C als Grenzwert für die Entwicklung von Pingos, und damit sich große Pingos entwickeln können, soll die Minimumtemperatur in der Größenordnung von -3 °C bis -4 °C liegen.

Die Entwicklung und der Zerfall von Pingos konnten in Nordenskiöldland über einen längeren Zeitraum studiert werden (vgl. u. a. MEIER 1993, 1996, MEIER & THANNHEISER 2009). In den großen Trogtälern (z. B. Advent-, Esker-, Rein-, Grön-, Kjellström- und Berzeliustal) und an der Fjordküste (z. B. innerer Van Mijenfjord) sind rund 60 Pingos in sehr unterschiedlichen Entwicklungsstadien anzutreffen. Außer relativ jungen, flachen, schildförmigen Hügeln ohne auffällige Erosionsspuren sind zahlreiche ältere kuppel- und kegelförmige Hügel mit Gipfeldepression und tiefen Radialspalten zu finden. Die größten und höchsten Pingos besitzen eine wassergefüllte kraterförmige Gipfeldepression als Indiz einer weit fortgeschrittenen Bodeneisauflösung im Hügelkern. Ferner existieren Hügel, bei denen nur noch Reste der ehemaligen Kraterwände erhalten sind. Alle diese Entwicklungsstadien treten unter ähnlichen klimatischen Verhältnissen auf, wobei junge, im Aufbau begriffene schildförmige Pingos stellenweise in enger räumlicher Vergesellschaftung mit weit fortgeschrittenen Zerfallsstadien zu finden sind (z. B. oberes Reintal, Eskertal). Das umfangreiche Pingo-Inventar liefert einige Anhaltspunkte, auf welche Weise die charakteristischen, nach der Bodeneisauflösung oft in der Landschaft überdauernden Ringwälle entstehen. Die dominierenden geomorphologischen Prozesse resultieren in charakteristischen Sedimentstrukturen, die in den Ringwällen in den ehemaligen Permafrostgebieten auffindbar sein sollten, wodurch eine Unterscheidung zwischen "Lithalsa-Ringwällen" und "Pingo-Ringwällen" möglich sein sollte, die für eine fundierte Paläoklima-Rekonstruktion dringend erforderlich ist, da Lithalsas und Pingos im aktiven Zustand unter verschiedenen Klimaverhältnissen und Milieubedingungen vorkommen.

Wenn der Eiskern im Inneren des Pingokörpers schmilzt, entweder als Folge einer Klimaerwärmung oder im Rahmen des natürlichen Entwicklungsverlaufes der Pingos, verändert sich die Gestalt der Hügel drastisch. Das an der Pingooberfläche zum Pingorand verlagerte Material bildet einen (Ring-) Wall um eine zentrale Mulde, die sich am Platze des ehemaligen Eiskerns entwickelt (Reliefumkehr). Der Ringwall markiert die Peripherie des zerfallenen Permafrosthügels. Die Ringwallbildung wird oftmals bereits vor der Eisauflösung im Pingokern initiiert und setzt nicht erst mit dem Pingozerfall ein. Als Initialstadium eines Ringwalles läßt sich eine Materialanhäufung deuten, die als eine Art "Wulst" den unteren Abschnitt der Pingohänge umzieht. Ein derartiger Wulst wurde bei zahlreichen Pingos in Nordenskiöldland beobachtet, und zwar sowohl an Pingo-Aggradationsstadien als auch an Pingo-Degradationsstadien. Das Material wurde offenbar durch Gelisolifluktions- und Abluationsvorgänge in zentrifugaler Richtung von der Hügelkrone zum Hügelrand verlagert. Darauf deuten die Lagerungsverhältnisse in den Materialwülsten sowie Einregelungsmessungen an den häufig plattigen Grobkomponenten. Die Materialverlagerung beschränkt sich weitgehend auf die Auftauschicht und ist während der Schneeschmelze am intensivsten. Das im Schnee magazinierte Wasser begünstigt an gering geneigten Hängen gelisolifluidale Vorgänge, an stärker geböschten, vegetationsfreien Hängen vor allem abluale Materialverlagerungen. Am Fuße der im Bereich der aktiven Talsohlen entwickelten Pingos finden sich oftmals natürliche Aufschlüsse, die Einblick in die Lagerungsverhältnisse der Sedimente gewähren. Infolge der fluvialen Unterschneidung haben Wulstbildungen an der Pingo-Peripherie nur kurz Bestand. Durch die Unterminierung werden die Pingohänge steil gehalten. Stellenweise kommt es zu Rutschungen in den Deckschichten der Pingos, wobei gelegentlich die Eiskerne stellenweise freigelegt werden. Die Sedimentlagen am unteren Rande der Pingos sind oftmals verstellt, nach außen gekippt und enthalten kleine Verwerfungen oder Flexuren. Nicht selten sind Vegetationsreste eingeschlossen. Bei fortgeschrittenen Pingo-Zerfallsstadien (Krater- und Ringwallstadium) sind die Innenhänge in der Regel steiler als die Außenhänge. Die zentrale Geländedepression innerhalb des Ringwalles wird zumeist von einem Kratersee eingenommen. Es wäre wünschenswert gewesen, ein Querprofil durch einen Ringwall zu graben, um die exakten Lagerungsverhältnisse der Sedimentschichten aufzudecken. Es standen jedoch nur wenige Ringwälle zur Verfügung, da auf den aktiven Schottertalsohlen infolge der fluvialen Abtragungsvorgänge kaum eine Ringwall-Bildung möglich ist. Die in geschützten Hangfußlagen in Lockersedimenten entwickelten Ringwälle wiesen Höhen von 8-10 m und Breiten von 15-25 m auf und besaßen in ihrem Inneren unter der dünnen Auftauschicht einen mächtigen Permafrostkern (kontinuierlicher Permafrostbereich!), was die Anlage von Grabungsprofilen verhinderte. Am Rande einzelner, durch Auslaufen des zentralen Thermokarstsees in die Wälle eingeschnittener Ravinen waren Hangsedimentlagen zu erkennen, die am Wallaußenhang etwa oberflächenparallel angeordnet waren, im Innern des Walles aber stellenweise verstellt waren. Die relativ steilen Wallinnenhänge waren vegetationslos, wobei die Sedimente in der Auftauschicht Neigungen nahe des maximalen Böschungswinkels der Gesteine aufwiesen. Wo Grundmoränen-Ablagerungen durch den Bachlauf frisch angeschnitten worden waren, waren die Grobkomponenten stellenweise in Eis eingebettet. Sowohl am Außenhang als auch am Innenhang fanden sich in der Auftauschicht klaffende Spalten sowie Risse.

DE GANS (1988), MACKAY (1988, 1998) und KOLSTRUP (1999) haben einige allgemeine Kriterien vorgeschlagen, anhand derer sich Pingo-Relikte erkennen lassen. Faßt man diese zusammen, zählen zu den wichtigsten Kriterien:

- a. Existenz eines Ringwalles, der eine Mulde umschließt
- b. Materialvolumen des Ringwalles im Verhältnis zum Volumen der Mulde (kein Materialüberschuß!)
- c. Muldenboden tiefer gelegen als Landoberfläche außerhalb des Ringwalles
- d. Zentrifugale Ausrichtung der aus hangabwärtigen Materialverlagerungen stammenden Sedimentlagen am Außenhang der Ringwälle
- e. Einschlüsse von organischem Material in den Hangsedimenten, das bei der Ablagerung der Sedimente begraben worden ist
- f. Auftreten von Verwerfungen und Flexuren in den Hangsedimenten
- g. Hinweise auf die ehemalige Existenz eisgefüllter, radial angeordneter Dilatationsspalten, die sich bis in die Umgebung der Ringwälle erstrecken können
- h. Ablagerungen aus Massenbewegungen und -transporten innerhalb der Ringwälle, deren Material aus höheren Partien innerhalb der Ringwälle stammt
- i. Existenz von ungestörten Straten unterhalb der Sedimentfüllung der Mulde, die ähnliche stratigraphische Lagerungsverhältnisse aufweisen wie die Sedimentlagen in der Ringwallumgebung
- j. Falls die ungestörten Sedimentlagen unterhalb der Muldenfüllung aus feinkörnigem, frostempfindlichem Material bestehen, dürfte im Pingokern Segregationseis dominiert haben. Falls die Ablagerungen unterhalb der Mulde hingegen grobkörnig sind und es in der Umgebung eine Quelle für unter hydrostatischem / hydraulischem Druck stehenden Wassers gab, dürfte der Pingokern aus Injektionseis bestanden haben

Einige der hier angeführten Kriterien gelten nicht nur für Pingo-Relikte, sondern lassen sich auch für die Relikte von Lithalsas und Palsas mit dünner Torfhülle und mächtigem Mineralbodenkern anwenden, was die Unterscheidung der Relikte dieser Permafrosthügeltypen erheblich erschwert (vgl. Fotos 75 und 76). Ein weiteres Problem bei der Identifizierung der Permafrosthügel-Relikte ist der sehr unterschiedliche Erhaltungszustand der Ringwälle und der in ihnen eingeschlossenen Sedimentstrukturen. Vor allem in schluffigen Sedimenten mit einem hohen Eis- bzw. Wassergehalt werden Deformationsstrukturen beim Abschmelzen des Eises nur schlecht konserviert, wie Grabungen in Ringwällen am Rande aktueller Lithalsas und Palsas mit Mineralbodenkern bei Karlebotn ausweisen. Im ungünstigen Falle haben die Strukturen nach dem Ausschmelzen des Bodeneises eine ganz andere Gestalt als bei ihrer Anlage und lassen sich nicht mehr identifizieren. KOLSTRUP (1999) fasst die Problematik zusammen: Sollen Spuren von ehemaligen Permafrosthügeln in der Landschaft nach dem Zerfall der aktiven Hügelform identifiziert werden, müssen die Sedimente eine geeignete Textur und Struktur aufweisen, um sowohl die Entwicklung und Erhaltung der Deformationsstrukturen im gefrorenen wie im ungefrorenen Zustand zu gestatten, und ferner sollten die Formen nach dem Zerfall der aktiven Hügelform nicht all zu stark durch Abtragungsvorgänge beeinflusst worden sein. Die Autorin präsentiert in einer schematischen Graphik eine mögliche Abfolge der Bildung und das Zerfalls von Permafrosthügeltypen in Sedimenten, die Spuren der verantwortlichen Bildungsprozesse enthalten können. In der Graphik wird der vermutete Entwicklungsverlauf bei Pingos und bei Lithalsas / Palsas mit mächtigem Mineralbodenkern neben einander zum Vergleich dargestellt, obwohl eine derart scharfe Trennung der beteiligten Prozesse in der Natur nicht immer möglich ist (vgl. KOLSTRUP 1999). Im ersten Stadium werden die Decksedimente infolge einer lokalen Eisanreicherung im minerogenen Substrat angehoben. Das Eis im Lithalsa / Palsa mit Mineralbodenkern stellt Segregationseis dar und ist daher mit Sedimenten vermischt, während das Eis im Pingo reiner ist (Injektionseis, eventuell zusätzlich Segregationseis). Bei weiterer und größerer Anhebung werden die oberflächennahen Sedimentlagen, insbesondere im Bereich der saisonalen Auftauschicht, instabil. Durch hangabwärtige Verlagerung der Sedimente kann sich ein "Wulst" an der Peripherie des Hügels bilden. Grenzt der Hügel an einen offenen Wasserkörper, was bei Palsas häufig der Fall ist, werden die Sedimente nicht selten unterminiert, und thermoerosive Prozesse können stattfinden und den Unterhang zurück verlegen. Die dabei abgetragenen Sedimente werden in den angrenzenden Teich verlagert und dort in Schichten akkumuliert, die sich mit den Hangsedimenten am unteren Rande des Walles verzahnen. Der

Hügelzerfall resultiert aus dem Ausschmelzen des Eiskerns. Der zentrale Hügelabschnitt wird im Gefolge durch Absinken der Decksedimente zu einer Mulde. Sedimentspuren vom zentralen Abschnitt des ehemaligen Permafrosthügels werden in der fossilen Abfolge in der Regel nicht konserviert, aber am Hügelrand akkumulierte Sedimente können überdauern. Unter günstigen Umständen bleiben nach Verschwinden der Eisunterstützung auch am Innenhang Richtung zentraler Mulde verlagerte Sedimente erhalten.





Foto 75: Ringwallsee (Lithalsa-Relikt) am Westufer des Jeutojåkka-Bachlaufes im Tavvavuoma-Becken. Der 1,2-1,5 m hohe Ringwall besteht aus schluffigsandigen, frostempfindlichen glazilakustrinen Sedimenten, die in Tiefen unter 1,6 m noch Permafrost enthalten. Er markiert den Rand eines ehemaligen reinen Mineralbodenpalsas (Lithalsas), dessen Bodeneis ausgeschmolzen ist. Am Platze des ehemaligen Hügels befindet sich heute eine wassergefüllte Mulde (Durchmesser ca. 25 m). Die Entwicklung vom Permafrosthügel zum Ringwallsee vollzog sich zwischen 1966 (vgl. WRAMNER 1972) und 2013 in einem Zeitraum von 47 Jahren. 7.9.2013

Foto 76: Ringwallsee (Pingo-Relikt) im unteren Vasstal in Nordenskiöldland, Spitzbergen. Der 7-8 m hohe Ringwall wird von glazifluvialen Sanden und Kiesen gebildet, die ab 80-100 cm Tiefe gefroren sind (kontinuierlicher Permafrost). Die eingeschlossene Mulde beherbergt einen Thermokarstsee (Durchmesser ca. 60 m), dessen Wasserspiegel nach Ausweis der Uferlinien um rund 2 m abgesenkt wurde (Trinkwasserentnahme für Bohrstation). Der Ringwall zeichnet sich durch einen steilen Innenhang und einen flacheren Außenhang aus. Der flache Seeboden besteht aus minerogenen Sedimenten, unter denen sich offenbar noch Reste eines mächtigen Eiskernes befinden. 14.8.1988

Die ersten minerogenen Ringwälle außerhalb der rezenten Permafrostgebiete wurden in den 1950 er und 1960 er Jahren entdeckt (vgl. Zusammenfassungen in PISSART 2000, 2003), häufig bei Auswertungen der nun von größeren Gebieten für zivile Zwecke zur Verfügung stehenden Luftbilder. Die Existenz von Lithalsas und ringwallförmigen Zerfallsstadien solcher Permafrosthügel war damals noch nicht bekannt. Beschreibungen von kollabierenden und kollabierten Pingos lagen hingegen schon vor, wobei die enge räumliche Vergesellschaftung von Pingos und Eiskeilpolygonen als Indikatoren eines strengen Frostklimas nicht zu übersehen war. Es überrascht daher nicht, dass Ringwallstrukturen im Verbreitungsgebiet fossiler Eiskeilnetze in Finnmark als "Pingo-Relikte" gedeutet wurden (vgl. SVENSSON 1964b, 1969, 1976). Im nordschwedischen Hochgebirge wurden Ringwallseen im Raum Abisko als "fossile Pingos" bezeichnet (vgl. RAPP & RUDBERG 1960). In den Hochtälern finden sich gegenwärtig außer den Ringwallseen auch fossile Eiskeilnetze und subrezente Frostspaltennetze, wobei die genaue Verbreitung von Permafrost in der Umgebung der Ringwallstrukturen nicht bekannt ist. Bei den von SVENSSON (1964b, 1969, 1976) aus Finnmark beschriebenen "Pingo-Relikten" ist ein Pingo-Ursprung oftmals zweifelhaft oder aufgrund der Lage im Relief und / oder der lokalen Substrateigenschaften sogar unwahrscheinlich. Ferner stellt sich die Frage, ob Pingo-Relikte einen Materialüberschuß aufweisen können, wie im Falle der flachen Hügel mit Gipfelkrater auf dem Stuorraskaidi-Plateau am inneren Laksefjord. Grabungen in den Wallstrukturen und am Grunde der Gipfelmulden ergaben keine Hinweise auf noch existierendes Bodeneis (vgl. auch MALMSTRÖM & PALMER 1984). Bei den Hügelformen dürfte es sich vielmehr um glaziäre Ablagerungen handeln; die Mulden in den Hügeln sind während der spätweichseleiszeitlichen Deglaziation des Gebietes durch Ausschmelzen von Toteis in Moränen-Ablagerungen entstanden, wobei das Moränenmaterial seitlich an den Eisblöcken abgeglitten ist. Die Hügel existierten bereits zur Jüngeren Dryaszeit, wie die damals angelegten, die Hügel querenden, inzwischen fossilisierten Eiskeilspalten (Eiskeilpseudomorphosen) zweifelsfrei belegen. Die Ringwallseen im oberen Corgosjokka-Tal (vgl. SVENS-SON 1969, MEIER 1987) werden in der vorliegenden Arbeit aufgrund der mächtigen, schluffig-sandigen Talfüllung, der engen räumlichen Vergesellschaftung zahlreicher Formen, der geringen Abmessungen der Ringwallseen, den geschätzten klimatischen Verhältnissen sowie dem seit 1967 dokumentierten Zerfall eines flachen Hügels zu einem Ringwallsee nicht als Pingo-Relikte, sondern als subrezente Lithalsa-Relikte interpretiert. Die vollständig oder bruchstückhaft auf dem Raetkaguolba-Delta bei Karlebotn erhaltenen Ringwälle (vgl. SVENSSON 1969) stellen nach Ausweis zahlreicher Querschnitte durch die minerogenen Wälle sowie Grabungen und Bohrungen am Boden der zentralen Mulden (vgl. MEIER 1991a, 1996) ebenfalls Lithalsa-Relikte dar. Die Ringwälle sind unmittelbar mit rezenten Lithalsas vergesellschaftet, die gegenwärtig im Zerfall begriffen sind und am Ende des Entwicklungsverlaufes vergleichbare minerogene Ringwälle hinterlassen könnten. Gegen einen Pingo-Ursprung der Ringwälle sprechen nicht nur die enge räumliche Vergesellschaftung mit Lithalsa-Vollformen sowie die lokalen edaphisch-hydrologischen Bedingungen, sondern auch die vermutete Altersstellung der Ringwälle. In einer von einem vollständigen Ringwall eingeschlossenen Mulde ist eine dünne Torfschicht entwickelt, die von SVENSSON (1969) auf 1320 \pm 100 Jahre B.P. datiert worden ist. Dieser Wert repräsentiert zwar nur das Minimalalter der Mulde, doch dürften die klimatischen Voraussetzungen für die Bildung und Erhaltung von Pingo-Hügeln am inneren Varangerfjord nach der Jüngeren Dryaszeit (11000-10500 Jahre B.P.) kaum mehr erfüllt gewesen sein. Ein derart langes Überdauern der Ringwallform am wind- und kälteexponierten, vegetationsarmen Standort ist eher unwahrscheinlich.

Bis in die 1970 er Jahre wurde bei der Deutung der ringwallumgebenen Mulden in den gemäßigten Breiten Mittel- und Westeuropas nur ein Ursprung in Betracht gezogen: Es musste sich um Pingo-Relikte handeln (vgl. PISSART 2002). Dabei war schon damals klar, dass auf dem Hohen Venn-Plateau (Hautes Fagnes) in den belgischen Ardennen, der Typ-Lokalität, an der solche Formen besonders zahlreich auftreten, eine Pingo-Entwicklung kaum möglich war. Die Entdeckung und Beschreibung von Lithalsas im Tavvavuoma-Becken in Nordschweden (vgl. WRAMNER 1972) warf neues Licht auf die Problematik und bot eine alternative Erklärung für die Morphogenese der Ringwälle: Die Formen sind aus dem Zerfall von Lithalsas hervorgegangen. Inzwischen sind die Unterschiede in den Formungsvoraussetzungen der beiden Permafrosthügeltypen weitgehend bekannt, so dass auch eine Zuordnung der "fossilen" Formenrelikte zu einer der beiden Hügel-Alternativen einigermaßen sicher ist. Lithalsas entwickeln sich vorzugsweise in frostempfindlichen, schluffigen Sedimenten, die die Bildung von Segregationseis infolge Kryosuktion begünstigen, während Pingos zu ihrer Entwicklung wasserdurchlässiges Material im Untergrund benötigen, das eine leichte Wasserzirkulation gestattet und dadurch die Bildung eines lokalen Injektionseiskörpers ermöglicht. Der "Offene System"-Typ kann nur an Plätzen auftreten, an denen eine große Reliefenergie hydrostatischen Druck aufbauen kann; im geschlossenen hydrologischen System ist eine Tasche aus ungefrorenen Sedimenten (Talik) erforderlich sowie ein größeres Wasserreservoir, wie z. B. ein See oder Flusslauf (vgl. PISSART 1983). Ein weiterer Unterschied zwischen Lithalsas und Pingos ist die Hügeldichte im Verbreitungsgebiet, die sich auch im Auftreten der Hügelrelikte widerspiegelt. Lithalsas finden sich zumeist in größeren Gruppen vergesellschaftet, oft sehr zahlreich und dicht konzentriert, wie das Vorkommen im Tavvavuoma-Becken eindrucksvoll demonstriert. Die einzelnen Hügel sind stellenweise, ähnlich torfbedeckten Palsas, miteinander verknüpft und bilden Lithalsa-Komplexe. In der reliktären Variante birgt dies die Gefahr einer Verwechselung mit glaziären Formen: Das Terrain aus runden, langgestreckten, geschlossenen oder stellenweise offenen Ringwällen und zwischengeschalteten Hohlformen ähnelt bisweilen einer ehemaligen Toteislandschaft; anhand einer sorgfältigen Analyse der Lage- und Substratmerkmale sollte jedoch eine eindeutige Zuordnung möglich sein. Im Unterschied zu den Lithalsas entwickeln sich beide Pingo-Varianten in größeren Abständen (maximal 8 "Geschlossene System"-Pingos / km² im kanadischen Mackenzie-Delta, maximal 3 "Offene System"-Pingos km² in Nordenskiöldland, Spitzbergen). Nach diesen Kriterien müssen die von minerogenen Ringwällen umgebenen Mulden auf dem Hohen Venn-Plateau in Belgien als Lithalsa-Relikte gedeutet werden. Dasselbe gilt nach PISSART (2002) für einige vergleichbare, zuvor als Pingo-Relikte interpretierte Erscheinungen in Wales und Irland.

Dem belgischen Autor zufolge resultieren die von minerogenen Wällen umgebenen Mulden auf dem Hohen Venn aus dem Zerfall von Lithalsas, die sich dort während der Jüngeren Dryaszeit unter relativ strengen frostklimatischen Bedingungen entwickeln konnten.

Die Lithalsa-Relikte auf dem Hohen Venn repräsentieren wahrscheinlich die weltweit am besten untersuchten derartigen Erscheinungen. Das Formeninventar ist äußerst vielfältig (vgl. PISSART 2000). Die am typischsten entwickelten Formen bestehen aus minerogenen Ringwällen, die eine zentrale Mulde umschließen, die eine Torffüllung aufweist. Auf ebenem Terrain sind die Formen kreisrund, oval oder unregelmäßig gestaltet. Im geböschten Gelände sind sie häufig in Neigungsrichtung gestreckt; häufig sind sie am oberen Ende offen, wobei die Wälle eine Hufeisenform aufweisen. Die kreisrunden Ringwälle zeichnen sich durch einen Durchmesser um 80 m aus; die langgestreckten Formen können eine Länge von mehreren hundert Metern erreichen. Da die Mulden eine Torffüllung enthalten, treten die Wälle in der Außenansicht deutlicher in Erscheinung. Sie können ihre Umgebung um rund 5 m überragen. Die zentralen, torfgefüllten Mulden erstrecken sich bis zu 7,5 m in die im Untergrund anstehenden minerogenen Lockersedimente. Stellenweise treten die Formen sehr zahlreich und räumlich eng vergesellschaftet auf. Sie existieren nach PISSART (2000) nur auf weniger als 5 ° geneigten Flächen. Außer rein minerogenen Wällen existieren Formen mit Torfbeteiligung, die wahrscheinlich aus dem Zerfall von Palsas mit dünner Torfhülle und mächtigem Mineralbodenkern hervorgegangen sind. Eine enge Vergesellschaftung derartiger Palsas mit Lithalsas ist auch in den nordfennoskandischen Arbeitsgebieten zu beobachten (Tavvavuoma, Kätkijärvet, Karlebotn). Nach PISSART kennzeichnen die Lithalsa-Relikte auf dem Hohen Venn Gebiete, die im Weichsel-Spätglazial von diskontinuierlichem Permafrost unterlagert waren. Lithalsas (und torfbedeckte Palsas) können sich jedoch entgegen der Ansicht von PISSART auch in Gebieten mit kontinuierlichem Permafrost entwickeln, wie entsprechende Beobachtungen in Nordenskiöldland (Kapp Linné, Colestal) zweifelsfrei belegen.

Mit Hilfe der in den nordfennoskandischen Arbeitsgebieten gewonnenen Erkenntnisse zur Verbreitung von aktiven Lithalsas sollte es möglich sein, die Bedingungen zur Zeit der Lithalsa-Entwicklung auf dem Hohen Venn in groben Zügen zu rekonstruieren. Anhand der klimatischen Bedingungen im Verbreitungsgebiet der Lithalsas in Nordfennoskandien und Kanada (Nord-Quebec) ist eine Paläoklima-Rekonstruktion für jene Gebiete möglich, in denen Lithalsa-Relikte eindeutig identifiziert worden sind, wie z. B. im relativ gut untersuchten Mittel- und Westeuropa. Zur Zeit der Lithalsa-Entwicklung dürfte in jenen Gebieten eine Jahresmitteltemperatur von -2,5 °C bis -6,0 °C und eine Mitteltemperatur des wärmsten Monats von 9,2 °C bis 11,7 °C geherrscht haben. PISSART (2000, 2002, 2003) nennt etwas abweichende Kenn- und Grenzwerte (-4 °C bis -7 °C bzw. 7 °C bis 11 °C), da er die Permafrosthügel im Rakkaslako-Tal in den nordschwedischen Abisko-Bergen (vgl. u. a. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986) fälschlicherweise für Lithalsas hält und die von den schwedischen Autoren für die Lokalität angegebenen, geschätzten Temperaturdaten ebenfalls berücksichtigt.

Da das klimatische Verbreitungsgebiet der Lithalsas nach Ausweis der einschlägigen Studien in Lappland und Nord-Quebec relativ begrenzt ist, erscheint es möglich, aufgrund des vorliegenden Temperatur-Datenmaterials aus den bekannten Verbreitungsgebieten vorsichtige Rückschlüsse auf das potenzielle weltweite Verbreitungsmuster der Lithalsas zu ziehen. Die enge Bindung an Gebiete, in denen die Mitteltemperatur des wärmsten Monats um 10 °C (ungefährer Verlauf der Waldgrenze) beträgt, ist unbestritten (vgl. PISSART 2000). Vernachlässigt man zudem die wenigen, isolierten Lithalsa-Vorkommen auf Spitzbergen (und möglicherweise weiteren arktischen Inseln mit kontinuierlichem Permafrost), beschränkt sich die Verbreitung der Lithalsas auf die Zone / Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrostes. Akzeptiert man diese beiden Kriterien, lassen sich die Regionen, in denen sich Lithalsas entwickeln können, nach der Vorstellung von PISSART (2002) in der Übersichtskarte der Permafrost-Verbreitung auf der Nordhemisphäre der Erde (vgl. BROWN et al. 1997) identifizieren. Diese zeigt auch den Verlauf der Waldgrenze. In Nordamerika nähern sich die Waldgrenze und die Nordgrenze der Zone des diskontinuierlichen Permafrostes einander im nördlichen Quebec, nördlich des Großen Sklavensees sowie in West-Alaska. Die Waldgrenze und die Nordgrenze des diskontinuierlichen Permafrostes verlaufen auch in Nordfennoskandien und zu beiden Seiten des Ural-Gebirges in Russland nahe bei einander. Jenseits des Jenissei-Stromes in Sibirien erstreckt sich die Zone des kontinuierlichen Permafrostes weit nach Süden. Diese Region zeichnet sich trotz des geschlossenen, mächtigen Permafrostes durch warme Sommer aus, so dass sich dort keine Lithalsas entwickeln können. Sie könnten jedoch auf der Kamtschatka-Halbinsel, auf Sachalin sowie im küstennahen Tiefland um das Ochotskische Meer vorkommen (vgl. PISSART 2002). Offenbar stellen Nord-Lappland und das Gebiet um die Hudson-Bucht (Nord-Quebec) gegenwärtig die Hauptverbreitungsgebiete aktiver Lithalsas dar.

Die großen pingoähnlichen Permafrosthügel und deren Zerfallsstadien in den westlichen und östlichen Abiskobergen befinden sich auf Verebnungen und in Hochtälern innerhalb der Skanden (840-1000 m ü. M.). Im Unterschied zu den beschriebenen Lithalsa-Lokalitäten sind alle Vorkommen deutlich oberhalb der Waldgrenze gelegen. Die geschätzten Jahresmitteltemperaturen im Verbreitungsgebiet der Permafrosthügel und ihrer Zerfallsstadien, der Ringwallseen, liegen in der Größenordnung von -3 °C bis -4 °C (1961-1990) bzw. -2 °C bis -3 °C (1991-2009/10). Die Mitteltemperatur des wärmsten Monats beträgt 8-9 °C bzw. 8,5-9,5 °C. Hügelformen mit deutlichen Erosionsspuren sind nur oberhalb des 875 m-Niveaus erhalten, während Ringwallseen auch in geringerer Höhenlage anzutreffen sind. Die Hügel sind als Permafrostund Klimaindikatoren weniger geeignet als die torfbedeckten Palsas und torffreien Lithalsas, da sie weder im Luftbild noch im Gelände leicht zu identifizieren sind. Die Hügel wurden daher erst relativ spät entdeckt (vgl. u. a. MALMSTRÖM & PALMER 1984, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986), während die auffälligen, aus dem Hügelzerfall resultierenden Ringwallseen schon früh wissenschaftliches Interesse fanden (vgl. u. a. RAPP & RUDBERG 1960, RUDBERG 1962a, 1962b). Die Verbreitung dieses Permafrosthügeltyps abseits der beschriebenen Vorkommen ist unbekannt. Die Morphogenese der Injektionseishügel ist im Unterschied zu jener der torfbedeckten Palsas und der Lithalsas an ein stärker reliefiertes Terrain und fließendes Wasser geknüpft und zeigt darin Gemeinsamkeiten mit der Genese von "Offenen System"-Pingos. Solche Voraussetzungen dürften vor allem in den hoch gelegenen Becken und tief eingesenkten Trogtälern der nördlichen Skanden erfüllt sein. Im stark gekammerten Hochgebirgsrelief sind die Permafrosthügel allerdings schwer zu entdecken. Mit weiteren Funden derartiger Hügel ist zu rechnen. Die exakte Morphogenese der Hügel ist ebenso unklar wie das Verbreitungsmuster, was den Wert der Hügel als Permafrostindikatoren erheblich einschränkt. Die Hügel scheinen nach dem bisherigen Forschungsstand in Nordfennoskandien einzigartig zu sein. Es wurden keine Aggradationsstadien der Hügel angetroffen, nur Degradationsstadien, wobei die Hügel in höchster Lage am besten erhalten sind. Sie sind dort aber eng mit fortgeschrittenen Zerfallsstadien (Ringwallseen) vergesellschaftet. Dies könnte ein Indiz für einen zyklischen Entwicklungsverlauf der Hügel darstellen. Während der letzten 7 Jahrzehnte sind jedoch keine neuen Permafrosthügel dieses Typs im Gebiet angelegt worden. Dagegen sind Hügel, die auf Luftbildern aus dem Jahre 1943 noch deutlich zu erkennen waren, innerhalb von 20-45 Jahren zu Ringwallseen zerfallen (vgl. ALSTROM, BERGMAN & PILESJO 1989). Schon 1943 dominierten fortgeschrittene Permafrosthügel-Degradationsstadien in Gestalt von Ringwallseen. Diese haben sich seitdem kaum verändert. Einige der Wälle erfuhren eine geringe Abflachung oder wurden von Bachläufen angeschnitten. Im Zeitraum 1985-2011 waren keine morphologischen Veränderungen mehr zu erkennen. Die auffälligsten Veränderungen in jüngster Zeit waren an den 3 großen Permafrosthügeln auf den Rakkaslako-Verebnungen II und III zu beobachten. Sie lassen sich als Folge der Klimaerwärmung während der letzten zwei Jahrzehnte deuten (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011). Das Fehlen einer thermisch isolierenden Torfhülle läßt diesen Permafrosthügeltyp ähnlich empfindlich auf eine Klimaerwärmung reagieren wie die Lithalsas. Die im Vergleich zu den torfbedeckten Palsas größere Klimasensitivität der Hügel muß durch eine niedrigere Sommertemperatur, d. h. eine größere Höhenlage ü. M. kompensiert werden. Die aus dem Hügelzerfall resultierenden Ringwälle unterscheiden sich kaum von den Ringwällen der Lithalsas. Als wichtiger Unterschied ist allerdings das Verbreitungsmuster zu nennen: Die Ringwälle sind vorzugsweise entlang von Bachläufen in Hangfußlage angeordnet, was als Hinweis auf die Beteiligung von unter Druck stehendem Wasser bei der Hügel-Morphogenese gewertet werden kann und zusammen mit der gröberen Körnung des Substrats die Abgrenzung gegenüber Lithalsa-Ringwällen erleichtert. Die Ringwälle haben ähnliche Abmessungen wie die Lithalsa-Ringwälle. Sie bestehen aus schluffreichen Feinsedimenten mit einem hohen Stein- und Blockgehalt, wobei die Grobkomponenten vorzugsweise tangential eingeregelt sind. Die von den Wällen umschlossenen Wasserkörper sind mulden- bis trichterförmig in

die Tal- und Beckenböden eingesenkt. Die Ringwallseen erinnern stark an die Relikte kleiner "Offener System"-Pingos und lassen sich von solchen, nicht zuletzt infolge der ähnlichen Lagemerkmale, kaum unterscheiden. Die Ringwälle können noch Permafrost enthalten oder bereits permafrostfrei sein. Auf jeden Fall markiert die Lage der Ringwallseen Plätze, die ehemals von (diskontinuierlichem) Permafrost unterlagert waren.

Die Frostblister treten in den Abiskobergen stellenweise in enger räumlicher Vergesellschaftung mit den großen pingoähnlichen Permafrosthügeln und deren Zerfallsstadien (Ringwallseen) auf. Sie sind jedoch wesentlich zahlreicher anzutreffen. Die Verbreitungsuntergrenze liegt bei ca. 800 m ü. M.; die höchsten Vorkommen wurden in rund 1050 m Höhe ü. M. beobachtet. Die klimatischen Verhältnisse im Verbreitungsgebiet der Hügel entsprechen damit weitgehend jenen im Verbreitungsgebiet der pingoähnlichen Hügel (1961-1990: Jahresmitteltemperatur -3 °C bis -4 °C, Mitteltemperatur des wärmsten Monats 8-9 °C; 1991-2009/10: Jahresmitteltemperatur -2 °C bis -3 °C, Mitteltemperatur des wärmsten Monats 8,5-9,5 °C). Ihre Bestandsdauer ist kürzer als bei den großen Permafrosthügeln; sie erstreckt sich über mehrere Jahre bis Jahrzehnte. Darüberhinaus existieren kurzlebigere Hügelvarianten, die schon im ersten Sommer nach ihrer Bildung kollabieren können. Die Frostblister werden daher von einigen Autoren (vgl. u. a. POL-LARD 1988) als "saisonale Frosthügel" klassifiziert, was aber im Falle der Frostblister in den Abisko-Bergen (und den vom Autor in Spitzbergen über einen Zeitraum von 30 Jahren studierten Hügeln, vgl. MEIER 1988/89, 1991b, 1993, 1996, MEIER & THANNHEISER 2009, 2011) wenig angebracht erscheint. Die Hügel sind wie die großen pingoähnlichen Hügel vorzugsweise entlang von Fließgewässern entwickelt, was die Bildung eines Injektionseiskörpers begünstigt. Der Injektionseiskörper wird im Bereich der Permafrosttafel angelegt und reagiert daher auf eine Klimaerwärmung wesentlich empfindlicher als der im Permafrost verankerte Injektionseiskörper der "Offenen System"-Pingos. In den Abisko-Bergen wird das längerfristige Überdauern der Blankeiskerne in den Frostblistern weithin durch die Existenz einer dünnen thermisch isolierenden Torfdecke sowie die durch eine sekundäre Weiterentwicklung der Hügel durch Segregationseisbildung und damit verbundenem Höhenwachstum ermöglicht. Im stärker maritim getönten, schneereichen Klima auf dem Sennaland-Plateau in Finnmark reichen die frostklimatischen Bedingungen nur in besonders kalten Wintern aus, um eine Injektionseisbildung im Torf zu ermöglichen. Die kleinen Injektionseiskörper haben daher nur bei kühlen Sommern mehr als ein Jahr Bestand. Die Frostblister in den Abiskobergen stellen zwar aufgrund ihrer Bestandsdauer kleine Permafrostkörper dar, unklar bleibt aber, ob Permafrost für ihre Entwicklung erforderlich ist und in welchem Umfang Permafrost an ihren Fundorten vorhanden ist. Als Wasserstauer im Untergrund kommen außer Permafrost auch Reste des saisonalen Frostbodens, Fels oder eine wasserundurchlässige Lockersedimentlage, wie z. B. eine Tonschicht, in Frage. Bei Grabungen und Bohrungen auf der Rakkaslako II-Verebnung wurde bis in 1 m Tiefe kein Permafrost angetroffen, doch kann die Existenz von Permafrost in größerer Tiefe nicht ausgeschlossen werden. An der Frostblister-Lokalität auf dem Sennaland ist das Vorkommen von Permafrost eher unwahrscheinlich. Die nahe gelegenen Torfpalsas sind im Zuge der Klimaerwärmung im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte abgetaut und vollständig kollabiert. Hier dürften vor allem wasserundurchlässiger Fels oder Reste des winterlichen Frostbodens als Wasserstauer fungieren. Als Permafrostindikatoren sind die Frostblister nur eingeschränkt verwendbar, da außer mehr- bis vieljährigen Hügelvarianten auch kurzlebige Formen existieren, die bereits gegen Ende des ersten Sommers nach ihrer Bildung wieder zerfallen sind, so dass eine mehrmalige Überprüfung des Vorkommens erforderlich ist, um eine zuverlässige Einschätzung der Hügel-Bestandsdauer zu ermöglichen. Bei Luftbildauswertungen erweisen sich die geringen Abmessungen der Hügel als Nachteil. Größere Ansammlungen von Frostblistern und den aus ihrem Zerfall hervorgehenden Thermokarstteichen ähneln Palsamooren mit kleinen Palsas und lassen sich bei geeignetem Maßstab identifizieren, doch sind die einzelner Frostblister-Hügel in der Regel zu klein, um morphologische Veränderungen im Laufe der Zeit erkennen zu können. Die aus dem Hügelzerfall resultierenden kreisrunden, ovalen oder langgestreckten, mulden- bis schalenförmig in den Tal- oder Beckenboden eingelassenen Thermokarstteiche sind fernab rezenter Hügel-Vorkommen nur schwer zu identifizieren. Dies gilt insbesondere für einzelne oder in Kleingruppen auftretende Exemplare solcher Tümpel, die nur schwer von Wasseransammlungen andersartiger Entstehung zu unterscheiden sind. Die auffällige Anordnung der Wasserkörper entlang von Fließgewässern kann ein wichtiger Hinweis auf einen

231

Frostblister-Ursprung sein. Frostblister, die in minerogenen Substraten angelegt sind, hinterlassen bei ihrem Zerfall gelegentlich flache Ringwälle, die die Wasserkörper umschließen. Sie kollabieren zumeist sehr rasch, können aber, ebenso wie die mulden- bis schalenförmige Einsenkung des Wasserkörpers in den Untergrund, als Hinweis auf einen Frostblister-Ursprung aufgefasst werden. Aufgrund ihrer komplexen Genese, die an sehr spezielle mesoklimatische, geomorphologische und edaphisch-hydrologische Voraussetzungen geknüpft ist, ihrer relativ kurzen Bestandsdauer sowie ihren schwer zu identifizierenden fortgeschrittenen Zerfallsstadien, den Thermokarstteichen, lassen sich die Frostblister nur mit großen Einschränkungen und als Ergänzung zu anderen Klimaindikatoren für Paläoklima-Rekonstruktionen verwenden.

9. Schlussfolgerungen und Ausblick

In Nordfennoskandien findet sich sowohl polarer als auch alpiner Permafrostboden. Der polare Dauerfrostboden erstreckt sich vom Meeresspiegelniveau im küstennahen Tiefland Ostfinnmarks bis in Höhenlagen um ca. 500 m ü. M.. Die Verbreitung des alpinen Permafrostbodens (Hochgebirgspermafrostes) konzentriert sich auf die mittleren und höheren Lagen des Kaledonischen Gebirges sowie verschiedene hoch aufragende Inselberge im Bereich des Fennoskandischen Schildes (über 500-600 m ü. M.). Der polare Permafrostboden des Tieflandes liegt in sporadischer bis diskontinuierlicher Verbreitung vor, der Hochgebirgspermafrost im Raum Kebnekaise-Abisko erstreckt sich in den Gipfellagen der Berge bis in die Höhenstufe des kontinuierlichen alpinen Dauerfrostbodens (vgl. u. a. EKMAN 1957, KING 1984, BROWN et al. 1997). Als morphologische, im Gelände und im Luftbild identifizierbare Permafrostindikatoren sind im Tiefland und in den Becken und Hochtälern der nördlichen Skanden verschiedene frostdynamisch gebildete Permafrosthügeltypen und -varianten entwickelt, die unterschiedlich empfindlich und rasch auf Klimaveränderungen reagieren. Während sich die Hügel-Vollformen als Anzeiger rezenten Permafrostbodens verwenden lassen, können die fortgeschrittenen, inzwischen permafrostfreien Zerfallsstadien mancher Hügelvarianten (von Ringwällen umgebene, oft wassergefüllte Mulden) als Hinweis auf die ehemalige Existenz von Dauerfrostboden gewertet werden.

Im nordnorwegisch-nordschwedischen Arbeitsgebiet nördlich des Polarkreises (Finnmark, Norrbotten) lassen sich 3 Grundtypen von frostbedingten Permafrosthügeln ausgliedern, die sich in ihren Abmessungen, ihrem Bauplan, ihrer Morphogenese und ihren Anforderungen an die physiogeographischen Umweltbedingungen deutlich unterscheiden. Diese morphogenetischen Permafrosthügeltypen können anhand von Bauplan- und Substratunterschieden nochmals in Subtypen (Varianten) untergliedert werden. Die Ausweisung der Grundtypen – Palsas (einschließlich Lithalsas), pingoähnliche Permafrosthügel und mehrjährige Frostblister – erfolgt auschließlich aufgrund der Hügelgenese ohne Berücksichtigung der Substratzusammensetzung. Voraussetzung der Entwicklung aller 3 Permafrosthügeltypen ist ein strenges Frostklima sowie die Verfügbarkeit von Wasser, damit sich Eis im Substrat bilden kann. Ansonsten ist die Genese aller 3 Hügeltypen an sehr spezifische physiogeographische Bedingungen geknüpft, was die räumliche Verbreitung der Hügel einschränkt und dadurch ihren Wert als morphologische Permafrostindikatoren schmälert. Sind diese Bedingungen nicht erfüllt, kann sich der jeweilige Permafrosthügeltyp nicht entwickeln, und man ist bei der Permafrost-Prospektierung auf andere Indikatoren und Methoden angewiesen.

Von den ausgegliederten Permafrosthügeltypen weisen die durch eine Segregationseisbildung im organogenen oder minerogenen Substrat (Torf, ton- und schluffreiche, frostempfindliche Lockersedimente) aufgewölbten Palsahügel die weiteste Verbreitung im Arbeitsgebiet auf. Sie reicht vom Meeresspiegelniveau an der inneren Fjordküste Ostfinnmarks bis in Höhenlagen von ca. 750 m ü. M. im nordschwedischen Binnenland. Die obere Verbreitungsgrenze ist durch die Obergrenze des Vorkommens von Torfen und frostempfindlichen Feinsedimenten vorgezeichnet. Die Standorte sind vermoort, versumpft oder zeichnen sich zumindest durch einen hohen Grundwasserstand aus. Im küstennahen Tiefland Ostfinnmarks markieren die Palsas Permafrostinseln im ansonsten permafrostfreien Terrain (inselhafter bzw. sporadischer Permafrostboden). Im kontinentaleren Binnenland findet sich Permafrostboden stellenweise auch abseits der Palsamoore, vornehmlich an waldfreien, wind- und kälteexponierten Plätzen sowie in der unteralpinen Vegetationsstufe oberhalb der Waldgrenze (diskontinuierlicher Permafrostboden). Es lassen sich 3 Palsa-Subtypen unterscheiden: Reine Torfpalsas, Palsas mit Torfhülle und Mineralbodenkern sowie reine Mineralbodenpalsas. Die Morphogenese der Hügel ist identisch; sie beruht auf einer Eisanreicherung im Substrat (Eissegregation infolge Kryosuktion), wobei der Eisgehalt bei Palsas mit Torfhülle und Mineralbodenkern im minerogenen Kern wesentlich höher ist als in der Torfhülle und dadurch die Palsahöhe und -gestalt bestimmt (vgl. u. a. MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996). Die reinen Mineralbodenpalsas werden auch als "Lithalsas" bezeichnet – ein Kompromiß, da einige Autoren (u. a. SEPPÄLÄ 1988 und später) den Terminus "Palsa" auf torfbedeckte Palsas beschränken. Letzteres ist wenig überzeugend, da die Lithalsas zumindest im nordnorwegisch-nordschwedischen Arbeitsgebiet in

enger räumlicher Vergesellschaftung mit traditionellen torfbedeckten Palsas auftreten. Sie besetzen die Randbereiche von Palsamooren, in denen die Torfmächtigkeit abnimmt bis schließlich keine Torfdecke mehr vorhanden ist. Die Bedeutung der Torfdecke basiert auf ihrer im Sommer thermisch isolierenden Wirkung, die den Permafrostkern der Palsas vor dem Auftauen schützt. Mit Abnahme der Sommertemperatur kann auch die Mächtigkeit der schützenden Torfdecke abnehmen, bis am Ende überhaupt keine Torfdecke mehr erforderlich ist (vgl. ÅHMAN 1977, MEIER 1985). Solche Verhältnisse sind vor allem an der sommerkühlen Barentssee-Küste sowie oberhalb der Waldgrenze zu erwarten. Die bisher bekannten Funde von Lithalsas am inneren Varangerfjord (Karlebotn) sowie nahe (Tavvavuoma) und oberhalb der Waldgrenze (Corgosjokka, Kätkijärvet) bestätigen diese Vermutung. Bei vergleichbaren physiogeographischen Lagebedingungen dürften die Lithalsas sowie die Palsas mit dünner thermisch isolierender Torfhülle empfindlicher und rascher auf eine Klimaerwärmung reagieren als die reinen Torfpalsas sowie die Palsas mit mächtiger Torfdecke über dem Mineralbodenkern.

Die Verbreitung der pingoähnlichen Permafrosthügel beschränkt sich nach dem bisherigen Kenntnisstand auf den Hochgebirgsraum der Skanden. Hügel-Vollformen und fortgeschrittene Zerfallsstadien solcher Hügel (Ringwallseen) sind in den Abisko-Bergen in lockersedimentgefüllten Becken und Trogtälern in Höhenlagen ab 800 m ü. M. anzutreffen. Charakteristisch ist eine Hangfußlage in unmittelbarer Nachbarschaft eines Fließgewässers. Die Hügel haben sich primär durch Injektionseisbildung im Lockersediment entwickelt (Injektionseishügel). Stellenweise hat eine sekundäre Eissegregation in Gestalt von Eislinsen über den Blankeiskernen stattgefunden. Der Wasserzuzug bei der Hügel-Morphogenese kann über die Fließgewässer erfolgt sein. Bei mehreren, am Fuße hoher Steilhänge gelegenen Hügeln dürfte die Wasserversorgung unterirdisch in größerer Tiefe vonstatten gegangen sein, wobei der Wasserdruck wahrscheinlich artesisch erzeugt worden ist. Hier zeigen sich Gemeinsamkeiten mit der Morphogenese von "Offenen System"-Pingos. Inwieweit das Gebiet von Permafrost unterlagert ist, ist nicht bekannt. Perennierende und langfristige Schneeflecken an den angrenzenden Steilhängen lassen auf die Existenz von Permafrostboden schließen. Zahlreiche Ringwallseen im Rakkaslako-Gebiet und in den östlichen Abisko-Bergen weisen auf ein ehemals größeres Verbreitungsgebiet dieses Hügeltyps. Pingos und Pingo-Relikte sind in der Vergangenheit auch aus dem südöstlichen Vorland der Skanden beschrieben worden. Dabei handelt es sich jedoch in Wirklichkeit um Lithalsas (Kätkijärvet, vgl. LAGERBACK & RODHE 1985, 1986) und Lithalsa-Relikte (Corgosjokka, Karlebotn) sowie Formen und Ablagerungen glaziären oder glazifluvialen Ursprungs (u. a. Stuorraskaidi, Elleskaidi, Borgasgaissa in Finnmark, vgl. SVENSSON 1964b, 1969, 1976), wie eine erneute Überprüfung der Lokalitäten ergab. Da dieser Permafrosthügeltyp im Luftbild nur schwer zu identifizieren ist und im kleingekammerten, teilweise vergletscherten Hochgebirgsrelief der nördlichen Skanden (z. B. im Raum Abisko-Kebnekaise) kaum von morphologisch ähnlichen Moränenhügeln zu unterscheiden ist, ist mit der Entdeckung weiterer Hügel-Vorkommen in Zukunft zu rechnen.

Die Verbreitung der Frostblister ähnelt jener der pingoähnlichen Permafrosthügel. Sie beschränkt sich in den Abiskobergen auf lockermaterialbedeckte Becken- und Talböden im Hochgebirgsraum oberhalb 800 m ü. M. Ein singuläres Frostblister-Vorkommen auf dem Sennaland-Plateau in Finnmark kann als "extrazonal" bezeichnet werden. Die Frostblister hatten nur 1-2 Jahre Bestand; ihre Bildung war offenbar durch die lokalen geomorphologischen und edaphisch-hydrologischen Bedingungen begünstigt worden. Die Frostblister im nordschwedischen Hochgebirge haben sich an Fließgewässern entwickelt - entlang von Bachläufen oder am Fuße langfristig von Schneeschmelzwasser überrieselter Hänge. Ihre Entstehung beruht primär auf einer Injektionseisbildung im Torf und / oder minerogenen Lockersediment. Die unter hydrostatischem und kryostatischem Druck gebildeten Bodeneiskörper und resultierenden Hügelformen zeichnen sich in Abhängigkeit von der Beschaffenheit und Mächtigkeit der Deckschicht sowie den klimatischen Rahmenbedingungen durch eine Bestandsdauer von einer Wintersaison bis zu mehreren Jahrzehnten aus. Die Frostblister sind daher keine Permafrostindikatoren sensu strictu, obwohl ihre Verbreitung in den Abisko-Bergen zumeist eng an das Vorkommen von Permafrost im Untergrund geknüpft sein dürfte und es sich bei der überwiegenden Mehrzahl der Hügel um perennierende Formen handelt. Hügel mit einer mächtigen thermisch isolierenden Torfdecke über dem Injektionseiskörper (Blankeis) überdauern unter vergleichbaren klimatischen Verhältnissen länger als Hügel mit minerogener Deckschicht. In größeren Höhenlagen (ab ca. 1000 m ü. M.) begünstigen die niedrigen Sommertemperaturen ein langfristiges Überdauern der Frostblister selbst bei fehlender Torfdecke. In den westlichen, schneereichen Abisko-Bergen (Rakkaslako-Gebiet) sind viele Frostblister durch eine sekundäre Segregationseisbildung weiter in die Höhe gewachsen. Eine Hügelbildung allein durch Eissegregation - charakteristisch für die Palsagenese - ist dort aufgrund der mächtigen winterlichen Schneedecke, deren thermisch isolierende Wirkung ein hinreichend tiefes Eindringen der Kältewellen in den Untergrund verhindert, kaum möglich (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). Als Wasserstauer und Widerlager bei der Bildung des Injektionseiskörpers der Frostblister kommen Permafrost, Reste des winterlichen Frostbodens, Fels oder eine Tonschicht in Frage. In den klimatisch stärker maritim getönten westlichen Abisko-Bergen dürfte es sich häufig um Reste des saisonalen Frostbodens oder wasserundurchlässigen Fels handeln, während in den kontinentaler geprägten Hochtälern der östlichen Abisko-Berge vor allem Permafrost in Frage kommt. Dort sind in Höhenlagen um 1000 m ü. M. auch die Talböden stellenweise von Permafrost unterlagert, insbesondere in Schattlagen am Fuße der hohen Trogtalwände (z. B. Nissunvagge, Pallenvagge). Im Unterschied zu den Lithalsas und Palsas mit einem mächtigen, torfbedeckten Mineralbodenkern sowie den pingoähnlichen Permafrosthügeln hinterlassen die Frostblister nach ihrem Zerfall nur sehr selten eine längerfristig überdauernde, im Gelände deutlich erkennbare Ringwallform. Offenbar ist die Bestandsdauer der Hügel-Vollform zu kurz um größere Materialverlagerungen an der Hügeloberfläche zu gestatten. Ferner sind die meisten Frostblister klein und die zur Verfügung stehende Sedimentmenge ist daher zu gering, um einen markanten Wall zu bilden. Eine "Fossilisierung" der Frostblister findet daher nur in Ausnahmefällen statt, so dass ihr Wert als Paläoklima-Indikatoren gering ist.

Alle ausgewiesenen Permafrosthügeltypen und -varianten lassen gegenwärtig einen auffälligen Degradationstrend erkennen, verbunden mit einer verringerten Anlage neuer, embryonaler Hügel. Der Trend setzte schon zu Beginn der 1990 er Jahre ein. Er tritt bei den weit verbreiteten, relativ großen, in Moorund Sumpfgebieten eng vergesellschafteten Palsas am deutlichsten in Erscheinung. Die maximalen saisonalen Auftautiefen haben in den letzten beiden Jahrzehnten deutlich zugenommen; zugleich hat sich die Mächtigkeit der Permafrostkörper durch Tauvorgänge an der Basis bei vielen Palsas verringert (vgl. auch ÅKERMAN & JOHANSSON 2008, JOHANSSON, ÅKERMAN et al. 2008, 2011 für Palsas am Torneträsk). Aus mehreren Mooren im Küstenraum Finnmarks (Halbinseln Varanger und Svaerholt, Sennaland) sind die Palsas im letzten Jahrzehnt durch Auflösung des Permafrostbodens fast ganz verschwunden (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011). Es ist nahe liegend, diese Entwicklung auf einen Klimawandel zurückzuführen, da sich die aklimatischen Bedingungen im Verbreitungsgebiet der Palsas kaum verändert haben. Bei der Beurteilung der Degradationserscheinungen in den Palsamooren ist jedoch unbedingt zu berücksichtigen, dass die traditionellen torfbedeckten Palsas einen zyklischen Entwicklungsgang durchlaufen, wie das Auftreten von Aggradations- und Degradationsformen in enger räumlicher Vergesellschaftung zeigt (vgl. SVENSSON 1962, ÅHMAN 1977, MEIER 1985 und später). Aus dem Vorkommen einiger kollabierender Palsas in einem begrenzten Moorareal kann keinesfalls auf einen allgemeinen, klimainduzierten Degradationstrend geschlossen werden, wie es leider häufig geschieht. Für eine zuverlässige Trendanalyse ist vielmehr die Überprüfung möglichst vieler Palsamoore in möglichst vielen aufeinander folgenden Jahren erforderlich. Zu diesem Zweck wurden vom Autor seit Ende der 1970 er Jahre über hundert Palsamoore in Norwegisch und Schwedisch Lappland besucht. In Finnmark wurden 35 Palsamoore über einen Zeitraum von mehr als 30 Jahren systematisch ausgewertet. Zur Beurteilung der klimatischen Verlältnisse wurden Temperatur- und Niederschlagsdaten der amtlichen Wetterstationen seit Beginn der Messungen verwendet (vgl. DNMI 2010, SMHI 2011, SIL 2011), von denen nur die längsten Meßreihen in Kurvenform graphisch dargestellt werden konnten. Ein Vergleich von Feldund Luftbildanalysen der Palsamoore (und der Vorkommen von pingoähnlichen Permafrosthügeln und Frostblistern) mit dem umfangreichen Klimadatenmaterial erlaubt vorsichtige Rückschlüsse auf die Abhängigkeit der Permafrosthügel-Morphodynamik von der Klimaentwicklung in Nordfennoskandien.

Im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 haben die Jahresmitteltemperaturen und jährlichen Niederschlagsmengen im Zeitraum 1991-2009/10 im gesamten Palsaverbreitungsgebiet deutlich zugenommen. Die Jahresmitteltemperaturen sind um 0,7-1,3 °C gestiegen, während sich die jährlichen Niederschlagsmengen um 25-60 mm erhöht haben. Im Unterschied zur Küstenregion Finnmarks blieben die Jahresmitteltemperaturen im gemäßigt kontinentalen nordnorwegischen und nordschwedischen Binnenland noch deutlich unter 0 °C. Ebenso blieben die mittleren jährlichen Wärmebilanzsummen im Binnenland mit wenigen Ausnahmen (z. B. Abisko) weit im negativen Bereich, während die Fjordküste Finnmarks inzwischen deutlich positive Wärmebilanzsummen aufweist. Dies erklärt, warum die meisten Palsas auf der Finnmarksvidda und im küstenfernen Binnenland Norrbottens noch relativ stabil wirken, während die Palsas im küstennahen Tiefland Ostfinnmarks auffällige Zerfallserscheinungen erkennen lassen. Innerhalb der Küstenregion zeigen die Palsas am inneren Varangerfjord bei Jahresmitteltemperaturen knapp unter 0 ° C und leicht negativen jährlichen Wärmebilanzsummen noch die wenigsten Degradationserscheinungen, obwohl viele Palsas mit dünner Torfdecke im raschen Zerfall begriffen sind und die Palsas ohne schützende Torfhülle (Lithalsas) im letzten Jahrzehnt infolge Abtauens der Permafrostkerne vollständig kollabiert sind. Der Permafrost in den Palsamooren bei Lakselv und im Raum Vadsö-Vardö ist bei deutlich positiven Jahresmitteltemperaturen und Wärmebilanzsummen schon seit mindestens 50 Jahren nicht mehr im Gleichgewicht mit den Klimabedingungen und muß daher als reliktärer Permafrost bezeichnet werden (vgl. MEIER 1985, 1987, 1996, MEIER & THANNHEISER 2011). Das Uberdauern des Permafrostbodens wird dort durch spezifische geomorphologische, edaphisch-hydrologische und mesoklimatische Standortfaktoren sowie die weithin vorherrschende Plateauform der Palsas begünstigt ("ecosystem protected permafrost" nach JOHANSSON, ÅKERMAN et al. 2011). Die Jahresmitteltemperaturen der letzten beiden Jahrzehnte unterscheiden sich nicht nur deutlich von den Werten der Normalperiode 1961-1990, sondern auch von jenen älterer Meßperioden. Die Jahresmitteltemperaturen der Perioden 1961-1990 und 1901-1930 waren ähnlich und deutlich niedriger als die Werte der Perioden 1931-1960 und 1991-2009/10. Das begrenzte, nicht immer zuverlässige Datenmaterial aus der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts läßt vermuten, dass der Zeitabschnitt 1871-1900 noch kälter war als die Perioden 1901-1930 und 1961-1990. Die Periode 1931-1960 war deutlich wärmer, erreichte aber nicht die Werte des Zeitraums 1991-2009/10. Die letzten beiden Jahrzehnte waren somit die wärmsten seit Beginn der Temperaturmessungen gegen Ende des 19. Jahrhunderts. Die Mittelwerte der verschiedenen Perioden deuten auf günstige Voraussetzungen für die Anlage und den Erhalt von Palsas (und anderen Permafrosthügeltypen) in den kühleren Perioden 1901-1930 und 1961-1990 sowie möglicherweise im Zeitraum 1871-1900, während die thermischen Bedingungen im Zeitraum 1931-1960 und in den letzten beiden Jahrzehnten als ungünstig einzuschätzen sind. Bei einer weiteren Zunahme der Jahresmitteltemperatur um 1,5-2,0 °C wären auch die Palsamoore im Binnenland gefährdet. Das Verbreitungsgebiet der Palsas auf der Finnmarksvidda und im nordschwedischen Binnenland wäre dann durch eine positive Jahresmitteltemperatur und Wärmebilanzsumme gekennzeichnet. Ein beschleunigtes Auftauen und Kollabieren vor allem der Palsas mit mächtigem Mineralbodenkern und dünner thermisch isolierender Torfhülle, insbesondere der kuppelförmigen, im Sommer wärmeexponierten Formvariante, wäre zu erwarten. Die besten Aussichten auf ein längerfristiges Überdauern in der Zukunft dürften die auf dem Råsto-Plateau (z. B. im Kätkijärvet-Gebiet) oberhalb der Waldgrenze gelegenen Palsas haben. Das Klima im Dreiländereck von Norwegen, Schweden und Finnland zeichnet sich in den höheren Lagen durch sehr strenge Winter und kühle Sommer aus.

Trotz des auffälligen Trends zur Palsa-Degradation wurden im Zeitraum 1991-2009/10 im nordnorwegisch-nordschwedischen Arbeitsgebiet auch neue Palsas angelegt, von denen die meisten allerdings nur kurzfristig Bestand hatten. Häufig folgten auf einen strengen Winter, der die Permafrost-Aggradation in den Mooren begünstigte, schon bald warme Sommer, im Laufe derer die embryonalen Palsas rasch kollabierten. Dies zeigt die begrenzte Aussagefähigkeit von langfristigen Temperatur-Mittelwerten, wie z. B. den Mittelwerten der 30-jährigen Meßperioden. Einzelne Jahre mit ungewöhnlich kalten (und schneearmen) Wintern sowie markanten lokalen, dünnen Kaltluftschichten über der Schneedecke (oberflächennahe Temperaturinversionen nach TABUCHI & SEPPÄLÄ (2012) und warmen (und feuchten) Sommern können die Palsaanlage oder den Palsazerfall und damit die Palsa-Morphodynamik in den Mooren beeinflussen und steuern, wie die Feldstudien belegen. Im Laufe der letzten 5 Jahrzehnte gab es eine Reihe von Jahren, in denen die klimatischen Verhältnisse die Anlage oder den Zerfall von Palsas (und Frostblistern) besonders begünstigten. Die Winter 1965/66, 1967/68, 1970/71, 1978/79, 1984/85, 1985/86, 1986/87, 1987/88, 1997/98 und 2009/10 waren sehr kalt und hatten ein tiefes Eindringen der Kältewellen in den Boden zur Folge. Die dadurch gebildeten Bodenfrostlagen überdauerten die folgenden Sommer. Auf diese Weise entstanden in den kalten 1960 er und 1980 er Jahren, in denen mehrere kalte Winter auf einander folgten und die Sommer in der Mehrzahl kühl (1968, 1982) bis mäßig kühl (1962, 1965, 1966, 1981, 1987) waren, an wind- und kälteexponierten Plätzen zahlreiche neue Permafrostkörper und Palsas. Im Laufe der relativ warmen 1970 er Jahre, die sich weithin durch "warme" Winter (insbesondere 1972/73, 1973/74) und Sommer (insbesondere 1970, 1972, 1974, 1979) auszeichneten, kollabierten viele dieser Palsas. Als Folge der überwiegend milden Winter (Ausnahmen 1997/98, 1998/99) sowie der zahlreichen, aufeinander folgenden milden bis warmen Sommer wurden während der letzten beiden Jahrzehnte nur noch wenige neue Palsas kollabierten bis auf wenige Ausnahmen nach 2-3 Jahren. Die klimatischen Voraussetzungen der Palsabildung waren in einzelnen kalten Jahren (z. B. 1998, 2010) stellenweise erfüllt, doch hatten die jungen Permafrostkörper nur kurz Bestand. Die durch milde Winter und warme Sommer gekennzeichneten Jahre 2002-2007 waren durch eine auffällige Palsa-Degradation charakterisiert, wobei auch viele der in den 1960 er und 1980 er Jahren angelegten Hügel kollabierten.

Die mittleren jährlichen Niederschlagsmengen haben im Palsaverbreitungsgebiet im Zeitraum 1991-2009/10 um rund 10 % im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 zugenommen (40-60 mm, am meisten an der Finnmarksküste und im schwedischen Hochgebirge). 20-30 % der jährlichen Niederschlagsmenge fallen im Winter als Schnee. In den höheren Gebirgslagen ab 700 m ü. M. kann der Schneeanteil bis zu 50 % betragen. Eine zu mächtige winterliche Schneedecke behindert durch ihre thermisch isolierende Wirkung das Eindringen der Kältewellen in den Boden und ist daher der Palsabildung und -erhaltung abträglich. Sommerliche Niederschläge erhöhen die Feuchtigkeit der oberflächennahen Substratlagen und begünstigen durch die dadurch verbesserte Wärmeleitfähigkeit das Abtauen von (Perma-) Frostlagen. Im Unterschied zu den eigenen Untersuchungen an der Finnmarksküste ermittelten ÅKERMAN & JOHANSSON (2008) keine vergrößerten Auftautiefen am Ende feuchter Sommer. Inwiefern die erhöhten sommerlichen Niederschläge (und nicht nur die höheren Temperaturen) den Palsazerfall während der letzten beiden Jahrzehnte beschleunigten, bleibt umstritten Die Erhöhung der winterlichen Schneemengen hat zweifellos einen wesentlichen Anteil an der gesteigerten Palsa-Degradation. Die Bedeutung der Schneeniederschläge spiegelt sich auch in den Permafrostmächtigkeiten wider: Auf einem W-E-Transekt am Torneträsk wurde in den westlichsten Mooren, die sich durch die größten Schneemächtigkeiten auszeichnen, nur sehr dünner Permafrost angetroffen, während in den Palsamooren im schneearmen Raum Abisko relativ große Permafrostmächtigkeiten festgestellt wurden (vgl. ÅKERMAN & JOHANSSON 2008). Die sich seit Anfang der 1990 er Jahre im nordnorwegischnordschwedischen Arbeitsgebiet vollziehende markante Palsa-Degradation wurde nach den vorliegenden Befunden durch die kombinierte Wirkung von erhöhten Temperaturen und gesteigerten Niederschlagsmengen hervorgerufen.

Die durch Injektionseisbildung im Torf und / oder Mineralboden innerhalb eines einzigen kalten Winters angelegten und zu voller Größe herangewachsenen Frostblister reagieren empfindlicher auf eine Klimaerwärmung als die Palsas. Durch die rasche Bildung eines relativ mächtigen Blankeiskernes in den kleinen Hügeln wird die Deckschicht häufig zerrissen. Durch diese Dehnungsrisse und klaffenden Spalten kann im folgenden Sommer Warmluft zum Eiskern gelangen, so dass das Eis schmilzt und der Hügel kollabiert (saisonaler Frosthügel). Spaltenfreie oder -arme Hügel haben bessere Chancen den Sommer zu überdauern, insbesondere wenn die Deckschicht aus einer thermisch isolierenden Torflage besteht. "Überlebt" der Eiskern den Sommer und hat die Hügelform bis in den nächsten Winter Bestand, handelt es sich definitionsgemäß um einen Permafrosthügel. Dieser kann außer Blankeis auch gefrorenen Torf oder Mineralboden enthalten. Darin kann sich nun, begünstigt durch die geringere Schneemächtigkeit über der Hügelform im Vergleich zur Hügelumgebung, eine Eissegregation vollziehen, infolge derer der Hügel durch Bildung von Eislinsen weiter in die Höhe wächst. Dieser mehrjährige Frostblister enthält somit sowohl Injektionseis als auch Segregationseis, wobei die Segregationseisbildung im Unterschied zu jener der Palsas sekundär ist. Derart zusammengesetzte Permafrosthügel können unter günstigen klimatischen Verhältnissen mehrere Jahrzehnte überdauern. Günstige Voraussetzungen für einen längerfristigen Bestand der Hügel bieten kühle Sommer, die vor allem in höheren Gebirgslagen oberhalb der Waldgrenze
und an der Finnmarksküste zu erwarten sind. An der maritim getönten Finnmarksküste stellen die relativ milden Winter, die die Injektionseisbildung mangels Kälte verhindern, den limitierenden Faktor dar. Es überrascht daher nicht, dass bisher nur ein küstennahes Frostblister-Vorkommen (Sennaland) entdeckt worden ist, während in den winterkalten und sommerkühlen Hochgebirgslagen im Raum Abisko eine Vielzahl von mehrjährigen Frostblistern angetroffen wurde. Die Klimaerwärmung in den letzten zwei Jahrzehnten hat dort jedoch zum Zerfall fast aller Hügel geführt. Im Rakkaslako-Gebiet in den westlichen, stärker maritim geprägten Abiskobergen genügten einige wenige warme Sommer in den 1990 er Jahren, um auch die längerfristig existierenden 15-20 Jahre alten Frostblister kollabieren zu lassen. Die besten Aussichten auf ein längerfristiges Überdauern haben torfbedeckte, spaltenfreie Hügelvarianten an windund kälteexponierten, hoch gelegenen Standorten, wie z. B. auf den Trogtalböden in den östlichen Abisko-Bergen ab ca. 1000 m ü. M. Die Obergrenze der Frostblister-Vorkommen dürfte durch den Mangel an Torfablagerungen oder geeigneten minerogenen Lockersedimenten vorgezeichnet sein.

Die wie die kleineren Frostblister infolge der Bildung eines Injektionseiskörpers im Substrat entstandenen großen Permafrosthügel weisen Merkmale "Offener System"-Pingos auf, wie etwa Hangfußlage oder Beckenlage in der Nähe von Steilhängen oder Felswänden, artesisch erzeugter Wasserdruck, diskontinuierlicher Permafrostboden. Um eine klare Zuordnung zu einem Permafrosthügeltyp treffen zu können, sind aber noch weitere Untersuchungen erforderlich. Die Hügel reagierten trotz des Fehlens einer thermisch isolierenden Torfhülle langsamer auf den Klimawandel im Laufe der letzten beiden Jahrzehnte als die Frostblister, vermutlich infolge des Fehlens von klaffenden Spalten an der Hügeloberfläche, wodurch der Zutritt von sommerlicher Warmluft zum Permafrost- / Blankeiskern erschwert wurde. Bei einem der Hügel setzte die Bildung eines Ringwalles ein; bei einem weiteren entwickelte sich ein zweiter Thermokarstteich innerhalb eines bereits vorhandenen Ringwalles, wobei die verbliebene Hügel-Vollform, wie bei der Palsa-Degradation, mit einem Blockerosionshang an das Gewässer grenzt (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011). Alte Luftbilder und Aufzeichnungen belegen in einem Falle die Entwicklung vom intakten Permafrosthügel zum Ringwallsee innerhalb von nur 45 Jahren (1943-1988). Die Existenz von intakten, stabilen Permafrosthügeln und ringwallumgebenen, wassergefüllten Mulden (Ringwallseen) als fortgeschrittenen Zerfallsstadien solcher Hügel in enger räumlicher Vergesellschaftung auf Luftbildern unterschiedlichen Alters könnte auf einen zyklischen Entwicklungsgang dieses Hügeltyps deuten. Allerdings wurde kein Nebeneinander von jungen Aggradationsformen und alten Degradationsformen beobachtet. Die klimatischen Verhältnisse als wichtigste Steuerfaktoren der Permafrosthügel-Morphodynamik lassen sich sowohl bei den großen pingoähnlichen Hügeln als auch bei den kleineren mehrjährigen Frostblistern aufgrund des Fehlens von Messstationen in Hügelnähe nur grob mittels Extrapolation von Datenmaterial tiefer gelegener Wetterstationen abschätzen. Danach haben sich die beiden Permafrosthügeltypen in der Höhenstufe des diskontinuierlichen alpinen Permafrostbodens nach dem Modell von KING (1984) entwickelt, wobei nur einige wenige Hügel innerhalb der oberen Teilstufe bis in die Gegenwart überdauert haben.

Ein Vergleich der eigenen Feldbefunde und der in der einschlägigen internationalen Literatur mitgeteilten Beobachtungen und Ansichten wirft eine Reihe von Fragen zur Palsa-Morphodynamik auf, die bisher noch nicht eindeutig beantwortet werden konnten. Sie betreffen sowohl die Palsa-Aggradation und -Degradation als auch die geoökologischen Folgen eines fortschreitenden Permafrost- und Palsazerfalls. Während die Prozesse der Kryosuktion (kapillare Bodenwasserbewegung) und Eissegregation (Anhäufung von Bodeneislinsen und -lamellen) als wesentliche Grundlagen der Palsa-Morphogenese kaum zu bezweifeln sind (vgl. u. a. PISSART 2013), werden die Ursachen der Initiierung dieser Prozesse in einem bestimmten Moorabschnitt kontrovers diskutiert. Es lassen sich grundsätzlich drei Hypothesen unterscheiden, die auf lokalen Unterschieden der Schneemächtigkeit, Art und Veränderungen der Vegetationszusammensetzung (Sukzessionen) und dem Buoyancy-Effekt (Aufschwimm-Effekt) von Bodeneislinsen basieren. Die eigenen langjährigen Feldstudien in Finnmark und Norrbotten stützen die von SEPPÄLÄ (1982b) anhand eines Feldexperiments im finnischen Kevo bestätigte Schneedecken-Hypothese, wonach die winterlichen Kältewellen an Plätzen mit geringer Schneemächtigkeit tiefer in das Substrat eindringen als in der Umgebung. Auf diese Weise kann ein Teil des winterlichen Frostbodens den folgenden Sommer überdauern. In den folgenden Wintern wiederholt sich der Entwicklungsgang, es wird immer mehr Eis

angehäuft, wodurch die Deckschichten schließlich hügelförmig aufgewölbt werden. An der wind- und kälteexponierten Hügeloberfläche hält sich in den folgenden Wintern weniger Schnee als im umgebenden flachen Moor, was die Entwicklung des Palsahügels beschleunigt (Selbstverstärkungseffekt). Mehrere Untersuchungen in Nordamerika, insbesondere in Kanada (vgl. u. a. WORSLEY et al. 1995, KUHRY 1998) betonen dagegen die Bedeutung der Vegetationsdecke im Moor als Ausgangspunkt der Palsa-Entwicklung. Veränderungen in der Art und Zusammensetzung der Vegetation können die Albedo eines Standortes verändern und bei einer Zunahme der Albedo infolge der geringeren Sonneneinstrahlung das Überdauern eines Teiles der winterlichen Frostbodenlage im Sommer begünstigen, so dass sich im Laufe der Zeit ein Palsahügel entwickeln kann. Allerdings brachten die eigenen, eher stichpunkthaften Untersuchungen zum Beziehungsgefüge Vegetationsdecke-Auftautiefe keine Bestätigung dieser Hypothese, da die Albedo-Unterschiede offenbar zu gering waren. Zukünftige, detaillierte Studien könnten jedoch ein neues Licht auf diese Thematik werfen. Nach MATTHEWS et al. (1997) kann die Palsa-Entwicklung am Platze einer besonders dichten, thermisch isolierenden Vegetationsdecke einsetzen. Diese Annahme wird durch eine Studie von KUHRY (1998) gestützt, nach der die Entwicklung trockener Torfflächen aus Sphagnum fuscum einen Auslöser der Palsabildung darstellen kann. Einige wenige, überwiegend nordamerikanische Autoren (u. a. OUTCALT & NELSON 1984) favorisieren eine primäre Eisanreicherung bei der Palsabildung als Folge des Buoyancy-Effektes. Das "Schwimmen" der eisreichen Frostbodenlinse im Moor resultiert aus dem in situ-Gefrieren von Porenwasser im Torf, wodurch eine Frostbodenlage von relativ geringer Dichte entsteht. Der Gefriervorgang in situ steht allerdings im Widerspruch zur genetischen Palsa-Definition, nach der Kryosuktion der wichtigste Mechanismus der Eisbildung ist. Doch selbst im neuen Modell von SEPPÄLÄ & KUJALA (2009) und SEPPÄLÄ (2011) findet sich Segregationseis als Folge von Kryosuktion in den Palsas. Die beiden finnischen Autoren bezweifeln die Segregationseisbildung im Torf. Nach ihrem Modell beruht das Palsawachstum auf einer auftriebsbedingten Hebung des gefrorenen Palsakernes, in deren Gefolge sich Wasser unter dem Kern ansammelt, das im nächsten Winter gefriert und dünne Eislagen bildet. Erst wenn der gefrorene Torfkern der Palsas die frostempfindlichen, schluffreichen Sedimente der Moorunterlage erreicht und diese gefrieren, beginnt die Eissegregation bei der Palsabildung eine wichtige Rolle zu spielen. Obwohl eine Palsagenese infolge des Buoyancy-Effektes lokal unter speziellen Bedingungen denkbar ist, ergaben die eigenen Feldstudien keinerlei Hinweise auf eine derartige Palsabildung. Vermutlich sind alle vorgestellten Mechanismen der Palsa-Initiierung im globalen Verbreitungsgebiet der Palsas anzutreffen, wenn auch in regional unterschiedlichen Gebieten. Ferner kann auch eine Kombination mehrerer Gunstfaktoren die Palsa-Entwicklung ermöglichen, z. B. eine Veränderung der Schneetiefe im Gefolge eines Vegetationswandels. Zum Thema Palsa-Initiierung besteht zweifellos Forschungsbedarf.

Während die Prozeßabläufe bei der Degradation der traditionellen torfbedeckten Palsas recht gut bekannt sind, ist das Wissen über die Vorgänge beim Zerfall der selteneren reinen Mineralbodenpalsas (Lithalsas) und Palsas mit sehr dünner Torfhülle noch recht begrenzt. Ebenso sind die klimatischen Verbreitungsbedingungen der zuletzt genannten Palsavarianten nur in groben Zügen bekannt. Dies ist umso bedauerlicher, da diese Palsavarianten bei ihrem Zerfall häufig minerogene Ringwälle hinterlassen, was sie als Paläoklima-Indikatoren interessant macht. Dies unterscheidet sie von den herkömmlichen Torfpalsas, die nach ihrem Zerfall bestenfalls eine von einem flachen Torfwall umgebene wassergefüllte Mulde (Thermokarstteich) im Moor hinterlassen, die nur kurzfristig Bestand hat, da sie schon bald von Vegetation besiedelt wird und danach rasch "verlandet". Um das große Potenzial der minerogenen Ringwälle als Paläoklima-Indikatoren besser ausschöpfen zu können, sind bessere Kenntnisse von den an der Degradation der Lithalsas beteiligten geomorphologischen Prozesse und den daraus resultierenden Formen und Sedimentstrukturen dringend erforderlich. Nur so lassen sich die Ringwälle zuverlässig identifizieren und von Ringwällen andersartiger Morphogenese unterscheiden. Dies gilt nicht nur für das Aktuoperiglaziär Nordeuropas, sondern in besonderem Maße auch für das pleistozäne Paläoperiglaziär Mitteleuropas. Dort ist vor allem die Unterscheidung von minerogenen Ringwällen, die aus dem Zerfall von Lithalsas einerseits und Pingos andererseits resultieren, trotz der jüngsten Fortschritte (vgl. u. a. PISSART 2000, 2002, 2003, 2013) noch immer problematisch. Lithalsas und Pingos existieren in ihren aktuellen Verbreitungsgebieten bei unterschiedlichen Klimaverhältnissen. Ihre Relikte kennzeichnen daher auch unterschiedliche Klimabedingungen in den ehemaligen Verbreitungsgebieten. Erstaunlicherweise finden sich in der einschlägigen Literatur nur wenige Schnitte durch Lithalsa- und Pingorelikte (Ringwälle) im rezenten (sub-) arktischen Verbreitungsgebiet der Hügel, während aus dem pleistozänen Periglaziärraum Mittel- und Westeuropas eine Vielzahl potenzieller Lithalsa- / Pingo-Profile beschrieben wird. In Nordfennoskandien befinden sich inzwischen permafrostfreie Ringwälle in unmittelbarer Nachbarschaft noch intakter, stabiler, permafrosthaltiger Lithalsa-Vollformen. Weitere Schnitte durch solche wallumgebene Mulden sind wünschenswert. Sie können einen wichtigen Beitrag zu einer zuverlässigeren Identifizierung von Lithalsa-Relikten im ehemaligen Periglaziärraum Mitteleuropas liefern. Ferner sollten die klimatischen Bedingungen im Verbreitungsgebiet der nordfennoskandischen Lithalsas genauer ermittelt werden. Während die Grenzwerte der Verbreitung traditioneller torfbedeckter Palsas relativ gut bekannt sind, lassen sich die Klimaverhältnisse im Verbreitungsgebiet der Lithalsas mangels nahe gelegener Messstationen nur sehr grob mittels Daten-Extrapolation abschätzen. Die bisher bekannten Hügel-Vorkommen sind an sommerkühlen Standorten nahe oder deutlich oberhalb der Waldgrenze gelegen, wobei die Jahresmitteltemperatur im Zeitraum 1991-2010 im typischen Falle -3 °C bis -4 °C betragen dürfte. Diese Werte sind etwas höher als die von PISSART (2002, 2013) im nordkanadischen Verbreitungsgebiet (Quebec) ermittelten Werte, gründen sich allerdings nur auf die geschätzten Werte von 3 Vorkommen (Corgosjokka, Kätkijärvet, Tavvavuoma), während den kanadischen Angaben das Verbreitungsgebiet zahlreicher Lithalsas zugrunde liegt. Die Entdeckung weiterer Lithalsa-Vorkommen in Nordfennoskandien, insbesondere im frostklimatisch strengen Dreiländereck von Norwegen, Schweden und Finnland sowie im nordschwedischen Hochgebirge, ist zu erwarten. Sie könnte mehr Klarheit über die klimatischen Ansprüche der Lithalsas in Nordeuropa schaffen. Ähnliche Forschungslücken wie bei den Lithalsas bestehen auch bei den großen, pingoähnlichen Permafrosthügeln in den nordschwedischen Abisko-Bergen. Über die Initiierung der Hügel-Entwicklung lassen sich mangels embryonaler Aggradationsformen bisher nur Vermutungen anstellen. Die wenigen, noch erhaltenen Hügel-Vollformen repräsentieren unterschiedlich weit fortgeschrittene Degradationsstadien. Zwei der kollabierenden Hügel sind im Begriff, Ringwälle zu bilden. Die minerogenen Wälle sind inzwischen permafrostfrei und ähneln darin den zahlreich im Gebiet anzutreffenden, Thermokarstteiche umschließenden Ringwällen. Querschnitte durch die Wälle könnten wertvolle Hinweise auf die am Hügelzerfall beteiligten geomorphologischen Prozesse liefern. Die Zukunft wird zeigen, wie lange die Entwicklung vom intakten, stabilen Permafrosthügel zum Ringwall dauert. Dabei sollten die klimatischen Bedingungen einschließlich der Niederschlagsverhältnisse vor Ort erfasst werden. Die Jahresmitteltemperatur (1991-2009) in den betreffenden Höhenlagen beträgt nach Schätzungen -2,2 °C bis -3,3 °C, während die jährliche Niederschlagsmenge in der Größenordnung von 780-1500 mm anzusetzen ist (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011).

Ein weiteres Forschungsfeld betrifft die exakte Verbreitung von Palsamooren in Finnmark und Norrbotten. Trotz der im Laufe der letzten 3 Jahrzehnte verbesserten und leichten Zugänglichkeit von Luft- und Satellitenbildern für zivile Zwecke sind die Kenntnisse von der Palsaverbreitung abseits der Siedlungsleitlinien und Verkehrswege noch immer sehr lückenhaft, wie bei zahlreichen Cessna- und Helikopterflügen zwecks Palsa-Kartierung festgestellt werden konnte. Dies gilt insbesondere für die innere Finnmarksvidda und das kaum erschlossene nordschwedische Binnenland nördlich einer Linie Kiruna-Karesuando. Die vornehmlich aus den 1960 er und 1970 er Jahren stammenden, nicht immer zuverlässigen Palsa-Verbreitungskarten wurden nur geringfügig ergänzt und aktualisiert, obwohl von einigen Gebieten ergänzendes Datenmaterial zur Verfügung stand (vgl. z. B. ULFSTEDT 1982). Die unzureichende Kenntnis der Palsaverbreitung während der verschiedenen meteorologischen Meßperioden bildet einen Schwachpunkt bei der Erstellung von Modellen zur zukünftigen Palsaverbreitung unter dem Aspekt eines fortgesetzten Klimawandels. Ein weiteres Problem dieser "Climate envelope models" (vgl. u. a. LUOTO, FRONZEK & ZUIDHOFF 2004, FRONZEK, LUOTO & CARTER 2006, FRONZEK, CARTER, RAISANEN et al. 2010, FRONZEK, CARTER & LUOTO 2011) ist ihr statischer Charakter, d. h. sie berücksichtigen keine Zeit-Dimension, sondern nehmen unter Vernachlässigung dynamischer Wechselwirkungen ein Gleichgewicht zwischen der modellierten Verbreitung und den Klimaverhältnissen an. Folglich wird die Möglichkeit einer zeitverzögerten Reaktion der Palsaverbreitung auf einen Klimawandel nicht berücksichtigt. Die Reaktionszeit der Palsas auf einen Klimawandel kann unter bestimmten lokalen geoökologischen Gunstfaktoren recht lang sein, wie die seit langem nicht mehr im Gleichgewicht mit den herrschenden Klimabedingungen stehenden Palsa-Vorkommen bei Lakselv und Komagvaer ausweisen ("ecosystem protected permafrost"). Die Palsa-Degradation kann ferner zwei verschiedene Ursachen haben, die schwer zu trennen sind: Sie kann einen natürlichen Bestandteil des zyklischen Palsa-Entwicklungsganges darstellen oder aber klimainduziert sein. Vermutlich ist die Zeitverzögerung der Palsareaktion auf eine Klimaveränderung (Zunahme der Temperatur und des Niederschlags) kürzer als die Zeitspanne der Palsa-Degradation im Rahmen des natürlichen Entwicklungskreislaufes.

Die Palsamoore repräsentieren ein einzigartiges, charakteristisches Element in der nordfennoskandischen Landschaft, dessen inselhafte Permafrost-Vorkommen zwar schon seit mindestens hundert Jahren bekannt sind und wissenschaftliches Interesse fanden, deren Bedeutung für das subarktische Ökosystem aber erst im Laufe der letzten 2-3 Jahrzehnte als Folge des Klimawandels in das Bewusstsein des Menschen gerückt ist. Bei Fortsetzung des gegenwärtigen Klimatrends und Eintreffen der für die nahe Zukunft prognostizierten Klimaentwicklung verschwände ein Moortyp aus der Landschaft Lapplands, der sich durch sehr spezielle Pflanzensukzessionen und ein einmaliges Zusammenspiel von Vegetation, Substrat (Torf) und Bodeneis auszeichnet. Ferner wären ein Habitatverlust für zahlreiche Vogelarten und ein Verlust der Rastplätze mehrerer Zugvogelspezies zu beklagen (vgl. LUOTO, HEIKKINEN & CARTER 2004). Darüberhinaus verändert die Degradation der Palsas infolge einer Bodeneisauflösung auch die Methan (CH4)- und Kohlendioxid (CO2)- Bilanz der Moore und nimmt dadurch – wenn auch in geringem Umfang – Einfluß auf das Klima. Die Palsamoore haben daher einen hohen Erhaltungswert und werden von der Europäischen Union zu Recht als vorrangiger Habitattyp eingestuft, den es zu schützen gilt.

Als Folge des verbesserten Kenntnisstandes und des gestiegenen Umwelt-Bewußtseins sind seit der Jahrtausendwende in Nordfennoskandien zahlreiche neue Palsa-Forschungsprojekte initiiert sowie ältere verlängert und verbessert worden, wobei die Palsamoore bei Abisko am Torneträsk Schwerpunkte bilden. Entlang des Transekts Katterjåkk-Bergfors wurden u. a. Meßstellen zur Ermittlung der saisonalen Auftautiefen und der Permafrostmächtigkeiten bzw. -temperaturen eingerichtet (vgl. u. a. ÅKERMAN & JO-HANSSON 2008, JOHANSSON, ÅKERMAN et al. 2008, JOHANSSON, ÅKERMAN, KEUPER et al. 2011). Im Palsamoor Storflaket wurden die winterlichen Schneetiefen stellenweise experimentell vergrößert um den Einfluß der für die Zukunft prognostizierten höheren Schneeniederschläge auf den Permafrost und die Vegetation im Palsamoor besser abschätzen zu können (vgl. JOHANSSON, CALLAGHAN et al. 2013). Im Palsamoor Stordalen (vgl. Foto 77) wurden u. a. die jährliche Kohlenstoff-Bilanz im Zeitraum 2001-2008 erfaßt (vgl. CHRISTENSEN et al. 2012) und unter Einbeziehung zahlreicher weiterer Lokalitäten in Nordfennoskandien der Treibhausgas-Austausch im Hinblick auf einen zukünftigen Klimaund Vegetationswandel untersucht (vgl. BOSIÖ, JOHANSSON et al. 2012).



Foto 77: Junger, embryonaler, schildförmiger Palsa mit heller, abgestorbener, hygrophiler Moorvegetation im Palsamoor Stordalen im Stordalen Naturreservat bei Abisko. Der spaltenfreie Palsa wurde vermutlich im kalten Jahr 2010 am Rande eines weitflächigen, flachwelligen Plateaupalsas angelegt. Im Moor wird eine Vielzahl von permafrostbezogenen Messungen durchgeführt, mit deren Hilfe die Folgen des Klimawandels auf das Moor-Ökosystem abgeschätzt werden sollen. Im Zeitraum 2001-2008 wurde u. a. die jährliche Kohlenstoff-Bilanz mit Hilfe von mikrometeorologischen Techniken erfasst (vgl. CHRISTEN-SEN et al. 2012). 28.8.2014

Außer diesen sehr speziellen, technisch höchst aufwendigen, räumlich begrenzten Untersuchungen existieren Projekte, die die Palsa- und Permafrost-Dynamik landesweit und großräumig langfristig erfassen sollen. Dazu zählen das 2004 begonnene norwegische Palsamoor-Überwachungsprojekt (vgl. HOF-GAARD 2004) und das geplante schwedische Beobachtungsprogramm (vgl. WRAMNER et al. 2012). In

beiden Projekten werden vornehmlich Palsamoore berücksichtigt, die bereits Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen waren, so dass ein gewisser Grundstock an Foto- und Datenmaterial zur Verfügung steht. Aus klimatischen Erwägungen sind auch mehrere südlich des Polarkreises gelegene Palsamoore in die Untersuchungen einbezogen worden. Das norwegische Überwachungsprojekt umfasst die Palsamoore Ferdesmyra (Naturreservat) und Goahteluoppal (vorgeschlagen als Landschaftsschutzgebiet oder Nationalpark) in Finnmark, Ostojeaggi (Naturreservat) in Troms sowie Haukskardmyrin, Haugtjörnin und Leirpullan im südnorwegischen Hochgebirge (Dovre-Nationalpark). Entlang ausgewählter Moor-Transekte sollen mit Hilfe von Linienanalysen Veränderungen des Palsagefüges, der Bodenoberfläche, der vorherrschenden Vegetation und der Auftautiefe im Fünfjahresrhythmus erfasst und mit der Klimaentwicklung verglichen werden. Das geplante schwedische Überwachungsprogramm beinhaltet die Palsamoore Oaggujeaggi, Tavvavuoma, Mannavuoma, Stordalen, Sirccam, Nuvjaure, Arasjaure, Ultevistuottar sowie Plassa und Laivadalen südlich des Polarkreises. Die für den Zeitraum 2013-2018 (Bericht an die EU 2019) angedachte Überwachung umfasst ebenso wie das norwegische Projekt Detailaufnahmen entlang ausgewählter Moor-Transekte, baut aber noch stärker auf Methoden der Fernerkundung mittels Luft- und Satellitenbilder um den zeitaufwendigen und damit teuren Gelände-Einsatz so weit wie möglich zu reduzieren. Schwachpunkt beider Projekte sind die langen Zeitintervalle zwischen den Geländebegehungen. Den eigenen Erfahrungen zufolge sind viele wichtige Veränderungen in den Mooren mit Methoden der Fernerkundung nicht erkennbar. Dazu zählt u. a. die Anlage neuer, embryonaler Palsas; die flachen, schildförmigen Hügel sind trotz ihrer hellen, gelben bis grauen Oberfläche auf den erhältlichen Luftund Satellitenbildern nicht zuverlässig zu identifizieren. Auch die Auswahl der zu überwachenden Palsamoore gibt in einigen Fällen Anlaß zur Kritik. Dies gilt insbesondere für das norwegische Palsa-Monitoring-Programm. Das Ferdesmyra in Südvaranger ist im Hinblick auf den Zweck der Überwachung - Erkennen von Veränderungen in der Dynamik des Permafrostbodens und der Palsas im Zusammenhang mit dem aktuellen Klimawandel - nur bedingt geeignet. Es ist für die Palsamoore im Küstenraum Ostfinnmarks eher untypisch. Die wenigen erhaltenen Palsas bestehen vornehmlich aus Torf und unterscheiden sich darin von den in den küstennahen Tieflagen weithin vorherrschenden Palsas mit mächtigem Mineralbodenkern und dünner Torfhülle. Es handelt sich um ein Strangmoor, in dem sich inselhafte Palsa-Vorkommen befinden. Die Vegetation läßt östliche, kontinentale Klimaeinflüsse erkennen. Es wäre hinsichtlich der Thematik sinnvoller gewesen, anstatt des Ferdesmyra das Böttemyra südlich von Neiden oder eines der zahlreichen Palsamoore zwischen dem inneren Varangerfjord und dem Tanatal, z. B. das als Naturreservat vorgeschlagene Korsmyran, in das Überwachungsprogramm aufzunehmen. Unter dem Aspekt Klimawandel-Permafrostverhalten wäre das gut erforschte Palsamoor Måkkejavri auf dem gehobenen Delta Raetkaguolba südlich von Karlebotn die beste Wahl gewesen. Das Moor zeichnet sich durch eine in nord-südlicher Richtung zunehmende Torfmächtigkeit aus, was sich bei den Palsas in der Mächtigkeit der thermisch isolierenden Torfhüllen über den Mineralbodenkernen widerspiegelt. Entsprechend ist eine Abfolge von reinen Mineralbodenpalsas (Lithalsas) über Palsas mit Torfhülle und Mineralbodenkern zu reinen Torfpalsas auf dem Delta entwickelt. In Abhängigkeit von der Torfmächtigkeit dürften die Palsas unterschiedlich empfindlich auf Klimaveränderungen reagieren, was sich im Verlauf des aktuellen Klimawandels leicht nachprüfen läßt. Beim schwedischen Palsa-Monitoring-Programm hätte es sich empfohlen, die Palsas an den Kätkijärvet-Seen auf dem Råsto-Plateau zu berücksichtigen. Auch dort sind gemäß der jeweiligen Torfmächtigkeit reine Torfpalsas, Palsas mit Torfhülle und Mineralbodenkern sowie reine Mineralbodenpalsas anzutreffen. Die Lithalsas sind in der Literatur fälschlicherweise als "Pingos" beschrieben worden (vgl. LAGERBACK & RODHE 1985, 1986). Das deutlich oberhalb der Waldgrenze gelegene Moorgebiet enthält alle 3 Palsavarianten in unterschiedlichen Entwicklungsstadien - von spaltenfreien Hügel-Vollformen bis zu weit fortgeschrittenen Zerfallsstadien einschließlich minerogener Ringwälle, die Thermokarstteiche umschließen. Es unterscheidet sich darin vom 25 km weiter südlich in Waldgrenznähe gelegenen Tavvavuoma-Gebiet, das nach Kenntnis des Autors inzwischen keine vollständig intakten, spaltenfreien Lithalsas mehr aufweist. Die Palsamoore des Tavvavuoma-Beckens bilden dennoch aufgrund ihrer langen, bis in die 1960 er Jahre zurück reichenden Forschungsgeschichte (vgl. WRAMNER 1972, 1973) und ihrer Vielfalt an Form- und Bauplanvarianten zu Recht den Schwerpunkt des schwedischen Monitoring-Programms.

Die Befunde aus dem norwegischen und dem schwedischen Palsa-Monitoring-Programm werden zeigen, ob sich der seit Anfang der 1990 er Jahre in den Palsamooren Nordfennoskandiens zu beobachtende beschleunigte Palsazerfall in den nächsten Jahren fortsetzt. Trotz der auffälligen, offensichtlich klimainduzierten Degradationstendenz werden in kalten Jahren in den Mooren noch immer neue, embryonale Palsas angelegt, wie zuletzt im Jahre 2010. In den mittleren und höheren Lagen des nordschwedischen Hochgebirges entwickeln sich in kalten Wintern noch immer Injektionseishügel vom Frostblister-Typ, die jedoch nur selten den folgenden Sommer überdauern und daher in der Mehrzahl als saisonale Gebilde einzustufen sind. Eine Neubildung von großen pingoähnlichen Hügeln findet nicht mehr statt. Nach LUOTO & SEPPÄLÄ (2003) bilden die aktuellen Palsa-Vorkommen im nördlichsten Finnland nur einen kleinen Rest eines ehemals größeren Verbreitungsgebietes (ca. ein Drittel), wobei vor allem Palsas am Südrand der Verbreitung abgetaut sind. In Finnmark sind vor allem Palsas am Nordrand des früheren Verbreitungsgebietes kollabiert (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011). Die Zunahme der Temperaturen und Niederschlagsmengen hat sich im nördlichen, maritim getönten Küstenraum weit negativer auf die Palsa-Dynamik ausgewirkt als im kontinentaleren Binnenland, wo die kritischen Temperatur- und Niederschlagsgrenzwerte offenbar noch nicht erreicht worden sind. Bei einer längerfristigen Fortsetzung des Klimatrends dürften die für die Palsa-Erhaltung relevanten Grenzwerte aber auch dort überschritten werden. Auf der Grundlage der Temperatur- und Niederschlagsmittelwerte der Normalperiode 1961-1990, verschiedener Klimawandel-Scenarien sowie der laut einschlägiger Literatur anzunehmenden (aber inzwischen reduzierten) Palsaverbreitung prognostizieren FRONZEK, LUOTO & CARTER (2004) ein Abtauen sämtlicher Palsas in Lappland bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Damit verschwänden nicht nur alle Palsamoore aus dem Tiefland Nordfennoskandiens, sondern auch alle Permafrost-Vorkommen. Zugleich gingen wichtige Habitate und Pflanzengesellschaften verloren. Dies wäre äußerst bedauerlich. Allerdings ist fraglich, ob sich der aktuelle Klimatrend tatsächlich langfristig fortsetzt. Zudem ist die Reaktionszeit des Permafrostbodens auf Klimaveränderungen noch unklar. Schließlich wird die Permafrost- und Palsaverbreitung auch von lokalklimatischen und aklimatischen Faktoren (z. B. Substrat, Vegetation, Relief, hydrologische Verhältnisse) beeinflusst, die ein längerfristiges Uberdauern auch an Plätzen ermöglichen, die auf den ersten Blick ungünstig erscheinen (reliktärer Permafrost, durch das Ökosystem geschützter Permafrost). Ein langfristiges Überdauern von Palsas und Permafrost ist vor allem an Plätzen mit solchen spezifischen geoökologischen Bedingungen ist zu erwarten.

10. Literaturverzeichnis

ACIA (2005): Arctic Climate Impact Assessment. - Cambridge University Press, 1042 S., New York

- ÅHMAN, R. (1967): Palsstudier i Nordnorge. Svensk Geogr. Årsbok 43, S. 258-261, Lund
- ÅHMAN, R. (1969): C14-Datering av palsar i Nordnorge. Svensk Geogr. Årsbok 45, S. 155-158, Lund
- ÅHMAN, R. (1975): Palsstrukturer och palsmorfologi i Nordnorge. Svensk Geogr. Årsbok 51, S. 223-232, Lund
- ÅHMAN, R. (1976): The structure and morphology of minerogenic palsas in Northern Norway. Biul. Perygl. 26, S. 25-31, Lodz
- ÅHMAN, R. (1977): Palsar i Nordnorge. En studie av palsars morfologi, utbredning och klimatiska förutsättningar i Finnmark och Troms fylke. – Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst., Avhandl. 78, 165 S., Lund
- ÅKERMAN, J. & JOHANSSON, M. (2008): Thawing Permafrost and Thicker Active Layers in Subarctic Sweden. – Permafrost Perigl. Proc. 19 (3), S. 279-292, Chichester
- ÅKERMAN, J. & MALMSTRÖM, B. (1986): Permafrost mounds in the Abisko area, Northern Sweden. – Geogr. Ann. 68A (3), S. 155-165, Stockholm
- ALLARD, M., CARON, S. & BÉGIN, Y. (1996): Climatic and Ecological Controls on Ice Segregation and Thermokarst: the Case History of a Permafrost Plateau in Northern Québec. – Permafrost Perigl. Proc. 7 (3), S. 207-227, Chichester
- ALLARD, M., SEGUIN, M.K. & LÉVESQUE, R. (1987): Palsas and permafrost mounds in northern Quebec. in: GARDINER, V. (Hrsg.): International Geomorphology, Teil 2, S. 285-309, Chichester
- ALSTRÖM, T., BERGMAN, A. & PILESJÖ, P. (1989): Förändringsstudie av pingogölar på Rakaslako, väster om Björkliden. Lunds Univ. Naturgeogr. Inst., Rapporter och Notiser 72, S. 41-55, Lund
- ANDRÉ, M.-F. (1985): Postglacial Microweathering of Granite Roches Moutonnées in Northern Scandinavia (Riksgränsen area, 68 °N). – in: SLAYMAKER, O. (Hrsg.): Steepland Geomorphology, S. 103-127
- BEYLICH, A.A. (2003): Present morphoclimates and morphodynamics of Latnjavagge, the northern Swedish Lapland and Austdalur, east Iceland. Jökull 52, S. 33-54, Reykjavik
- BEYLICH, A.A. (2008): Mass transfers, sediment budget and relief development in the Latnjavagge catchment, Arctic-Oceanic Swedish Lapland. – Ztschr. Geomorph. 52, Suppl. 1, S. 149-197, Berlin, Stuttgart
- BOSIÖ, J., JOHANSSON, M., CALLAGHAN, T.V., JOHANSEN, B. & CHRISTENSEN, T.R. (2012): Future vegetation changes in subarctic mires and implications for greenhouse gas exchange – a regional assessment. – Climatic Change 115, S. 379-398
- BRAUN-BLANQUET, J. (1964): Pflanzensoziologie. Grundzüge der Vegetationskunde. 3. Aufl., Springer, Wien, New York, 865 S.
- BROWN, J., FERRIANS Jr., O.J., HEGINBOTTOM, J.A. & MELNIKOV, E.S. (1997): Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions. – Circum-Pacific map Series – 45, Scale 1: 10 000 000, U.S. Geological Survey
- CALMELS, F., ALLARD, M. & DELISLE, G. (2008): Development and decay of a lithalsa in northern Québec: A geomorphological history. – Geomorphology 97, S. 287-299
- CALMELS, F., DELISLE, G. & ALLARD, M. (2008): Internal structure and the thermal and hydrological regime of a typical lithalsa: Significance for permafrost growth and decay. – Can. Journ. Earth Sciences 45, S. 31-43

- CHRISTENSEN, T.R., JACKOWICZ-KORCZYNSKI, M., AURELA, M., CRILL, P., HELIASZ, M., MASTEPANOW, M. & FRIBORG, T. (2012): Monitoring the Multi-Year Carbon Balance of a Subarctic Palsa Mire with Micrometeorological Techniques. – Ambio 41, Suppl. 3, S. 207-217
- CHRISTIANSEN, H.H., ETZELMÜLLER, B. et al. (2010): The thermal state of permafrost in the Nordic area during the International Polar Year 2007-2009. – Permafrost Perigl. Proc. 21 (2), S. 156-181, Chichester
- DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT (Hrsg.) (2010): Temperatur- und Niederschlagsdaten der Jahre 1865-2009 von Finnmark, Oslo
- EKMAN, S. (1957): Die Gewässer des Abiskogebietes und ihre Bedingungen. in: Proc. Royal Swedish Akad. Science Ser. 4, 6 (6), Stockholm
- ETZELMÜLLER, B., CHRISTIANSEN, H.H. & BROWN, J. (2006): Permafrost and periglaciation in the Nordic region. – in: PELTONEN, P. & PASANEN, A. (Hrsg.): The 27. Nordic Geological Winter Meeting, January 9-12, 2006 Oulu, Finland, 24. Abstract Vol., Bull. Geol. Soc. Finland, Spec. Issue 1, Univ. Helsinki
- FARBROT, H., ISAKSEN, K. & ETZELMÜLLER, B. (2008): Present and past distribution of permafrost in the Gaissane Mountains, northern Norway. – in: Ninth Intern. Conf. Permafrost, Univ. Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska, USA, S. 427-432, Fairbanks
- FARBROT, H., ISAKSEN, K., ETZELMÜLLER, B. & GISNÅS, K. (2013): Ground Thermal Regime and Permafrost Distribution under a Changing Climate in Northern Norway. – Permafrost Perigl. Proc. 24 (1), S. 20-38, Chichester
- FRONZEK, S., CARTER, T.R. & LUOTO, M. (2011): Evaluating sources of uncertainty in modelling the impact of probabilistic climate change on sub-arctic palsa mires. – Natural Hazards and Earth System Sciences 11, S. 2981-2995
- FRONZEK, S., CARTER, T.R., RÄISÄNEN, J., RUOKOLAINEN, L. & LUOTO, M. (2010): Applying probabilistic projections of climate change with impact models: a case study for sub-arctic palsa mires in Fennoscandia. – Climatic Change 99 (3-4), S. 515-534
- FRONZEK, S., JOHANSSON, M. et al. (Hrsg.) (2009): Climate change impacts on subarctic palsa mires and greenhouse gas feedbacks. – Proc. PALSALARM Symp. Abisko, Sweden 28.-30. Oct. 2008. – Reports Finnish Environment Inst. 3, 74 S., Helsinki
- FRONZEK, S., LUOTO, M. & CARTER, T.R. (2006): Potential effect of climate change on the distribution of palsa mires in subarctic Fennoscandia. – Climate Research 32, S. 1-12
- GANGLOFF, P. & PISSART, A. (1983): Évolution géomorphologique et palses minérales près de Kuujjuaq (Fort Chimo, Québec). – Bull. Soc. Géogr. Liège 19, S. 119-132, Liège
- GANS, W. DE (1988): Pingo scars and their identification. in: CLARK, M.J. (Hrsg.): Advances in Periglacial Geomorphology, S. 299-322, Chichester
- GISNÅS, K., ETZELMÜLLER, B., FARBROT, H., SCHULER, T.V. & WESTERMANN, S. (2013): CryoGRID1.0: Permafrost Distribution in Norway estimated by a Spatial Numerical Model. – Permafrost Perigl. Proc. 24 (1), S. 2-19, Chichester
- GÖTTLICH, K. et al. (1983): Untersuchungen an einem Palsen mit Kieselgurschichten bei Kautokeino, Nordnorwegen. – Norsk Geogr. Tidsskr. 37 (1), S. 1-31, Oslo
- GURNEY, S.D. (1998): Aspects of the genesis and geomorphology of pingos: perennial permafrost mounds. Progress in Physical Geography 22 (3), S. 307-324
- GURNEY, S.D. (2001): Aspects of the genesis, geomorphology and terminology of palsas: perennial cryogenic mounds. Progress in Physical Geography 25 (2), S. 249-260
- HARRIS, S.A. (1993): Palsa-like mounds developed in a mineral substrate, Fox Lake, Yukon Territory. Sixth Intern. Conf. Permafrost, July 5-9, 1993, Beijing, China, Proc., S. 238-243, Beijing

- HARRIS, S.A. (1998): A genetic classification of the palsa-like mounds in Western Canada. Biul. Perygl. 37, S. 115-130, Lodz
- HEMPEL, I. (2009): The Holocene development of the Tavvavuoma peat plateau based on plant macrofossil analysis. – B.S. Thesis, Dept. Phys. Geogr. Quat. Geol., Stockholm Univ., 18 S., Stockholm (unpubl.)
- HOFGAARD, A. (2003): Effects of climate change on the distribution and development of palsa peatlands: background and suggestions for a national monitoring project. – NINA Project Report 21, 32 S.
- HOFGAARD, A. (2004): Etablering av overvåkingsprosjekt på palsmyrer. NINA Oppdragsmelding 841, 32 S.
- HOFGAARD, A. (2005): Overvåking av palsmyr. Förstegangsundersökelse i Ostojeaggi, Troms 2004. NINA Rapport 42, 29 S.
- HOFGAARD, A. (2006): Overvåking av palsmyr. Förstegangsundersökelse i Dovre 2005. Haukskardmyrin og Haugtjörnin. – NINA Rapport 154, 35 S.
- HOFGAARD, A. (2007): Overvåking av palsmyr. Förstegangsundersökelse i Goahteluoppal, Vest-Finnmark 2006. – NINA Rapport 257, 33 S.
- HOFGAARD, A. (2008): Overvåking av palsmyr. Förstegangsundersökelse i Leirpullan, Sör-Tröndelag 2007. NINA Rapport 364, 35 S.
- HOFGAARD, A. (2009): Overvåking av palsmyr. Förstegangsundersökelse i Ferdesmyra, Öst-Finnmark 2008. NINA Rapport 476, 34 S.
- HOFGAARD, A. & WILMANN, B. (2010): Overvåking av palsmyr. Förste 5-årsundersökelse i Ostojeaggi, Troms 2009. NINA Rapport 586, 42 S.
- HOFGAARD, A. & WILMANN, B. (2011): Overvåking av palsmyr. Förste 5-årsundersökelse i Haukskardmyrin og Haugtjörnin, Dovre. NINA Rapport 717, 42 S.
- HOFGAARD, A. & MYKLEBOST, H.E. (2012): Overvåking av palsmyr. Förste gjenanalyse i Goahteluoppal, Vest-Finnmark. Endringer fra 2006 til 2011. NINA Rapport 841, 44 S.
- HOFGAARD, A. & MYKLEBOST, H.E. (2013): Overvåking av palsmyr. Förste gjenanalyse i Leirpullan, Dovrefjell i Sör-Tröndelag. Endringer fra 2007 til 2012. NINA Rapport 958, 46 S.
- HOFGAARD, A. & MYKLEBOST, H.E. (2014): Förste gjenanalyse i Ferdesmyra, Öst-Finnmark. Endringer fra 2008 til 2013. – NINA Rapport 1035, 49 S.
- ISAKSEN, K., FARBROT, H., BLIKRA, L.H., JOHANSEN, B., SOLLID, J.L. & EIKEN, T. (2008): Five-Year Ground Surface Temperature Measurements in Finmark, Northern Norway.- Proc. Ninth Intern. Conf. Permafrost, 29. June - 3. July 2008, Univ. Fairbanks, Fairbanks, Alaska, Vol.1, S. 789-794, Fairbanks
- JECKEL, P.P. (1988): Permafrost and its altitudinal zonation in N. Lapland. Proc. V. Intern. Conf. Permafrost, Trondheim 1988, Norway, S.170-178, Trondheim
- JOHANSSON, M., ÅKERMAN, J., JONASSON, C., CHRISTENSEN, T.R. & CALLAGHAN, T.V. (2008): Increasing Permafrost Temperatures in Subarctic Sweden. – Proc. Ninth Intern. Conf. Permafrost, 29.June-3.July 2008, Univ. Fairbanks, Fairbanks, Alaska, Vol. 1, S. 851-856, Fairbanks
- JOHANSSON, M., ÅKERMAN, J., KEUPER, F., CHRISTENSEN, T.R., LANTUIT, H. & CAL-LAGHAN, T.V. (2011): Past and Present Permafrost Temperatures in the Abisko Area: Redrilling of Boreholes. - Ambio 40, S. 558-565
- JOHANSSON, M., CALLAGHAN, T.V., BOSIÖ, J., ÅKERMAN, H.J., JACKOWICZ-KORCZINSKI, M. & CHRISTENSEN, T.R. (2013): Rapid responses of permafrost and vegetation to experimentally increased snow cover in sub-arctic Sweden. – Environmental Research Letters 8, 10 S.
- JOHANSSON, M., CHRISTENSEN, T.R., ÅKERMAN, J. & CALLAGHAN, T.V. (2006): What Determines the Current Presence or Absence of Permafrost in the Torneträsk Region, a Sub-arctic Landscape in Northern Sweden? – Ambio 35 (4), S. 190-197

- KING, L. (1984): Permafrost in Skandinavien. Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre / Rondane. Heidelberger Geogr. Arb. 76, 174 S., Heidelberg
- KING, L. & SEPPÄLÄ, M. (1987): Permafrost Thickness and Distribution in Finnish Lapland Results of Geoelectrical Soundings. – Polarforschung 57 (3), S. 127-147, Münster
- KING, L. & SEPPÄLÄ, M. (1988): Permafrost sites in Finnish Lapland and their environment. Occurrences de pergélisol en Lapponie Finlandaise. – Proc. V. Intern. Conf. Permafrost, Trondheim 1988, Norway, S. 183-188, Trondheim
- KOLSTRUP, E. (1999): Recognition of Former Frost Mounds in Pleistocene Deposits and their Use as Indicators of Past Environments. – Biul. Perygl. 38, S. 111-126, Lodz
- KUHRY, P. (1998): Late Holocene Permafrost Dynamics in Two Subarctic Peatlands of the Hudson Bay Lowlands (Manitoba, Canada),- Eurasian Soil Science 31 (5), S. 529-534
- KUJALA K., SEPPÄLÄ, M. & HOLAPPA, T. (2008): Physical properties of peat and palsa formation. Cold Regions Science and Technology 52, S. 408-414
- LAGAREC, D. (1973): Éléments de la morphologie cryogène du Golf de Richmond, Nouveau-Québec. Cahiers Géogr. Québec 17, S. 465-482
- LAGAREC, D. (1982): Cryogenetic mounds as indicators of permafrost conditions, northern Québec. Fourth Canadian Conf. Permafrost, Calgary, Alberta, 1981, S. 43-48, Ottawa
- LAGERBÄCK, R. & RODHE, L. (1985): Pingos in Northernmost Sweden. Geogr. Ann. 67A (3-4), S. 239-245, Stockholm
- LAGERBÄCK, R. & RODHE, L. (1986): Pingos and palsas in northernmost Sweden preliminary notes on recent investigations. Geogr. Ann. 68A (3), S. 149-154, Stockholm
- LAUKNES, T.R., LARSEN, Y., HÖGDA, K.-A., TÖMMERVIK, H. & HOFGAARD, A. (2012): Bruk av fjernmåling i palsmyrovervåking. – NINA Rapport 803, 38 S., Tromsö, Trondheim
- LILLEÖREN, K.S., ETZELMÜLLER, B., SCHULER, T.V., GISNÅS, K. & HUMLUM, O. (2012): The relative age of mountain permafrost estimation of Holocene permafrost limits in Norway. Global and Planetary Change 92-93, S. 209-223
- LINDQVIST, S. & MATTSSON, J. O. (1965): Studies on the Thermal Structure of a Pals. Svensk Geogr. Årsbok 14, S. 38-49, Lund
- LUNDQVIST, G. (1951): En palsmyr sydost om Kebnekaise. Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 73 (2), S. 209-225, Stockholm
- LUNDQVIST, G. (1953): Tillägg till palsfrågan. Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 75, S. 149-154, Stockholm
- LUNDQVIST, J. (1962): Patterned ground and related frost phenomena in Sweden. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, Nr. 583, Årsbok 55 (7), 101 S., Stockholm
- LUOTO, M., FRONZEK, S. & ZUIDHOFF, F.S. (2004): Spatial Modelling of Palsa Mires in Relation to Climate in Northern Europe. – Earth Surface Processes and Landforms 29, S. 1373-1387
- LUOTO, M., HEIKKINEN, R.K. & CARTER, T.R. (2004): Loss of palsa mires in Europe and biological consequences. Environmental Conservation 31 (1), S. 30-37
- LUOTO, M. & SEPPÄLÄ, M. (2002): Modelling the Distribution of Palsas in Finnish Lapland with Logistic Regression and GIS. – Permafrost Perigl. Proc. 13 (1), S.17-28, Chichester
- LUOTO, M. & SEPPÄLÄ, M. (2003): Thermokarst Ponds as Indicators of the Former Distribution of Palsas in Finnish Lapland. Permafrost Perigl. Proc. 14 (1), S. 19-27, Chichester
- MACKAY, J.R. (1978): Contemporary pingos: A discussion. Biul. Perygl. 27, S. 123-154, Lodz
- MACKAY, J.R. (1979): Pingos of the Tuktoyaktuk Peninsula Area, Northwest Territories. Géographie Physique et Quaternaire 23 (1), S. 3-61

- MACKAY, J.R. (1988): Pingo collapse and palaeoclimatic reconstruction. Can. Journ. Earth Sciences 25, S. 495-511
- MACKAY, J.R. (1998): Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula area, Western arctic coast, Canada, a long-term field study. Géographie Physique et Quaternaire 52 (3), S. 271-323
- MALMSTRÖM, B. (1987): Frost mounds in the marginal zone of permafrost, northern Sweden. in: PECSI, M. & FRENCH, H.M. (Hrsg.): Loess and Periglacial Phenomena, S. 191-201, Budapest
- MALMSTRÖM, B. & PALMÈR, O. (1984): Glacial och periglacial geomorfologi på Varangerhalvön, Nordnorge. Geomorfologisk kartering med analys av glaciala former och blockhav. – Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst., Avhandl. 93, 351 S., Lund
- MATTHEWS, J.A., DAHL, S.-O., BERRISFORD, M.S. & NESJE, A. (1997): Cyclic Development and Thermokarstic Degradation of Palsas in the Mid-Alpine Zone at Leirpullan, Dovrefjell, Southern Norway. – Permafrost Perigl. Proc. 8 (2), S. 102-122, Chichester
- MEIER, K.-D. (1985): Studien zur Verbreitung, Morphologie, Morphodynamik und Ökologie von Palsas auf der Varanger-Halbinsel, Nord-Norwegen. – Essener Geogr. Arb. 10, S. 113-243, Paderborn
- MEIER, K.-D. (1987): Studien zur periglaziären Landschaftsformung in Finnmark (Nordnorwegen). Jahrbuch Geogr. Ges. Hannover 1987, Sonderheft 13, 298 S., Hannover
- MEIER, K.-D. (1988/89): Permafrosthügel in Lappland und Spitzbergen. ein Forschungsbericht I u. II. Natur und Museum 118 (9), S. 257-268, 119 (1), S. 9-26, Frankfurt a. M.
- MEIER, K.-D. (1991a): Permafrost und Periglaziärerscheinungen in Finnmark, Norwegisch Lappland. Courier Forsch.-Inst. Senckenberg 143, S. 69-173, Frankfurt a. M.
- MEIER, K.-D. (1991b): Studien zur kaltklimatischen periglaziären Landschaftsformung in Nordenskiöldland, Spitzbergen. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg 143, S. 1-67, Frankfurt a. M.
- MEIER, K.-D. (1993): Bemerkungen zur Verbreitung und Morphodynamik ausgewählter Permafrosterscheinungen (Frosthügel, Eiskeilpolygone) in Nordenskiöldland, Zentrales Westspitzbergen. – Norden 9, S. 59-122, Essen
- MEIER, K.-D. (1996): Studien zur Periglaziärmorphologie der Varanger-Halbinsel, Nordnorwegen (mit einem Vergleich Finnmark - Nordenskiöldland, zentrales Westspitzbergen). – Norden 11, 405 S., Bremen
- MEIER, K.-D. (1997): Bemerkungen zur Verbreitung von Permafrostboden in Norwegisch-Lappland (Finnmark – Troms) anhand geomorphologischer und klimatischer Indikatoren. – Norden 12, S. 239-282, Bremen
- MEIER, K.-D. (1999): Gletscher und alpiner Permafrost am Lyngenfjord, Troms, Nordnorwegen, als potentielle Klimaindikatoren. Norden 13, S. 197-241, Bremen
- MEIER, K.-D. (2001): Vergleichende geomorphologisch-quartärgeologische Studien im küstennahen Plateau- und Alpinrelief von Finnmark (Kongsfjord, Båtsfjord) und Troms (Storfjord, Lyngen), Norwegisch Lappland, unter besonderer Berücksichtigung der Blockfeld-Entwicklung. – Norden 14, S. 159-191, Bremen
- MEIER, K.-D. & THANNHEISER, D. (2005): Eine geographische Studie der Varanger-Halbinsel (Nordnorwegen) mit Exkursionsvorschlägen um den geplanten Varangerhalvöya-Nationalpark. – Norden 17, S. 73-121, Bremen
- MEIER, K.-D. & THANNHEISER, D. (2009): Gletscher und Permafrost in Nordenskiöldland, Spitzbergen als potentielle Klimaindikatoren. – Hamburger Beitr. Phys. Geogr. Landschaftsökologie 20, 164 S., Hamburg
- MEIER, K.-D. & THANNHEISER, D. (2011): Permafrosthügel in Lappland (schwedisches Hochgebirge, norwegische Eismeerküste) und Spitzbergen (Nordenskiöldland) im Klimawandel (1960-2010). – Norden 20, S. 119-154, Bremen

- MEIER, K.-D., THANNHEISER, D. & WEHBERG, J. (2003): Der nordnorwegische Fjellbirkenwald im Raum Masi - Kautokeino. Physiogeographische Voraussetzungen und dendrochronologische Merkmale. – Norden 15, S. 179-204, Bremen
- MEIER, K.-D., THANNHEISER, D., WEHBERG, J. & EISENMANN, V. (2005): Soils and Nutrients in Northern Mountain Birch Forests: A Case Study from Finnmarksvidda, Northern Norway. – Ecological Studies 180, S. 19-33 (zzgl. 8 S. Karten u. Tab.), Berlin, Heidelberg
- MELANDER, O. (1975): Geomorfologiska kartbladet 28 G Virihaure. Beskrivning och naturvärdesbedömning. – Statens naturvårdsverk (SNV) PM 679, 80 S.
- MELANDER, O. (1977): Geomorfologiska kartbladet 30 H Riksgränsen (Öst), 30 I Abisko, 31 H Reurivare och 31 I Vadvetjåkka. Beskrivning och naturvärdesbedömning. – Statens naturvårdsverk (SNV) PM 857, 56 S.
- MOEN, A. (1998): Nasjonalatlas for Norge: Vegetasjon, 191 S. Statens kartverk, Hönefoss (2. Aufl. 1999)
- MÜLLER, F. (1959): Beobachtungen über Pingos. Meddel. om Grönland 153 (3), 127 S.
- NORDENSTAM, G. (1963): Frostmarksföreteelser och vinderosionsformer på Nuolja samt beskrivning av "collapsed pingos" vid Rakasjokk, Abisko. – Man. Naturgeogr. Inst. Univ. Uppsala, 32 S., Uppsala (unpubl.)
- OKSANEN, P.O. (2002): Holocene permafrost dynamics in palsa and peat plateau mires of continental Europe. A study based on plant macrofossil analysis, radiocarbon dating and reviews of literature. – Licentiate Thesis, Univ. Oulu, Dept. Biology, 30 S. u. Art. (135 S.), Oulu
- OKSANEN, P.O. (2006): Holocene development of the Vaisjeäggi palsa mire, Finnish Lapland. Boreas 35, S. 81-95, Oslo
- OUTCALT, S.I. & NELSON, F. (1984): Computer simulation of buoyancy and snow-cover effects in palsa dynamics. Arctic Alpine Res. 16, S. 259-263, Boulder
- PAYETTE, S. & SEGUIN, M.K. (1979): Les buttes minérales cryogènes dans les basses turves de la Rivière aux Feuilles, Nouveau Québec. Géogr. Phys. Quat. 33 (3-4), S. 339-358
- PISSART, A. (1983): Pingos et Palses: En Essai de Synthèse des Connaisances Actuelles. in: POSER, H. & SCHUNKE E. (Hrsg.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge, 35, S. 48-69, Göttingen
- PISSART, A. (1987): Géomorphologie périglaciaire. Laboratoire de géomorphologie du Quaternaire, Liège
- PISSART, A. (1988): Pingos: an overview of the present state of knowledge. in: CLARK, M.J. (Hrsg.): Advances in Periglacial Geomorphology, S. 279-297, Chichester
- PISSART, A. (2000): Remnants of lithalsas of the Hautes Fagnes, Belgium: a summary of present-day knowledge. – Permafrost Perigl. Proc. 11(4), S. 327-355, Chichester
- PISSART, A. (2002): Palsas, lithalsas and remnants of these periglacial mounds. A progress report. Progress Phys. Geogr. 26 (4), S. 605-621
- PISSART, A. (2003): The remnants of Younger Dryas lithalsas on the Hautes Fagnes Plateau in Belgium and elsewhere in the world. Geomorphology 52, S. 5-38
- PISSART, A. (2010): The Side Growth of Lithalsas: Some Comments on Observations in Northern Québec. – Permafrost Perigl. Proc. 21 (4), S. 362-365, Chichester
- PISSART, A. (2013): Palsas and lithalsas. in: SHRODER, J., GIARDINO, R. & HARBOR, J. (Hrsg.): Treatise on Geomorphology, Bd. 8, Glacial and Periglacial Geomorphology, S. 223-237, San Diego
- PISSART, A. & GANGLOFF, P. (1984): Les palses minérales et organiques de la vallée de l 'Aveneau, près de Kuujjuaq, Québec Subarctique. – Géogr. Phys. Quat. 38, S. 217-228
- PISSART, A., HARRIS, S., PRICK, A. & VAN VLIET-LANOE, B. (1998): La signification paléoclimatique des lithalses (palses minérales). – Biul. Perygl. 37, S.141-154, Lodz

- POLLARD, W.H. (1988): Seasonal Frost Mounds. in: CLARK, M.J. (Hrsg.): Advances in Periglacial Geomorphology, S. 201-229, Chichester
- RAAB, B. & VEDIN, H. (1995): Klimat, sjöar och vattendrag. Sveriges Nationalatlas, Kiruna LM kartar, 176 S., Kiruna
- RAPP, A. (1983): Zonation of Permafrost Indicators in Swedish Lapland. in: POSER, H. & SCHUNKE, E. (Hrsg.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. – Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge, 35, S. 82-90, Göttingen
- RAPP, A. & ANNERSTEN, L. (1969): Permafrost and Tundra Polygons in Northern Sweden. in: PÉWÉ, T.L. (Hrsg.): The Periglacial Environment. Past and Present, S. 65-91, Montreal
- RAPP, A. & CLARK, G.M. (1971): Large Nonsorted Polygons in Padjelanta Nationalpark, Swedish Lappland. – Geogr. Ann. 53A (2), S. 71-85, Stockholm
- RAPP, A., GUSTAFSSON, K. & JOBS, P. (1962): Iskilar i Padjelanta? Ymer 82, S. 188-202
- RAPP, A. & RUDBERG, S. (1960): Recent periglacial phenomena in Sweden. Biul. Perygl. 8, S. 143-154, Lodz
- RIDEFELT, H., ETZELMÜLLER, B., BOELHOUWERS, J. & JONASSON, C. (2008): Statisticempirical modelling of mountain permafrost distribution in the Abisko region, sub-Arctic northern Sweden. – Norsk Geogr. Tidsskr. 62 (4), S. 278-289, Oslo
- ROSS, N., BRABHAM, P.J., HARRIS, C. & CHRISTIANSEN, H.H. (2007): Internal Structure of Open System Pingos, Adventdalen, Svalbard: The Use of Resistivity Tomography to Assess Ground-Ice Conditions. – Journ. Environmental Engineering Geophysics 12 (1), S. 113-126
- ROSS, N., HARRIS, C, CHRISTIANSEN, H.H. & BRABHAM, P.J. (2005): Ground penetrating radar investigations of open system pingos, Adventdalen, Svalbard. – Norsk Geogr. Tidsskr. 59 (2), S. 129-138, Oslo
- RUDBERG, S. (1962a): Excursions at the Abisko Symposium, 1960. Biul. Perygl. 11, S. 187-198, Lodz
- RUDBERG, S. (1962b): A Report on some Field Observations Concerning Periglacial Geomorphology and Mass Movement on Slopes in Sweden. – Biul. Perygl. 11, S. 311-333, Lodz
- RUUHIJÄRVI, R. (1962): Palsasoista ja niiden morfologiasta siitepölyanalyysin valossa (Zusammenfassung: Über die Palsamoore und deren Morphologie im Lichte der Pollenanalyse). – Terra 74 (2), S. 58-68, Helsinki
- SALMI, M. (1970): Development of Palsas in Finnish Lappland. Proc. Third Intern. Peat Congr., Quebec, Canada, 1968, S. 182-189, Ottawa
- SALMI, M. (1972): Present developmental stages of palsas in Finland. Proc. Fourth Intern. Peat Congr., 1, S. 121-141, Otaniemi
- SANNEL, A.B.K. (2010): Temporal and spatial dynamics in subarctic peat plateaus and thermokarst lakes.
 Diss. Dept. Phys. Geogr. Quat. Geol. Stockholm Univ. 23, 36 S. u. Art., Stockholm
- SANNEL, A.B.K. & KUHRY, P. (2011): Warming-induced destabilization of peat plateau / thermokarst lake complexes. – Journ. Geophys. Res., Bio-Sciences 116, G03035, doi:10.1029/2010JG001635 (19 S.)
- SEPPÄLÄ, M. (1972): The Term "palsa". Ztschr. Geomorph. 16 (4), S. 463, Berlin, Stuttgart
- SEPPÄLÄ, M. (1979): Recent palsa studies in Finland. Acta Univ. Ouluensis A 82, Geol. 3, S. 81-87, Oulu
- SEPPÄLÄ, M. (1982a): Present-day periglacial phenomena in northern Finland. Biul. Perygl. 29, S. 231-243, Lodz
- SEPPÄLÄ, M. (1982b): An experimental study of the formation of palsas. Proc. Fourth Can. Conf. Permafrost, Calgary, Alberta, 1981, S. 36-42, Ottawa
- SEPPÄLÄ, M. (1982c): Palsarnas periodiska avsmältning i Finska Lappland. Geogr. Tidsskr. 82, S. 39-44, Kopenhagen

- SEPPÄLÄ, M. (1983): Seasonal thawing of palsas in Finnish Lapland. Proc. Fourth Intern. Conf. Permafrost, Fairbanks, Alaska, 1983, S. 1127-1132, Washington
- SEPPÄLÄ, M. (1986): The origin of palsas. Geogr. Ann. 68A (3), S. 141-147, Stockholm
- SEPPÄLÄ, M. (1988): Palsas and Related Forms. in: CLARK, M.J. (Hrsg.): Advances in Periglacial Geomorphology, S. 247-278, Chichester
- SEPPÄLÄ, M. (2003): Surface abrasion of palsas by wind action in Finnish Lapland. Geomorphology 52, S. 141-148
- SEPPÄLÄ, M. (2005): Dating of palsas. Geol. Surv. Finland, Spec. Paper 40, S. 79-84
- SEPPÄLÄ, M. (2011): Synthesis of studies of palsa formation underlining the importance of local environmental and physical characteristics. Quaternary Res. 75, S. 366-370
- SEPPÄLÄ, M. & HASSINEN, S. (1997): Freeze-thaw indices in northernmost Fennoscandia according to meteorological observations, 1980-1991. – in: KNUTSSON, S. (Hrsg.): Ground Freezing 97. Frost action in soils. – Proc. Intern. Symp. on Ground Freezing and Frost Action in Soils, Luleå, S. 153-160, Rotterdam
- SEPPÄLÄ, M. & KUJALA, K. (2009): The role of buoyancy in palsa formation. in: KNIGHT, J. & HARRISON, S. (Hrsg.): Periglacial and Paraglacial Processes and Environments. – Geol. Soc. London, Spec. Publ. 320, S. 51-56, London
- SMITH, M.W. & RISEBOROUGH, D.W. (2002): Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. Permafrost Perigl. Proc. 13 (1), S. 1-15, Chichester
- SOLLID, J.L. & SÖRBEL, L. (1998): Palsa Bogs as a Climate Indicator Examples from Dovrefjell, Southern Norway. – Ambio 27 (4), S. 287-291
- SONESSON, M. (1968): Pollen zones at Abisko, Torne Lappmark, Sweden. Bot. Not. 121, S. 491-500
- SONESSON, M. (1970): Studies on mire vegetation in the Torneträsk area, northern Sweden. IV Some habitat conditions of the poor mires. Bot. Not. 123 (1), S. 67-111
- SUOMEN ILMATIETEEN LAITOS (Hrsg.) (2011): Temperatur- und Niederschlagsdaten der Jahre 1961-2010 von Kilpisjärvi und Utsjoki-Nuorgam, Helsinki
- SVENSSON, H. (1962): Några iakttagelser från palsområden. Norsk Geogr. Tidsskr. 18 (5-6), S. 212-227, Oslo
- SVENSSON, H. (1964a): Structural Observations in the Minerogenic Core of a Pals. Svensk Geogr. Årsbok 40, S. 138-142, Lund
- SVENSSON, H. (1964b): Traces of Pingo-like Frost Mounds. Lund Stud. Geogr., Ser. A 30, S. 93-106, Lund
- SVENSSON, H. (1969): A Type of Circular Lakes in Northernmost Norway. Lund Stud. Geogr., Ser. A 45, S. 1-12, Lund
- SVENSSON, H. (1976): Pingo Problems in the Scandinavian Countries. Biul. Perygl. 26, S. 33-40, Lodz
- SVERIGES METEOROLOGISKA OCH HYDROLOGISKA INSTITUT (Hrsg.) (2011): Temperaturund Niederschlagsdaten der Jahre 1879-2010 von Norrbotten, Norrköping
- TABUCHI, H. & SEPPÄLÄ, M. (2012): Surface temperature inversion in the palsa and pound fields of northern Finland. – Polar Science 6, S. 237-251
- ULFSTEDT, A.-C. (1976): Geomorfologiska kartbladet 25 E Gräsvattnet och 25 F Umfors. Beskrivning och naturvärdesbedömning. – Statens naturvårdsverk (SNV) PM 731, 85 S.
- ULFSTEDT, A.-C. (1982): Geomorfologiska kartbladen 32 J Treriksröset, 32 K Kummavuopio, 31 J Råstojaure, 31 K Naimakka. – Beskrivning och naturvärdesbedömning. – Statens naturvårdsverks fjällutredning (SNV) PM 1233, 61 S.
- VORREN, K.-D. (1967): Evig tele i Norge. Ottar 51, S. 3-26, Tromsö

- VORREN, K.-D. (1972): Stratigraphical investigations of a palsa bog in northern Norway. Astarte 5, S. 39-71, Tromsö
- VORREN, K.-D. (1979a): Vegetational investigations of a palsa bog in northern Norway. Tromura 5, 182 S., Tromsö
- VORREN, K.-D. (1979b): Recent palsa datings, a brief survey. Norsk Geogr. Tidsskr. 33 (4), S. 217-219, Oslo
- VORREN, K.-D. & VORREN, B. (1976): The problem of dating a palsa. Two attempts involving pollen diagrams, determination of moss subfossils and C14-datings. Astarte 8, S.73-81, Tromsö
- WESTIN, B. (2000): Properties of permafrost and frost crack polygons in northern Sweden. Licentiate Thesis, Dept. Earth Sciences, Uppsala Univ., 95 S., Uppsala
- WESTIN, B. & ZUIDHOFF, F.S. (2001): Ground Thermal Conditions in a Frost-Crack Polygon, a Palsa and a Mineral Palsa (Lithalsa) in the Discontinuous Permafrost Zone, Northern Sweden. – Permafrost Perigl. Proc. 12 (4), S. 325-335, Chichester
- WHITE, S.E., CLARK, G.M. & RAPP, A. (1969): Palsa Localities in Padjelanta National Park, Swedish Lappland. Geogr. Ann. 51A (3), S. 97-103, Stockholm
- WILLIAMS, P.J. & SMITH, M.W. (1989): The Frozen Earth, Fundamentals of Geocryology. Cambridge Univ. Press, 306 S., Oxford
- WRAMNER, P. (1967): Studier av palsmyrar i Laivadalen, Lappland. in: ERIKSSON, K.G. (Hrsg.): Teknik och natur, S. 435-449, Göteborg
- WRAMNER, P. (1972): Palslika bildningar i mineraljord. Några iakttagelser från Taavavuoma, Lappland.
 Göteborgs Univ. Naturgeogr. Inst., Rapport 1, 60 S., Göteborg
- WRAMNER, P. (1973): Palsmyrar i Taavavuoma. Göteborgs Univ. Naturgeogr. Inst., Rapport 3, 160 S., Göteborg
- WRAMNER, P., BACKE, S., WESTER, K., HEDVALL, T., GUNNARSSON, K., ALSAM, S. & EIDE,
 W. (2012): Förslag till övervakningsprogram för Sveriges palsmyrar. Länsstyrelsens rapportserie nr 16
 / 2012, 144 S., Länsstyrelsen i Norrbottens län, Luleå
- YOSHIKAWA, K. (1993): Notes on Open-System Pingo Ice, Adventdalen, Spitsbergen. Permafrost Perigl. Proc. 4, S. 327-334, Chichester
- YOSHIKAWA, K. (2013): Pingos. in: SHRODER, J., GIARDINO, R. & HARBOR, J. (Hrsg.): Treatise on Geomorphology 8, Glacial and Periglacial Geomorphology, S. 274-297, San Diego
- ZUIDHOFF, F.S. (1999): Growth and decay of palsas in northern Sweden. Licentiate Thesis, Dept. Earth Sciences, Uppsala Univ., 79 S., Uppsala
- ZUIDHOFF, F.S. (2002): Recent decay of a single palsa in relation to weather conditions between 1996 and 2000 in Laivadalen, northern Sweden. Geogr. Ann. 84A (2), S. 103-111, Stockholm
- ZUIDHOFF, F.S. (2003a): Palsa Growth and Decay in Northern Sweden. Climatic and Environmental Controls. – Acta Universitatis Upsaliensis, Comprehensive Sum. Uppsala Diss., Fac. Science Techn. 813, 30 S. u. Art., Uppsala
- ZUIDHOFF, F.S. (2003b): Physical properties of the surface peat layer and the influence on the thermal conditions during the development of palsas. – Proc. VIII. Intern. Conf. Permafrost, Zürich, Switzerland, 21.-25. July 2003, S. 1313-1317, Lisse
- ZUIDHOFF, F.S. & KOLSTRUP, E. (2000): Changes in Palsa Distribution in Relation to Climate Change in Laivadalen, Northern Sweden, Especially 1960-1997. – Permafrost Perigl. Proc. 11 (1), S. 55-69, Chichester
- ZUIDHOFF, F.S. & KOLSTRUP, E. (2005): Palsa Development and Associated Vegetation in Northern Sweden. – Arctic, Antarctic, Alpine Res. 37 (1), S. 49-60, Boulder

11. Kartenverzeichnis

11.1. Quartärgeologische Karten

- BAKKEJORD, K.J. (1985): 2434 I Bökfjorden, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- BAKKEJORD, K.J. & FOLLESTAD, B.A. (1984): 2434 II Kirkenes, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- BERGSTRÖM, B. (1977): 1733 II Cierte, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- CARLSON, A.B., SOLLID, J.L. & WATTERDAL, T. (1983): Pasvik, kvartaergeologisk kart 1:75 000. Geogr. Inst. Univ. Oslo
- FOLLESTAD, B.A. (1976): 1834 I Alta, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- FOLLESTAD, B.A. (1977): 2035 III Lakselv, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- FOLLESTAD, B.A. (1979): 2035 I Börselv, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- FOLLESTAD, B.A. (1980): 2435 II Ekkeröy, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- HAMBORG, M. & FOLLESTAD, B.A. (1982): 1935 I Repparfjorden, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- HAMBORG, M. & KLAKEGG, O. (1992): 1833 II Kautokeino, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- KJELDSEN, O. & SOLLID, J.L. (1979): Kvartaergeologisk kart Tana Neiden, Finnmark 1:100 000. Geogr. Inst. Univ. Oslo
- KLAKEGG, O. & HAMBORG, M. (1984): 1833 I Carajavri, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- KRISTIANSEN, K.J. & SOLLID, J.L. (1986): Börselvfjellet Lille Porsangen, Nord-Norge, kvartaergeologisk og geomorfologisk kart 1:75 000. Geogr. Inst. Univ. Oslo
- LEBESBYE, E.H.T. (1985): 2135 IV Vieksa, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- LEBESBYE, E.H.T. & BAKKEJORD, K.J. (1985a): 2534 III Jakobselva, kvartaergeologisk kart 1:50 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- LEBESBYE, E.T.H. & BAKKEJORD (1985b): 2534 IV Grense Jakobselv, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- OFSTAD, K. (1980): Vadsö, kvartaergeologisk kart HAST-281282, 1:20 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- OLSEN, L. (1989): 2033 III Baeivasgieddi, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Norges Geol. Unders., Trondheim
- TOLGENSBAKK, J. & SOLLID, J.L. (1980): 2535 IV Vardö, kvartaergeologi og geomorfologi 1:50 000. – Geogr. Inst. Univ. Oslo
- TOLGENSBAKK, J. & SOLLID, J.L. (1983a): 1833 III Raisjavri, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Geogr. Inst. Univ. Oslo / Norges Geol. Unders., Trondheim
- TOLGENSBAKK, J. & SOLLID, J.L. (1983b): 1833 IV Mållejus, kvartaergeologisk kart 1:50 000. Geogr. Inst. Univ. Oslo / Norges Geol. Unders., Trondheim

11.2. Topographische Karten

STATENS KARTVERK (1979-2010): Norge 1:50 000 (Serie M 711), Finnmark Fylke flächendeckend (122 Kartenblätter), Hönefoss

LANTMÄTERIET (2005-2012): Sverige – Fjällkarta 1:100 000, Norrbottens Län (10 Kartenblätter), Gävle

- BD 1 Treriksröset Råstojaure
- BD 3 Rensjön Pulsujärvi
- BD 4 Kiruna
- BD 6 Abisko Kebnekaise Narvik
- BD 7 Sitasjaure Ritsem
- BD 8 Kebnekaise Saltoluokta
- BD 9 Padjelanta Sulitelma
- BD 10 Sareks nationalpark
- BD 11 Tjåmotis
- BD 14 Kvikkjåkk Jäkkvik

LANTMÄTERIET (2010): Sarek – Padjelanta 1:100 000, Gävle

KARTPOOLEN I NORR (2012): Lappland. Abisko – Björkliden, Katterjokk – Riksgränsen 1:50 000 (5. Aufl.), Älvsbyn

12. Luftbild- und Satellitenbild-Verzeichnis

12.1. Luftbilder von Finnmark (NORSK LUFTFOTO OG FJERNMÅLING)

Schwarzweiß-Aufnahmen, Serien: 890 (1957, ca. 1:20 000) 2033 (1958, ca. 1:20 000) 3200 (1968, ca. 1:38 000) 3384 (1969, ca. 1:15 000) 3596 (1970, ca. 1:35 000) 3625 (1970, ca. 1:60 000) 4033 (1972, ca. 1:15 000) 6452 (1980, ca. 1:43 000)

12.2. Luftbilder von Norrbotten

Schwarzweiß-Aufnahmen: 1963, ca. 1:30 000 1975, ca. 1:60 000 Infrarot-Farb-Aufnahmen: 1980, ca. 1:60 000

12.3. Satellitenbilder von Finnmark und Norrbotten

Landsat TM / ETM 1987, 1988, 1990, 1992, 1993, 2000, 2001, 2002; IKONOS 2003; Google Earth 2008; QuickBird 2009; WorldView-2 2010