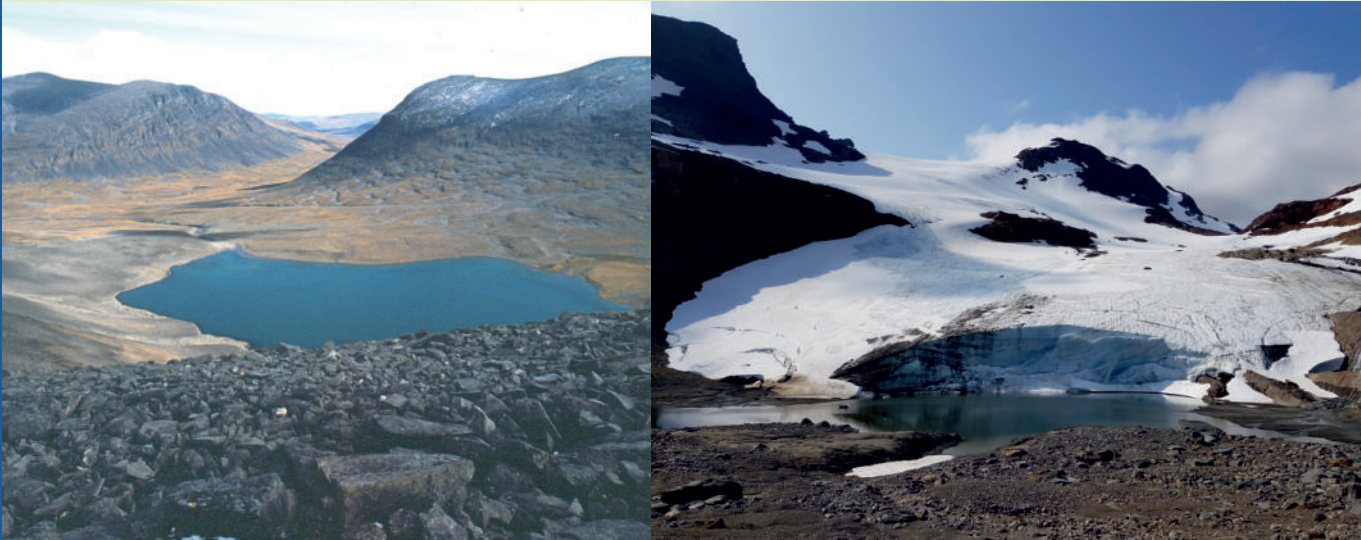


Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie



Karl-Dieter Meier

Studien und Exkursionen zur
kaltklimatischen kryogenen
Landschaftsformung in den Abisko-Bergen,
Schwedisch Lappland



Universität Hamburg
DER FORSCHUNG | DER LEHRE | DER BILDUNG

Universität Hamburg
Institut für Geographie
2024

Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie

Heft 25

Karl-Dieter Meier

Studien und Exkursionen zur
kaltklimatischen kryogenen
Landschaftsformung in den Abisko-Bergen,
Schwedisch Lappland



Universität Hamburg
Institut für Geographie
2024

Studien und Exkursionen zur kaltklimatischen kryogenen Landschaftsformung in den Abisko-Bergen, Schwedisch Lapland

Herausgeber:

Dr. Karl-Dieter Meier

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

Herausgeber der Reihe:

Prof. Dr. Udo Schickhoff

Universität Hamburg, CEN Center for Earth System Research and Sustainability,
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, CEN Center for Earth System Research and Sustainability,
Institut für Geographie, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, Germany
Tel.: +49 (0)40 42838-4960
E-Mail: juergen.boehner@uni-hamburg.de

Foto innere Titelseite:

Thermokarst-Landschaft mit Ringwallseen am Rakkasjåkka-Oberlauf (Rakkaslako III-Verebnung) zwischen Björkliden und der Låktatjakko-Fjällstation

ISSN: 1866-170X

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

© 2024 Institut für Geographie
der Universität Hamburg
Bundesstraße 55
20146 Hamburg

Printed in Germany

Vorwort

Im Zusammenhang mit der Anfertigung einer wissenschaftlichen Dissertation zur Periglaziärmorphologie der Varanger-Halbinsel in Nordnorwegen (mit einem Vergleich Finnmark-Nordenskiöldland, Zentrales Westspitzbergen) lernte ich Anfang der 1980er Jahre im Naturgeographischen Institut der Universität Lund, Schweden, Prof. Dr. Anders Rapp kennen, einen Pionier der nordeuropäischen Periglaziärforschung mit einer zukunfts- und richtungsweisenden Dissertation zur Hangformung im Kärkevage-Tal und Umgebung in den nordschwedischen Abisko-Bergen. Er betreute damals die Promotion der Doktoranden Bo Malmström und Owe Palmér mit einer Dissertation zur Glaziär- und Periglaziärmorphologie der Varanger-Halbinsel (Geomorphologische Kartierung und Analyse der glaziären Formen und Blockmeere) in der Endphase (vorher: Prof. Dr. Harald Svensson). Da Permafrosterscheinungen, insbesondere Permafrosthügel, einen meiner Forschungsschwerpunkte bildeten, riet er mir zum Zwecke des Vergleichs zu einem Besuch der Abisko-Berge, da er dort ein sehr reichhaltiges Inventar an Permafrosthügeltypen und -varianten beobachtet hatte. 1985 hatte ich Gelegenheit, das Gebiet in einem Übersichtsflug mit Helikopter mit anschließender Geländebegehung kennenzulernen. Dabei offenbarte sich rasch das große Potenzial des Berglandes für periglaziärmorphologische Feldstudien, nicht nur an Permafrosthügeln, sondern auch an einer Vielzahl anderer kalklimatischer Landschaftsformen, was sich u. a. in der höchst umfangreichen Fachliteratur widerspiegelt. Im Unterschied zu meinen nordnorwegischen Arbeitsgebieten in Finnmark und Nordtroms sowie Spitzbergen (Nordenskiöldland und Umgebung) ist das Gebiet kompakt, leicht zugänglich, wissenschaftlich äußerst vielfältig (Relief, Fest- und Lockergestein, Vegetation etc.) und daher auch für Lehrzwecke geeignet. Die gute Verkehrsanbindung und Logistik bieten für kleinere (Tages-) Exkursionen mit Studenten gute Voraussetzungen.

Auf den ersten Besuch folgten 10 weitere. Im Mittelpunkt des Interesses stand zunächst die Permafrosthügel-Morphodynamik, wobei die einzelnen Hügelvarianten unterschiedlich sensitiv auf Klimaveränderungen reagierten, was sich morphologisch anhand des langfristigen Beobachtungsmaterials leicht nachweisen ließ. Unter dem Aspekt des inzwischen nicht mehr angezweifelten und nachweisbaren Klimawandels erlangten auch die Gletscher in den Hochlagen mehr Beachtung, die trotz ihrer Lage in einem Permafrostmilieu seit dem Ende der „Kleinen Eiszeit“ unter Hinterlassung von „Eiskernmoränen“ deutlich zurückgeschmolzen sind. Einige Gletscher und zahlreiche perennierende Schneefelder im Nordwestteil der Abisko-Berge sind seit den 1980er Jahren vollständig abgeschmolzen. Weitere Studien waren dem Bauplan der Plateau- und Gipfelblockfelder gewidmet, um Vergleichsmaterial zu entsprechenden Ablagerungen auf den nordnorwegischen Halbinseln Varanger und Lyngen sowie Nordenskiöldland zu erhalten. Durch die Mitwirkung am EU-Forschungsprojekt „Human Impact on Mountain Birch Forest Ecosystems (HIBECO), wo ich für den Themenkreis „Klima, Boden, Birken-Dendrochronologie“ zuständig war (Leitung Prof. Dr. Dietbert Thannheiser, Universität Hamburg), hatte ich 2002 die Möglichkeit, die kalklimatische Landschaftsformung und Vegetation entlang der Eisenbahn- und E10- Straßentrasse Riksgränsen – Bergfors und dem nördlichen Vorland der Abisko-Berge detailliert zu studieren.

Die Feldforschungen zur vorliegenden Arbeit (seit 1985) wurden zusammen mit Prof. Dr. D.Thannheiser (2011,2013) oder mit Studenten der Universitäten Hannover und Hamburg durchgeführt. Den Studenten A. Störmer und L. Tomhave (Institut. für Landschaftsökologie, Univ. Hannover), danke ich für ihre tatkräftige Unterstützung und die Durchführung der Fotoarbeiten während der Feldkampagne 2019, als die eigene Kamera bereits zu Beginn der Geländearbeiten überraschend ausfiel.

Dem Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Institut (SMHI, Norrköping) bin ich für die großzügige Bereitstellung von umfangreichen Temperatur- und Niederschlagsdaten der Jahre 1904-2019 (Katterjåkk / Riksgränsen, Abisko, Björkliden) zu Dank verpflichtet. Die beantragten, normalerweise erhältlichen Daten der automatischen Wetterstation der Universität Göteborg im Latnjavagge-Tal wurden überraschenderweise ohne Begründung nicht zur Verfügung gestellt (Kontakt: Prof. M.P.Björkman).

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. D.Thannheiser (Hamburg, Münster) für die langjährige freundschaftliche Zusammenarbeit sowohl im Gelände als auch abseits davon bei verschiedenen Forschungsprojekten seit 2001 sowie für die Digitalisierung zahlreicher Fotos (Formatierung der Arbeit: Dr. N.Schwab, Univ. Hamburg).

Für die notwendige Wärme beim kalten Thema sorgte meine Familie Pirjo und Tiina. Meiner Lebensgefährtin Pirjo danke ich besonders für die Begleitung und Hilfe bei mehreren Feldbegehungen in den Hochlagen der Abisko-Berge sowie auf zahlreichen Exkursionen und Expeditionen in der norwegischen Arktis und Subarktis seit 1986.

Ylläsjärvi, im März 2024

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	1
2. Physiogeographische Ausstattung der Abisko-Berge	4
2.1. Relief	4
2.2. Geologischer Bau	7
2.2.1. Präquartäre Festgesteine	7
2.2.2. Quartäre Lockersedimente	10
2.3. Klima	14
2.4. Permafrostboden	18
2.5. Vegetation	22
2.6. Böden	24
3. Kryogene Formen, Ablagerungen und Prozesse	26
3.1. Periglaziäre Formen, Ablagerungen und Prozesse	26
3.1.1. Verwitterungsprodukte	27
3.1.2. Blockfelder	27
3.1.3. Sturzschutthalden	36
3.1.4. Aus Schnee- und Naßschnee-Lawinen resultierende Formen	38
3.1.5. Murgänge	45
3.1.6. Formen der Nivation	51
3.1.7. Formen der Gelisolifluktion	59
3.1.8. Formen der Bodenmusterung	68
3.1.8.1. Palsas	68
3.1.8.2. Injektionseishügel	75
3.1.8.2.1. Frostblister	75
3.1.8.2.2. Pingoähnliche Hügel	84
3.1.8.3. Pounus und Thufur	101
3.1.8.3.1. Pounus	101
3.1.8.3.2. Thufur	103
3.1.8.4. Mudpits	106
3.1.8.5. Fossile Eiskeilpolygone	110
3.1.8.6. Strukturböden	119
3.2. Glaziäre Formen, Ablagerungen und Prozesse am Rande der rezenten Gletscher	126
3.2.1. Verbreitung von Gletschern	126
3.2.2. Gletscher im nordwestlichen Teil der Abisko-Berge	127
3.2.2.1. Kårsa-Gletscher	127
3.2.2.2. Ekman-Gletscher	137
3.2.2.3. Kåppa-Gletscher	138
3.2.2.4. Låktatjåkka-Gletscher	139
3.2.2.5. Übergangsformen zwischen Gletschern und Schneefeldern	141

3.2.3. Gletscher im südöstlichen Teil der Abisko-Berge.....	144
3.2.3.1. Gletscher im Pallenrieppe-Kar.....	144
3.2.3.2. Gletscher im Kaskarierpe-Kar.....	147
3.2.3.3. Gletscher am Adnetjärro (Siellavagge).....	149
4. Wanderexkursionen zur kaltklimatischen Landschaftsformung in den Abisko-Bergen	152
4.1. Logistik.....	152
4.2. Tagesexkursion durch das Kärkevagge-Tal (ca. 12 km). Eisenbahnhaltepunkt / E10 Låktatjåkka – Rissajaure-See – Eisenbahnstation Vassijaure / E10	154
4.2.1. Wissenschaftliche Bedeutung	154
4.2.2. Streckenbeschreibung	155
4.3. Mehrtägige Exkursionen durch die Abisko-Berge	171
4.3.1. Exkursion durch die nordwestlichen Abisko-Berge I.....	171
4.3.1.1. Übersicht Björkliden (oder Abisko-West) – Njulla – Kåppasvagge (Kåppa-Gletscher) – Måndalen (Ekman-Gletscher) – Harpass – Kuoblavagge-West – Vargpass – Låktatjåkka (Fjällstation) – Rakkasjåkka-Tal (mit Rakkaslako-Verebnungen) – Björkliden.....	171
4.3.1.2. Wissenschaftliche Bedeutung	171
4.3.1.3. Streckenbeschreibung	172
4.3.2. Exkursion durch die nordwestlichen Abisko-Berge II.....	197
4.3.2.1. Übersicht Abisko-West – unteres Abiskojåkka-Tal – Kårsavagge bis Kårsavagge-Hütte – Latnjavagge – Harpass – Kuoblavagge-Ost – Kårsavagge-Delta – Kårsavagge-Talschluß (Kårsabahta) – Kårsa-Gletscher – Kårsavagge-Seenkette und Kårsajåkka-Unterlauf (Nordufer) – Kårsajåkka-Mündung – Abiskojåkka-Westufer – Abisko-West	197
4.3.2.2. Wissenschaftliche Bedeutung	198
4.3.2.3. Streckenbeschreibung	198
4.3.3. Exkursion durch die südöstlichen Abisko-Berge I	224
4.3.3.1. Übersicht Abisko-West – unteres Abiskotal – Balip Njakajaure-See – Pajep Paddustievva (Opferplatz) – Tjuonavagge (Lapporten) – Pässisvagge mit Viddja-Bergsturz – Nissunvagge-Ost – Tributärtal Kaskarierpe mit ehemaligem Gletscherbecken (See 1140 m ü. M.) und Kaskarierpe-Gletscher am Talschluß – nördlicher Talhang Nissunvagge-West – Nissunjåkka-Kerbtal und -Canyon (Nordrand) – Nissunjåkka-Mündungsdelta – Abiskojåkka-Tal (Ostufer) – Abisko-West	224
4.3.3.2. Wissenschaftliche Bedeutung	224
4.3.3.3. Streckenbeschreibung	225
4.3.4. Exkursion durch die südöstlichen Abisko-Berge II.....	251
4.3.4.1. Übersicht Abisko-West – Kungsleden unteres Abiskotal bis Pallenjåkka-Mündung – Tältlågret – Pallenvagge-Nord (bis Rengärda) – Pallenvagge-Süd (Delta) – Pallenrieppe-Kar mit Pallenrieppe-Gletschern – Col (1440 m) – Passtal Pallenvagge-Siellavagge – Siellavagge-Südost – Bergrücken Siellatjåkka – Adnetjärro (1744 m) – Siellanjuni mit Kargletschern und Eiskernmoränen – Siellavagge-Nordwest – Kungsleden (nördliches Kartinvagge – Abiskojaure-See mit Hütten an Kamajåkka-Mündung – Abisko-West).....	251
4.3.4.2. Wissenschaftliche Bedeutung	251
4.3.4.3. Streckenbeschreibung	252

5. Zusammenfassung	279
6. Schlussfolgerungen und Ausblick	301
7. Literaturverzeichnis	304
8. Kartenverzeichnis	316
8.1. Topographische Karten	316
8.2. Topographisch-hydrologische Karte	316
8.3. Vegetationskarte.....	316

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1 Lage der Abisko-Berge im nordschwedischen Hochgebirge (inklusive Permafrost-Höhenstufen und Vegetationsbedeckung)
- Abb. 2 Orographische Übersichtskarte der Abisko-Berge
- Abb. 3 Geologische Übersichtskarte (Festgesteine) des Raumes Torneträsk – Kebnekaise
- Abb. 4 Geologische Übersichtskarte (Festgesteine) der Abisko-Berge
- Abb. 5 Übersichtskarte der Lockergesteine in den Abisko-Bergen (mit Gletscherresten)
- Abb. 6 Gipfelblockfelder und glazifluviale Spülzone am nördlichen Hangfuß des Pallentjåkka-Berges bei Abisko
- Abb. 7 Verlauf der Jahresmitteltemperatur in den Abisko-Bergen
- Abb. 8 Verlauf der jährlichen Niederschlagsmenge in den Abisko-Bergen
- Abb. 9 Verlauf der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsumme in den Abisko-Bergen
- Abb. 10 Die Verbreitung von geomorphologischen Permafrostindikatoren in den Abisko-Bergen
- Abb. 11 Wahrscheinlichkeit der Permafrost-Verbreitung in den nordwestlichen Abisko-Bergen
- Abb. 12 Vegetationsgeographische Übersichtskarte der Abisko-Berge
- Abb. 13 Modell der Konservierung von Felsburgen (Tors), Kryoplanationsterrassen und Blockfeldern in den Hochlagen Nordschwedens unter „kalter“ Gletschereisbedeckung bei Permafrostbedingungen
- Abb. 14 Naßschneelawinenbahnen am Ridonjira-Bach, Njulla-Osthang
- Abb. 15 Lawinen-Lokalität am Steilabfall des Pallentjåkka zum Kaskarieppe-Seebecken
- Abb. 16 Anordnung von Murgängen sowie weitere geomorphologische Auswirkungen des Starkregens von 1979 (Nissunvagge)
- Abb. 17 Formenschatz und zeitliche Abfolge von Murströmen im Nissunvagge-Tal
- Abb. 18 Geomorphologischer Formenschatz im Umkreis von zwei langfristigen Schneeflecken am Låktatjåkka-Berg
- Abb. 19 Längsprofil durch das Rakkasjåkka-Tal mit Lage der Permafrosthügel-Lokalitäten I-III
- Abb. 20 Längsprofil durch das untere Rakkasjåkka-Tal und das südwestliche Seitental mit Lage der Permafrosthügel-Lokalitäten
- Abb. 21 Querprofile durch kleine Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Haupttal (Rakkaslako II) und im südwestlichen Seitental
- Abb. 22 Querprofil durch einen kleinen Permafrosthügel im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales
- Abb. 23 Entwicklungsstadien der kleinen, torfbedeckten, palsaähnlichen Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Tal
- Abb. 24 Querprofil durch einen großen Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Tal (Rakkaslako II)
- Abb. 25 Querprofile durch zwei große Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Tal (Rakkaslako III)
- Abb. 26 Entwicklungsstadien der Ringwallseen im Rakkasjåkka-Haupttal und einem Seitental
- Abb. 27 Übersichtskarte der holozänen Grundmoränendecken im Vorfeld des Kårsa-Gletschers
- Abb. 28 Entwicklung der Eis- und Temperaturverhältnisse des Kårsa-Gletschers bis zur Gegenwart
- Abb. 29 Höhenlage und Abmessungen des Kårsa-Gletschers 1926 und 2008
- Abb. 30 Veränderungen der Höhenlage des Kårsa-Gletschers in Zeitintervallen 1926-2010
- Abb. 31 Böschungsverhältnisse des Kårsa-Gletschers in Zeitintervallen 1926-2010
- Abb. 32 Verbreitung von „Übergangsformen“ zwischen Gletschern und großen Schneefeldern im zentralen Abschnitt der nordwestlichen Abisko-Berge
- Abb. 33 Übersichtskarte der 5 empfohlenen Wanderexkursionen durch die Abisko-Berge

- Abb. 34 Geomorphologische Übersichtskarte des Kärkevagge-Tales
 Abb. 35 Geologische Übersichtskarte (Festgesteine) des Kärkevagge-Tales
 Abb. 36 Übersichtskarte über das Kärkevagge-Tal mit Blockansammlungen und Rissajaure-See
 Abb. 37 Übersichtskarte über das Kärkevagge-Tal mit Bergsturz-Nische und Blockansammlungen
 Abb. 38 Übersichtskarte über die nordwestlichen Abisko-Berge mit Glaziärtälern und Bergsturzformen
 Abb. 39 Übersichtskarte über das Rakkasjåkka-Tal zwischen Björkliden und der Låktatjåkko-Bergstation
 Abb. 40 Verbreitung von Permafrosterscheinungen auf den Verebnungen Rakkaslako II und III
 Abb. 41 Verbreitung von Naßschneelawinen-Bahnen im Rakkasjåkka-Tal
 Abb. 42 Geomorphologische Karte des Latnjavagge-Einzugsgebietes
 Abb. 43 Hangformen und Hangprozesse im zentralen Nissunvagge-Tal

Fotoverzeichnis

- Foto 1 Blick vom Kårsajåkka-Delta in das obere Kårsavagge-Tal (Gorsabahta) mit dem Steilabfall des vergletscherten Vassitjåkka-Plateaus
 Foto 2 Blick vom Col südlich des Pallentjåkka-Gipfels in das obere Nissunvagge-Tal mit murüberprägten Sturzsutthalden am Nissuntjärro-Steilabfall
 Foto 3 Blick vom Col in das Passtal zwischen Pallenvagge und Siellavagge mit Lawinenblockschuttlungen am Tjåmuhas-Berg
 Foto 4 Blick vom Låktatjåkka-Gipfel auf den steilen Vassivagge-Talschluß mit kleineren Gletschern in den Gipfellagen von Vassitjåkka und Kårsatjåkka
 Foto 5 Gletscherfreie Karmulden, teilweise mit Karseen, am NO-Hang des Kärketjärro-Kuoblatjärro-Bergzuges
 Foto 6 Seenkette im südlichen Kuoblavagge mit kleinem, zurück schmelzendem Gletscher am westlichen Talhang
 Foto 7 Blick von Gaisenjarga am Torneträsk auf den Glintrand am Kaisepakte-Berg, wo harte kristalline Schiefer des Deckenbaus weichere Sedimentgesteine über dem Grundgebirge überlagern
 Foto 8 Blick auf die Front der glazifluvialen Deltaterrasse am Ostende der glazifluvialen „Spülzone“ am Hangfuß des Pallentjåkka-Berges
 Foto 9 Steinpolygonnetzwerk an der Oberfläche eines autochthonen Blockfeldes auf dem Col südlich des Pallentjåkka-Gipfels
 Foto 10 Lawinenblockschuttlungen am Osthang des Pallentjåkka im zentralen Nissunvagge-Tal
 Foto 11 Murgänge am Westhang des Nissuntjärro-Berges im zentralen Nissunvagge-Tal; Spalte eines fossilen Eiskeilnetzes auf einem flachen Moränenhügel im Vordergrund
 Foto 12 Typischer Murgang mit Erosions- und Akkumulationsbereich im westlichen Nissunvagge-Tal
 Foto 13 Transversale langfristige Schneeflecken in Leelagen am gestuften Osthang des Kappastjärro-Berges
 Foto 14 Ausgedehnte Blockfelder mit Felsköpfen im Passbereich zwischen Ekman-Gletscher und Kuoblavagge-Tal
 Foto 15 Formenschatz der differenzierten Gelisolifluktion am Nordwesthang der Rakkaslako II-Verebnung im Rakkasjåkka-Tal
 Foto 16 Rasenloben mit lappenförmigem Grundriß in der sommerlichen Auftauschicht des größeren Permafrosthügels auf der Rakkaslako III-Verebnung
 Foto 17 Teilaspekt einer mächtigen Rasenlobenfront mit schütterer Vegetationsdecke in der unteralpinen Vegetationsstufe am Rakkasjåkka-Bach
 Foto 18 Mächtiger Schuttlobus am südlichen Talhang des Rakkasjåkka-Tales nahe der Einmündung des südwestlichen Seitentälchens

- Foto 19 Junger, schildförmiger, spaltenfreier Palsa mit heller, abgestorbener, hygrophiler Moorvegetation im Palsamoor Stordalen in der Nähe des Torneträsk-Sees
- Foto 20 Palsamoor mit degradierenden Plateau- und Wallpalsas zwischen E10 und Eisenbahntrasse südlich des Stordalen-Naturreservates
- Foto 21 Kleine, 80-100 cm hohe, torf- und vegetationsbedeckte Frostblisters und Thermokarst-Teiche auf der Rakkaslako II-Verebnung
- Foto 22 Querschnitt durch einen torfbedeckten Frostblisters auf der Rakkaslako II-Verebnung, Auftauschicht über Frostbodenkern mit mächtiger Blankeisschicht teilweise entfernt
- Foto 23 Grabung in einem vegetationsbedeckten Frostblisters in Hangfußlage im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales, Frostbodenoberfläche in 40-50 cm Tiefe
- Foto 24 Querprofil durch einen Frostblisters in einer überfluteten Senke des südwestlichen Seitentales. Die ton- und schluffreichen Sedimente des an den Rändern durch Blockerosion gekennzeichneten Hügels sind ab 60 cm Tiefe gefroren
- Foto 25 Querprofil durch einen spaltenreichen Frostblisters am Rande einer trichterförmig in den Talboden eingelassenen, wassergefüllten Thermokarstsenke im südwestlichen Seitental
- Foto 26 Blick von der Felsschwelle zur Rakkaslako III-Verebnung auf die Rakkaslako II-Verebnung mit pingoähnlichem Permafrosthügel am Rakkasjåkka-Südarms
- Foto 27 Blick aus der Nähe auf den großen pingoähnlichen Hügel am Bachlauf. Der Thermokarststümpel an der Hügelsüdflanke ist nur noch durch einen ca. 1 m hohen Ringwallabschnitt vom Bachlauf getrennt
- Foto 28 Blick vom Ringwallabschnitt am Bachlauf auf den zwischen 2009 und 2019 stark zusammen gesunkenen Permafrosthügel (maximale Höhe: 1,1 m)
- Foto 29 Grabungsprofil an der Hügelsüdflanke mit Permafrosttafel in 105-125 cm Tiefe und Eisbändern in gefrorenen Feinsedimenten darunter
- Foto 30 Lage der beiden größeren, wallförmigen, pingoähnlichen Permafrosthügel auf der Rakkaslako III-Verebnung
- Foto 31 Lage des kleineren pingoähnlichen Permafrosthügels am Fuße steiler Berghänge am Südrand der Rakkaslako III-Verebnung
- Foto 32 Grabungsprofil am Südhang des kleineren pingoähnlichen Permafrosthügels auf der Rakkaslako III-Verebnung
- Foto 33 Blick auf den größeren pingoähnlichen Permafrosthügel mit steiler Ostflanke auf der Rakkaslako III-Verebnung
- Foto 34 Grabung im Kronenbereich des größeren pingoähnlichen Permafrosthügels auf der Rakkaslako III-Verebnung
- Foto 35 Nahaufnahme des kleineren, kollabierenden, pingoähnlichen Permafrosthügels auf der Rakkaslako III-Verebnung mit beginnender Ringwall-Entwicklung
- Foto 36 Übersicht über den westlichen Teil der Rakkaslako III-Verebnung mit mehreren Ringwallseen als fortgeschrittenen Zerfallsstadien großer Permafrosthügel
- Foto 37 Nahaufnahme eines schalenförmig in den Talboden eingesenkten Ringwallsees mit permafrostfreiem Ringwall auf der Rakkaslako III-Verebnung
- Foto 38 18 x 25 m großer, dicht am Rakkasjåkka-Bachlauf gelegener Ringwallsee auf der Rakkaslako II-Verebnung
- Foto 39 3 x 4 m großer minerogener Permafrosthügel am Rande des Ringwallsees auf der Rakkaslako II-Verebnung
- Foto 40 Blick auf Thermokarstsee mit Ringwallresten und spaltenreichen Frostblisters-Hügel am Rande des Bachlaufes im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales
- Foto 41 Thufafeld mit dichtständigen, kuppelförmigen Thufur auf der Rakkaslako III-Verebnung
- Foto 42 Mudpitfeld im Topbereich des größeren pingoähnlichen Permafrosthügels auf der Rakkaslako III-Verebnung

- Foto 43 Grabungsanschnitt einer Mudpit-Kahlstelle im Kronenbereich des größeren Permafrosthügels auf der Rakkaslako III-Verebnung
- Foto 44 Kerbförmige Spalte eines fossilen Eiskeilpolygonnetzes auf einem glazifluvialen Terrassenrest im mittleren Pallenvagge-Tal
- Foto 45 Extrazonales Strukturboden-Vorkommen in glazifluvialen Sedimenten am Grunde einer periodisch wasserüberstauten Mulde am Ufer des unteren Kårsavaggejaure-Sees
- Foto 46 Aktives Steinpolygonnetz mit aufgewölbten Feinmaterialzentren auf dem feuchten Talboden des südwestlichen Rakkasjåkka-Seitentales
- Foto 47 Blick vom Südhang des Piran-Berges auf den Kårsa-Gletscher, dessen mehrteiliges Schnee-Akkumulationsgebiet sowie die Gletscherfront mit Eiskliff im vorgelagerten Schmelzwassersee
- Foto 48 Blick von der Felsschwelle auf den Kårsa-Gletscher und dessen bis zu 30 m hohes Eiskliff im vorgelagerten Schmelzwassersee
- Foto 49 Blick auf den Ekman-Gletscher und dessen Eiskliff im vorgelagerten Ekmanjaure-See
- Foto 50 Blick auf den steilen, fast vollständig schneebedeckten, kleinen Kåppa-Gletscher am NO-Hang des Kåppatjåkka-Berges im oberen Kåppasjåkka-Tal
- Foto 51 Blick auf den weithin schneebedeckten Låktatjåkka-Gletscher am Ende des Rakkasjåkka-Tales nahe der Låktatjakko-Fjällstation
- Foto 52 Blick auf den vollständig schneebedeckten Låktatjåkka-Gletscher, den vorgelagerten Schmelzwassersee, den dreigliedrigen Endmoränenwall sowie den überschwemmten Talboden vor dem Wall
- Foto 53 „Übergangsform“ zwischen einem kleinen Gletscher und einem großen Schneefeld am Nordhang des Pajep Kåppatjåkka-Berges
- Foto 54 Blick vom blockfeldbedeckten Vorland auf die Eiskernmoränen und Gletscher im Pallenrieppe-Kar
- Foto 55 Blick vom Eiskernmoränenwall in das Gletscherbecken des Pallenrieppejökkel-Gletschers mit vorgelagertem Schmelzwassersee
- Foto 56 Blick auf den lateralen Kargletscher mit steil abfallender Oberfläche und stark zergliederter Rückwand am Pallenbogitjåkka-Berg
- Foto 57 Blick vom blockfeldbedeckten Vorfeld auf die mehrgliedrige Endmoräne des Kaskarieppe-Gletschers
- Foto 58 Blick vom Top der Eiskernmoräne in das Becken des weithin schneebedeckten Kaskarieppe-Gletschers mit dem vorgelagerten Schmelzwassersee
- Foto 59 Blick vom oberen Rand der Karrückwand nahe des Adnetjårro-Gipfels auf den Gletscher und den vorgelagerten Schmelzwassersee in der mittleren Karnische am Siellavagge-Oberhang
- Foto 60 Blick vom Wanderweg am Fuße des Kårketjårro auf die mächtigen Blockansammlungen am Ausgang des Kårkevagge-Tales
- Foto 61 Überblick über das weitgespannte Blockfeld im mittleren Kårkevagge-Tal mit dem Kårkerieppe-Kar am gegenüber liegenden Talhang
- Foto 62 Blick vom NO-Ufer über den Rissajaure-See am Talschluß des Kårkevagge zum Pass Richtung Kårsavagge-Tal
- Foto 63 Blick vom NW-Hang des Slåttatjåkka-Berges in das untere Kåppasjåkka-Tal Richtung Björkliden am Tornetråsk-See
- Foto 64 Übersicht über das breite Kåppasjåkka-Tal mit zahlreichen langfristigen Schneeflecken und dem Kåppa-Gletscher im Hintergrund
- Foto 65 Blick vom Nordrand des Kåppa-Gletschers auf das versumpfte, grasbedeckte Delta im Gletscher-Vorland
- Foto 66 Blick auf den fast ganzjährig schneebedeckten Kåppa-Gletscher am Kåppatjåkka-NO-Hang mit flachem Endmoränenwall vor der Gletscherfront
- Foto 67 Wasserfälle an morphologisch harten Schieferbänken im Bachbett des Kåppasjåkka-Oberlaufes talaufwärts des Kåppa-Gletschers

- Foto 68 Blick auf das ca. 10 m hohe Eiskliff des Ekman-Gletschers am Abfluß des Ekmanjaure-Sees in die Mäntal-Senke
- Foto 69 Blick vom Låktavagge-Talschluß in Vargpassnähe in den nördlichen Abschnitt des Kuoblavagge-Tales (mit eisüberschliffener Talsohle) Richtung Harpass
- Foto 70 Blick vom Låktatjåkka-Berg auf die Låktatjåkko-Fjällstation in Sattelage zwischen den Talschlüssen von Rakkasjåkka und Låktajåkka (Vargpass)
- Foto 71 Blick vom Låktatjåkka-Berg in das Kuoblavagge-Tal. Das „gerippte“ Felsrelief des Talbodens spiegelt die unterschiedliche morphologische Wertigkeit der Gesteine und Streichrichtung der Schichten wider
- Foto 72 Blick auf das Schneefeld mit Gletschereiskern und vorgelagertem Schmelzwassersee sowie den dreigliedrigen, 6-8 m hohen Moränenwall am Rakkasjåkka-Talschluß
- Foto 73 Blick von Norden auf den dreigliedrigen Wall mit flachem Proximal- und steilem Distalhang zwischen dem Schmelzwassersee und dem überschwemmten Vorland am Rakkasjåkka-Talschluß
- Foto 74 Nahaufnahme des vom Rakkasjåkka-Bachlauf angeschnittenen Ringwallsees auf der Rakkaslako III-Verebnung
- Foto 75 Ringwallsee mit scharf gegen die Umgebung abgesetztem, flachem, minerogenem, blockreichem Ringwall auf der Rakkaslako III-Verebnung
- Foto 76 Blick auf die Felswände am Südrand der Rakkaslako III-Verebnung mit langfristigen Schneean-sammlungen in den tiefsten Rinnen als Startzonen von Naßschneelawinen (steilhängiger größerer Permafrosthügel am Rande der Abflußbahn)
- Foto 77 Blick von der Felschwelle auf die grasbedeckte Rakkaslako II-Verebnung mit dem großen Perma-frosthügel in Bachnähe im Vordergrund und zahlreichen Thermokarstteichen bachabwärts dahinter
- Foto 78 Kleiner, torfbedeckter, spaltenfreier, palsaähnlicher Permafrosthügel am Ufer des seeartig verbrei-terten Bachlaufes im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales
- Foto 79 Felsstufen und -schwelle aus morphologisch hartem Granatglimmerschiefer mit Wasserfällen am Unterlauf des Rakkasjåkka-Baches
- Foto 80 Blick auf den Unterlauf des Rakkasjåkka-Baches in flachkuppiger Grundmoränen-Landschaft mit breiter Schottersohle auf gefällsarmen Laufstreckenabschnitten
- Foto 81 Blick auf Wasserfall an einer hohen Gefällsstufe im Dolomit-Gestein am Unterlauf des Rak-kasjåkka-Baches nahe Björkliden
- Foto 82 Blick auf das breite Bett des Kårsajåkka-Flusses mit zahlreichen durch Eisdruck flach in den Un-tergrund eingepressten großen Gesteinsblöcken
- Foto 83 Moränen- und Oswälle am Nordufer des Kårsajåkka-Flusses nahe der Einmündung in den unteren Kårsavaggejaure-See
- Foto 84 Blick auf einen Endmoränenwall auf einer Felschwelle am Ostende des oberen Kårsavaggejaure-Sees, ca. 1 km westlich der Kårsavagge-Hütte
- Foto 85 Blick auf die Anlage der Kårsavagge-Hütte auf einem Moränenhügel am Westende des mittleren Kårsavaggejaure-Sees am Zufluß aus dem oberen Kårsavaggejaure-See
- Foto 86 Aufstiegsweg von der Kårsavagge-Hütte diagonal am nördlichen Trogtalhang zur Mündung des Latnjavagge-„Hängetales“ in das Kårsavagge-Tal
- Foto 87 Wasserfall des Latnjavaggejåkka-Baches an einer Felsstufe aus morphologisch hartem Schiefer nahe einer Spitzkehre des Weges
- Foto 88 Blick von der Ausmündung des Latnjavagge-Tales in das Kårsavagge-Tal mit der Kårsavagge-Hütte auf den moränischen Ablagerungen am Westende des mittleren Kårsavaggejaure-Sees
- Foto 89 Blick taleinwärts in das nahe der Talausmündung tief, kerbförmig und stellenweise schluchtartig entwickelte Latnjavaggejåkka-Tal
- Foto 90 Blick in den oberen, breiteren Abschnitt des felsigen Latnjavaggejåkka-Tales. Der Bach fließt am Fuße eines Steilhanges (links)

- Foto 91 Blick in das Latnjavagge-Trogtal mit dem Latnjajaure-See und der Forschungsstation der Universität Göteborg an seinem Ostufer
- Foto 92 Blick vom Wanderpfad am Südhang des Pajep Kåppatjåkka in den inzwischen gletscherfreien Latnjavagge-Talschluß mit kleinem Karsee
- Foto 93 Blick von der Ausmündung des östlichen Kuoblavagge-Tales auf das vergletscherte Bergpanorama am Ende des Kårsavagge-Tales
- Foto 94 Blick von der Kuoblavagge-Mündung auf das grasbedeckte Delta des Kårsajåkka-Oberlaufes am oberen Kårsavaggejaure-See
- Foto 95 Der Bachlauf aus dem Kuoblavagge-Tal stürzt vom Talrand mit zahlreichen kleinen Wasserfällen kaskadenartig rund 300 m zur Kårsavagge-Talsole herab
- Foto 96 Blick von einem Moränenhügel über das grasbedeckte Delta des Kårsavagge-Flusses auf die schuttgesäumten Steilwände des Piran-Berges und vergletscherten Vassitjåkka-Plateaus
- Foto 97 Blick über das Delta auf die von mächtigen Sturzschtalthalden gesäumten Steilwände des Haidkantjärro-Kårsatjåkka-Bergzuges auf der südwestlichen Talseite
- Foto 98 Zeltplatz an der Ausmündung der weiträumigen, gletscherfreien Karmulde zwischen den Bergen Piran und Kuoblatjärro mit Blick auf den Zusammenfluß des Karmuldenbaches mit dem Kårsajökkel-Gletscherbach
- Foto 99 Blick vom Wasserfall oberhalb des Zeltplatzes auf das glazifluviale Delta des Kårsa-Gletschers im Talgrund
- Foto 100 Blick auf zwei subparallel angeordnete (Jahres-) Moränenwälle, die vom aktuellen Gletscherbach etwa in der Talmitte durchflossen werden
- Foto 101 Rund 1 km taleinwärts und nach einem Anstieg um mehr als 150 m durchfließt der Gletscherbach felsiges Gelände mit Blockstreu-Auflage
- Foto 102 Blick auf ca. 1,3 km lange Laufstrecke in steinig-blockigem Material mit inselhaften Felspartien bis zur stellenweise schuttbedeckten Felsschwelle, die den Schmelzwassersee vor der Gletscherfront aufstaut
- Foto 103 Blick vom Rande der Felsschwelle auf die Front des Kårsa-Gletschers mit dem bis zu 30 m hohen Eiskliff (mit deutlicher Schichtung) im vorgelagerten Schmelzwassersee
- Foto 104 Blick von Südosten auf die Front des Kårsa-Gletschers, dessen Eis an den Gletscherflanken beidseits des Schmelzwassersees auf dem Felsuntergrund ruht
- Foto 105 Blick auf die stark zergliederte Front des Kårsa-Gletschers im gekammerten Felsrelief am Fuße des Vassitjåkka-Steilabfalles
- Foto 106 Aufstiegsroute zum Rodhe-See entlang des Bachlaufes über den steilen Talschluß der Karmulde zwischen Piran und Kuoblatjärro
- Foto 107 Blick über den fast ganzjährig schnee- und eisbedeckten Rodhe-See in den Hochlagen nordwestlich des Kuoblatjärro-Gipfels
- Foto 108 Blick vom oberen Rand des schneebedeckten Kuobla-Gletschers auf den mittleren See im Ostabschnitt des Kuoblavagge-Tales
- Foto 109 Blick talabwärts über das ca. 1,5 km lange, grasbedeckte Delta des Kårsa-Gletschers zur Delta-mündung im oberen Kårsavaggejaure-See
- Foto 110 Blick über das Delta im Kårsavagge auf den südwestlichen Talhang mit Bachtälchen und Naßschneelawinen-Bahn unterhalb einer schneegefüllten Mulde im Topbereich
- Foto 111 Blick über die flachwellige Grundmoränen-Landschaft am Ostrand der Abiskotal-Senke auf den auffälligen samischen Opferberg Pajep Paddustievva
- Foto 112 Der rund 30 m über das Umland aufragende samische Opferberg besteht aus morphologisch hartem Marmor-Gestein, das am SO-Hang wandartig zutage tritt
- Foto 113 Blick vom Gipfel des Opferberges nach Nordwesten über birkenwaldbestandene Hänge Richtung Torneträsk-See mit den hellen Gebäuden von Abisko-Ost in Ufernähe

- Foto 114 Blick vom Gipfel des Opferberges nach Südosten Richtung Tjuonavagge-Trogtal mit der berühmten Lapporten-Silhouette im Hintergrund und dem Wanderweg dorthin im Vordergrund
- Foto 115 Flacher, blockreicher Moränenwall vor der nordwestlichen Ausmündung des Tjuonavagge-Tales (Seitenmoräne des weichseleiszeitlichen Abisko-Talgletschers)
- Foto 116 Biwakplatz am glaziär übertieften Tjuonajaure-Seebecken mit Tjuonatjåkka-Berg im Hintergrund
- Foto 117 Luftbild des Bergsturz-Areals im Kålkasvagge-Tal am Westhang des Viddja-Berges
- Foto 118 Blick von Süden auf das Seebecken an der Mündung des Kaskarieppe-Tales in das Nissunvagge-Tal mit dem Pallentjåkka-Hauptgipfel und dem 1440 m hohen Col zum Pallenvagge-Tal (links)
- Foto 119 Blick auf mehrere mächtige Lawinenblockschuttungen unter den Steilwänden des Berggipfels 1636 m im unteren Kaskarieppe-Tal
- Foto 120 Weiträumiges, nahezu vegetationsfreies Blockfeld im oberen Kaskarieppe-Tal im Vorfeld der Endmoränen des Kaskarieppe-Gletschers
- Foto 121 Blick auf den steilen, durch Permafrost zementierten Distalhang des östlichen Endmoränenwalles vor dem Kaskarieppe-Gletscher
- Foto 122 Zwergstrauchbewachsene Spalte eines fossilen Eiskeilnetzes an der wind- und kälteexponierten, von einem Steinpanzer überzogenen Oberfläche eines flachen Moränenhügels im zentralen Nissunvagge-Tal
- Foto 123 Kleine, degradierende Kuppel- und Wallpalsas mit abtauenden Permafrostkernen in einem Moor- und Sumpfgebiet am See 945 m ü. M. östlich des fossilen Eiskeilnetzes
- Foto 124 Murgänge am Steilabfall des Berges 1661 m am südwestlichen Talrand des mittleren Nissunvagge
- Foto 125 Breiter Naßschneelawinen- und Sturzbachkanal an der Ausmündung des steil vom Nissuntjärro-Gipfel zur Nissunvagge-Talsohle herabziehenden Kerbtälchens
- Foto 126 Blick in das Kaskarieppe-Tal mit dem Nissunjåkka-Bach im Vordergrund, den beiden Abflußbahnen an der Talmündung und dem Kaskarieppe-Gletscher am Talschluß
- Foto 127 Blick auf den NO exponierten Hang des tief eingeschnittenen Nissunjåkka-Tales mit muldenförmiger, wahrscheinlich präweichseleiszeitlich angelegter Hohlform am Oberhang
- Foto 128 Blick talabwärts in den präglazial angelegten, quer zur Vorstoßrichtung der pleistozänen Gletscher orientierten „Nissunjåkka-Canyon“ mit zahlreichen kantengerundeten Blöcken im Talsohlenbereich
- Foto 129 Blick von der Brücke des Kungsleden-Wanderweges auf das breite Schotterbett des Nissunjåkka-Baches nahe der Einmündung in den Abiskojåkka-Fluß
- Foto 130 Blick auf den Abiskojåkka-Flußlauf westlich der Abisko-Touristenstation, der sich infolge der Gefällsverteilung tief in die flach einfallenden Schiefer- und Dolomitmarmor-Schichten eingeschnitten hat
- Foto 131 Blick vom Wanderweg flussaufwärts auf das im gefällsarmen Terrain breit angelegte Schotterbett des Abiskojåkka-Flusses
- Foto 132 Blick von der Brücke des Kungsleden-Trails auf den im Spätsommer wasserarmen, die hügelige Landschaft in einem felsig-blockigen Bachbett mit Schotterabschnitten durchfließenden Pallentjåkka-Bachlauf
- Foto 133 Blick auf das schmale, felsige, blockreiche Bachbett des Pallentjåkka unterhalb von „Tältlägret“ mit zahlreichen kleinen Wasserfällen an morphologisch resistenten Gesteinspartien
- Foto 134 Blick vom Rentierkral in die ca. 10 m tiefe Spülrinne am Fuße des unteren, felsigen, blockfeldfreien Pallentjåkka-Nordhanges
- Foto 135 Blick nach Osten über den Blockwall des Rentierkrals auf den Verlauf der spätglazialen Spülzone am Fuße des Pallentjåkka-Nordhanges Richtung Nissunvagge-Tal
- Foto 136 Blick nach Norden über die spätglaziale Eisstausee-Terrasse an der Mündung des Pallenvagge mit grasbedeckten, feinmaterialreichen, von Permafrost durchsetzten Geländepartien zwischen den Abflußbahnen des Bachlaufes

- Foto 137 Knapp 1 m hoher, in minerogenen Sedimenten angelegter, kollabierender Hügel mit Blockerosionshang und Frostbodenkern (Frostblister) am Pallenjåkka-Bachlauf am Rande der Eisstausee-Terrasse
- Foto 138 Blick auf zwei mächtige Lawinenblockschuttungen am Osthang des Tjåmuhas-Berges im oberen Pallenvagge-Tal
- Foto 139 Blick auf zwei stellenweise von Ringwallfragmenten umgebene Thermokarstteiche am Fuße des Tjåmuhas-Osthanges im oberen Pallenvagge-Tal
- Foto 140 Ca. 1 m hoher, spaltenreicher, in minerogenen Sedimenten angelegter, kollabierender Permafrosthügel im oberen Pallenvagge-Tal
- Foto 141 Spalte eines fossilen Eiskeilnetzes an der Oberfläche einer glazifluvialen Terrasse im oberen Pallenvagge-Tal
- Foto 142 Nahaufnahme des Ringwallsees mit blockigen Wallresten im Überflutungsbereich des nahe gelegenen Bachlaufes im mittleren Passtal
- Foto 143 Blick auf den im oberen Abschnitt stark zergliederten, darunter von Lawinenblockschuttungen gesäumten, bis zu 700 m hohen SO-Hang des Tjåmuhas-Berges im Passtal

1. Einführung

Die am Südwestufer des rund 100 km langen, NW-SO streichenden Torneträsk-Sees (341 m ü. M.) in Schwedisch Lappland gelegene Hochgebirgslandschaft bei Abisko ist sowohl touristisch als auch wissenschaftlich höchst attraktiv und rückte daher schon früh in den Mittelpunkt des Interesses (1903 Bau des ersten Touristen-Hotels, 1909 Ausweisung des Abisko-Nationalparks zum Schutze der empfindlichen, einzigartigen Naturlandschaft und archäologischen Fundstätten, 1913 Anlage der naturwissenschaftlichen Forschungsstation in Seenähe, 1938 Fertigstellung der Låktatjikko-Fjällstation in 1228 m Höhe ü. M.). Der Bau der Eisenbahnlinie Luleå – Kiruna – Narvik (Erzbahn) zu Beginn des 20. Jahrhunderts (Fertigstellung 1906) machte sie zu einem begehrten, relativ leicht zu erreichenden Reiseziel für Touristen. Mit der Fertigstellung der Straßenverbindung Kiruna – Narvik (E 10) 1983 erhielt der Tourismus in die „Abisko-Alpen“ einen weiteren Impuls. Letzteres gilt auch für die naturwissenschaftliche Forschungsaktivität im Gebiet, ausgehend von der Forschungsstation Abisko (388 m ü. M.) am Ufer des Torneträsk sowie, kleinräumiger, von der Forschungshütte der Universität Göteborg im Latnjavagge-Tal (981 m ü. M.). Die Forschungsergebnisse und Meßreihen weisen auf weitreichende, grundlegende Veränderungen im subarktischen Milieu Nordschwedens im Laufe der letzten hundert Jahre, insbesondere in den Klimaverhältnissen und in den Erscheinungen der Kryosphäre (Permafrostboden, Gletscher, Eisdecke auf Flüssen und Seen etc.). Zugleich hat sich die Vegetation und das Verbreitungsmuster der Pflanzen-Arten in Abhängigkeit vom Klimawandel und den veränderten geoökologischen Verhältnissen verändert (vgl. u. a. CALLAGHAN et al. 2013).

Im Unterschied zur großen Anzahl von Studien, die sich mit den teilweise sehr komplexen biotischen Veränderungen im Ökosystem beschäftigen, fand die kryogene Morphodynamik im Gebiet vergleichsweise geringe Beachtung, obwohl der resultierende veränderte Formenschatz an vielen Plätzen deutlich in Erscheinung tritt und stellenweise sogar das Landschaftsbild prägt. Dies gilt selbst für die letzten 3-4 Jahrzehnte, als der Klimawandel im Gebiet immer offensichtlicher wurde. Nach der richtungsweisenden Abhandlung von RAPP (1960) zur Hangformung im Kärkevage-Tal folgten Dissertationsschriften von NYBERG (1985) über Muren und Naßschnee-Lawinen sowie von RIDEFELT (2009) über Solifluktion im Abisko-Gebiet. Die genannten Autoren haben überdies durch zahlreiche weitere Publikationen in Fachzeitschriften wesentlich zu einem besseren Verständnis der Hangformung beigetragen, wobei rasch und katastrophenartig ablaufende Materialverlagerungen, insbesondere Muren, Schnee- und Naßschnee-Lawinen an steileren Hängen nicht zuletzt aufgrund ihres erheblichen Gefahrenpotenzials (Eisenbahn- und Straßenstrasse Kiruna – Narvik, touristisch genutzte Trogtäler nahe Abisko und Björkliden) im Mittelpunkt standen. Vor dem Hintergrund des Klimawandels wurden ferner die Prozeßabläufe an Schneeflecken und kleinen Gletschern untersucht (vgl. RAPP 1983a, 1986, LINDH 1984, LINDH, NYBERG & RAPP 1988, NYBERG 1986, 1991, 1993, NYBERG & LINDH 1990). Die Entwicklung von Permafrosthügeln unterschiedlicher Größenordnung und Genese im Rakkaslako-Gebiet (vgl. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MALMSTRÖM 1987, ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJÖ 1989, MEIER 1988/89, 2015, MEIER & THANNHEISER 2011) belegt, dass Permafrostboden auch abseits der Palsamoore am Torneträsk (vgl. ÅKERMAN & JOHANSSON 2008) und der Hochlagen (vgl. EKMAN 1957) anzutreffen ist. Von der Existenz eines ehemals weitflächigen, kontinuierlichen Permafrostbodens im Gebiet zeugen fossile Eiskeilnetze in mittleren Höhenlagen, u. a. auf den Böden der östlichen Hochtäler, etwa des Nissunvage (vgl. RAPP & NYBERG 1980). Während das Verbreitungsmuster einzelner geomorphologischer Formen und Ablagerungen aufgrund eines auffälligen Erscheinungsbildes gut dokumentiert ist (z.B. Murgänge, (Naß-) Schnee-Lawinenbahnen, fossile Eiskeilnetze), ist die Verbreitung anderer, morphologisch weniger markanter Phänomene (z.B. Permafrosthügel abseits der typischen Palsamoore) bisher kaum bekannt. Ferner mangelt es an Detailkartierungen, die den Gesamtformenschatz und die Vergesellschaftung der Einzelercheinungen darstellen. Die glaziärmorphologischen Karten von HOLDAR (1957) und die geomorphologische Karte von MELANDER (1977) geben nur einen groben Überblick über die geomorphologischen Formen und Ablagerungen in den Abisko-Bergen. Ein vorbildliches Beispiel für eine Detailkartierung bildet die Karte der Hangformen und -prozesse im zentralen Nissunvage-Tal von NYBERG (1985). Besonders geeignet für derartige Kartierungen sind räumlich leicht abgrenzbare fluviale Ein-

zugsgebiete wie das Kärkevage-Tal und das Latnjavagge-Tal, die durch prozeßorientierte Studien zur Morphodynamik, Sedimentproduktion und -umlagerung bereits gut erschlossen sind (vgl. u. a. RAPP 1960, DARMODY, THORN, DIXON & SCHLYTER 2000, DIXON, THORN & DARMODY 2008, BARTSCH, GUDE & GURNEY 2009, BEYLICH 2003, 2005, 2008, 2011).

Für die vorliegende Studie, die auf 11 Feldbesuchen im Zeitraum 1985-2019 und der Auswertung älterer Schwarzweiß-Luftbilder, die im Naturgeographischen Institut der Universität Lund eingesehen werden konnten, beruht, wurde ein rund 900 km² großer Landschaftsausschnitt ausgewählt, der sich durch eine besonders große Vielfalt an periglaziären und glaziären Formen und Ablagerungen auszeichnet. Außer rein kryogenen Formen umfasst das Beobachtungsmaterial auch Formen und Erscheinungen, die nicht zwingend an die Existenz von Oberflächen- oder Bodeneis geknüpft sind, deren Bildung aber durch das Vorhandensein oder Schmelzen von Eis oder Schnee begünstigt wird. Trotz des für die hohe Breitenlage ca. 100 km nördlich des Polarkreises ungewöhnlich milden Klimas existieren in den Abisko-Bergen Gletscher und Permafrostboden, da das relativ milde, vom Golfstrom beeinflusste Klima mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel eine deutliche Verschärfung erfährt. Sowohl Gletschereis als auch Bodeneis sind durch schmelzpunktnahe Temperaturen gekennzeichnet und reagieren daher besonders empfindlich und rasch auf Klimaveränderungen, wie z. B. eine Temperaturerhöhung im Rahmen des aktuellen Klimawandels.

Die Nordgrenze des auf 68° 10' - 68° 26' N und 18° 06' - 19° 13' O gelegenen Arbeitsgebietes folgt zwischen Riksgränsen und Tornehamn dem Nordrand des Kaledonischen Deckenbaus, der morphologisch durch einen Steilabfall zum flachwelligen, seenreichen Vorland (Vassijaure, Låktajaure, Pahtajaure) des Fennoskandischen Schildes markiert ist. Die Nordostgrenze bildet das Südwestufer des Torneträsk-Sees. Als Westgrenze wurde die schwedisch-norwegische Grenze zwischen Riksgränsen und Stuur-Kärpel gewählt. Als Südwest- und Südgrenze fungieren die seenreichen Flusstäler von Hoiganjåkka und Aliseatnu. Im Südosten, zwischen Kaisepakte am Torneträsk und dem Mündungsdelta des Aliseatnu in den Rautasjaure-See, wird das Studiengebiet durch das breite Bessesvaggi-Tal begrenzt (vgl. Abb.1).

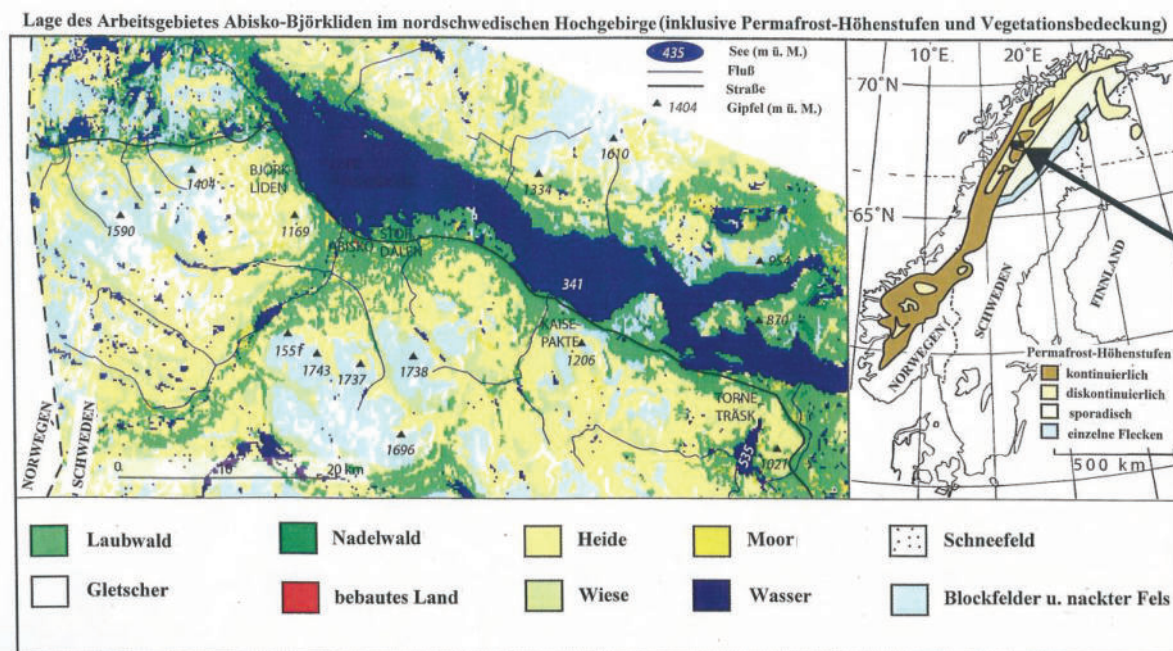


Abb. 1: Lage der Abisko-Berge mit Arbeitsgebiet Abisko-Björkliden im nordschwedischen Hochgebirge (inklusive Permafrost-Höhenstufen und Vegetationsbedeckung) (aus MEIER & THANNHEISER 2011)

Im ersten Teil der Studie werden die in den Abisko-Bergen und deren näherer Umgebung herrschenden physiogeographischen Verhältnisse vorgestellt. Sie bilden in ihrer Gesamtheit das gegenwärtig im Gebiet herrschende Formungsmilieu. Kleinräumige Differenzierungen der vorherrschenden Varianzfaktoren haben die Entwicklung eines reichhaltigen geomorphologischen Formenschatzes ermöglicht. Neben der

räumlichen ist auch die zeitliche Variabilität einzelner Parameter zu berücksichtigen, wobei vor allem Klimaschwankungen und -veränderungen von Bedeutung sind. So sind außer aktuellen, in aktiver Bildung begriffenen kryogenen Formen und Ablagerungen auch solche anzutreffen, die unter anderen klimatischen Bedingungen als den gegenwärtig herrschenden entstanden sind. Dazu zählen u. a. die inzwischen „fossilisierten“ Eiskeilpolygonnetze (Entwicklung unter strengeren kaltklimatischen Verhältnissen als den gegenwärtigen) sowie die Plateau-Blockfelder der Hochlagen (Anlage unter eventuell warmklimatischen Verhältnissen und Überprägung oder Weiterentwicklung unter kaltklimatischen Bedingungen). In weiten Bereichen der Abisko-Berge bilden von den pleistozänen Gletschern und Gletscherbächen abgelagerte Lockersedimente das Ausgangssubstrat für die periglaziäre Morphodynamik.

Im zweiten Teil der Arbeit werden die wichtigsten geomorphologischen Formen und Ablagerungen im Gebiet sowie die ihrer Morphogenese zugrunde liegenden Prozesse und Prozeßkombinationen diskutiert. Der Schwerpunkt liegt auf den Periglaziärscheinungen und rezenten Gletschern. Dabei werden auch eine Reihe aktuell sehr intensiv diskutierte Themenkreise angesprochen, wie z. B. das Überdauern von Blockfeldern und Talformen unter einer einmaligen oder gar mehrmaligen Gletschereis- / Eisschildbedeckung, die Rekonstruktion der postglazialen Klima- und Vegetationsentwicklung unter dem Aspekt der gegenwärtig an den Gletscherfronten vom abschmelzenden Eise freigegebenen Birken- und Kiefernholzreste sowie das Verhalten des Dauerfrostbodens (Permafrostbodens) im Zuge des aktuellen Klimawandels am Beispiel verschiedener Permafrosthügelvarianten mit und ohne thermisch isolierender Torfhülle. Aufgrund der Existenz von Permafrosthügeln mit unterschiedlicher Morphogenese, unterschiedlichem Bauplan (Mineralboden-, Torf-, Eisgehalt) und, daraus resultierend, unterschiedlicher Empfindlichkeit gegenüber Klima-, insbesondere Temperaturveränderungen, stellen die Abisko-Berge vermutlich ein „Schlüsselgebiet“ zur Beantwortung vieler offener Fragen dar.

Im dritten Teil der Studie werden die Kenntnisse zur kryogenen Landschaftsformung in den Abisko-Bergen anhand von 5 Wanderexkursionen vertieft. Die Exkursionsrouten verlaufen in Landschaftsauschnitten mit unterschiedlichem Formeninventar, aus dem unterschiedliche Formungsprozesse abgeleitet werden können. Die Themenschwerpunkte orientieren sich an den dominanten Prozessen der Landschaftsformung. Dabei werden vorzugsweise „Typlokalitäten“ vorgestellt, wie z. B. Permafrosthügel im Rakaslako-Gebiet, der Formenschatz von rasch und „katastrophenartig“ ablaufenden Hangprozessen im Nissunvage-Tal, das Formeninventar am Rande kleiner Gletscher / perennierender Schneefelder im Låktatjåkka-Kåppastjärro-Gebiet, die „glaziäre Serie“ im Kårsavagge-Tal sowie Hangformen und spätglaziale Grobmaterial-Ablagerungen im Kärkevage-Tal.

2. Physiogeographische Ausstattung der Abisko-Berge

2.1. Relief

Die Abisko-Berge bilden ein zum nördlich vorgelagerten, flachwelligen, seenreichen Berg- und Hügel-land und zum östlich daran anschließenden Torneträsk-See ein steil abfallendes Bergmassiv, das durch das breit ausgeräumte, in das Torneträsk-Becken mündende Abisko- Tal in einen nordwestlichen und einen südöstlichen Teil gegliedert wird (vgl. Abb. 2). Das von Westen in das untere Abisko-Tal einmündende Kårsavagge-Tal ist ein typisches, am Talschluß vergletschertes Trogtal, dessen Flanken von bis zu 500 m hohen Steilhängen und Felswänden gebildet werden (vgl. Foto 1). Die aus südöstlicher Richtung zum Abisko-Tal herunter ziehenden Täler Tjuonavagge (Lapporten), Nissunvagge (vgl. Foto 2) und Pallenvagge zeichnen sich ebenfalls durch einen U-förmigen Querschnitt aus. Tjuonavagge und Nissunvagge sind relativ kurze „Durchbruchstäler“, die nach Südosten offen sind und in das parallel zum Abisko-Tal verlaufende, nahe Kaisepakte in den Torneträsk mündende Bessesvagge-Tal münden. Das Tjuonavagge ist gletscherfrei. Der Nissunjäkka-Bach entwässert drei kleine Kargletscher in südlichen Seitentälern. Das Pallenvagge ist nach Westen über ein rund 3 km langes „Durchbruchstal“ mit dem Siellavagge verbunden (vgl. Foto 3). Am Pallenvagge-Talschluß befinden sich zwei kleine Kargletscher. Der südlich des Abiskojaure-Sees in den Kamajäkka-Bach mündende Siellajäkka-Bach entwässert 4 kleine Kargletscher nahe dem Adnetjärro-Berggipfel an der südlichen Talflanke. Die südöstlich des Abisko-Tales gelegenen Hochtäler sind kürzer als das Kårsavagge-Tal und nicht so tief in das Massiv eingesenkt (Talböden an den Mittelläufen der Bäche in ca. 1000 m Höhe ü. M.). Der steil ins flachwellige Vorland abfallende Nordrand der nordwestlichen Abisko-Berge wird durch die kurzen Trogtäler Vassivagge, Kärkevagge und Läktavagge (vgl. Foto 4) zerschnitten. Die Talschlüsse der Trogtäler werden von inzwischen gletscherfreien Karen gebildet. Karseen finden sich stellenweise auch an den Flanken der Täler, insbesondere in den oberen Abschnitten (vgl. Foto 5). Tributär zu den großen Trogtälern sind zahlreiche „Hängetäler“ entwickelt; am auffälligsten sind die Täler Latnavagge und Kuoblavagge (vgl. Foto 6), die von Norden in das tief eingesenkte Kårsavagge-Tal münden. Zwischen den Trogtälern ist die ehemalige, präglazial angelegte Landoberfläche stellenweise in Gestalt von flachwelligen Hochflächen erhalten, die von zahlreichen flachkuppigen, blockfeldbedeckten Bergen überragt werden. Diese erreichen in den nordwestlichen Abisko-Bergen Höhen um 1400 m ü. M., im noch vergletscherten Vassitjåkka-Vuotasrita-Kårsatjåkka-Gebiet Höhen von knapp 1600 m ü. M.. Im Raum Björkliden-Läktatjåkko finden sich in Höhenlagen von 800-1000 m ü. M. mehrere flache Becken und Verebnungen. Die südöstlichen Abisko-Berge zeichnen sich durch eine größere Reliefenergie aus. Der Höhenunterschied zwischen den Trogtalböden und den Flächenresten der 1700-1800 m ü. M. aufragenden Berge beträgt 700-800 m. Das Relief der Erosionsreste zwischen den Trogtälern ist dort stärker gekammert und steiler als in den nordwestlichen Abisko-Bergen. Die gegenwärtig vergletscherte Fläche beläuft sich nordwestlich des Abisko-Tales auf ca. 1 % der Landoberfläche und ist südöstlich davon deutlich geringer. Gletscher sowie langfristige Eis- und Schneefelder finden sich vorzugsweise in Nord- und Nordost-Exposition.

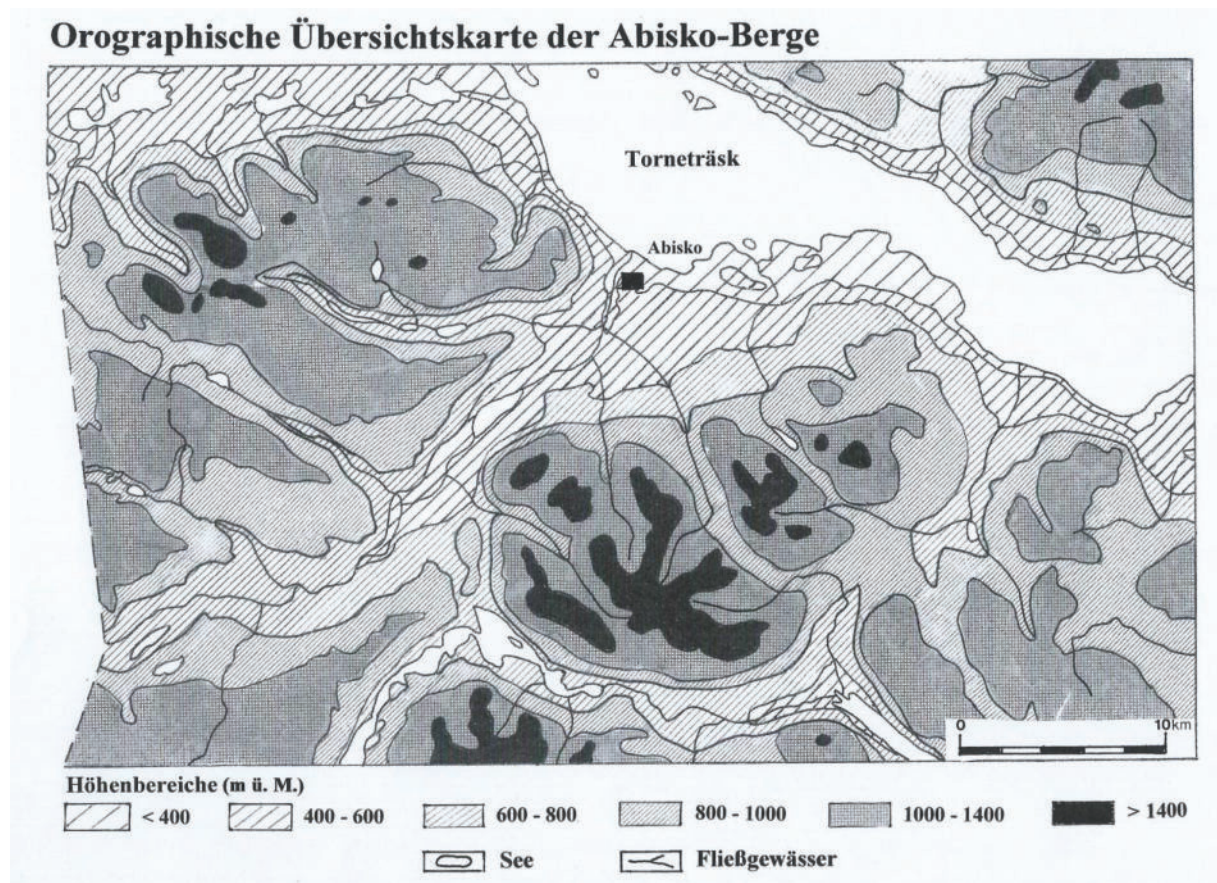


Abb. 2: Orographische Übersichtskarte der Abisko-Berge



Foto 1: Blick vom grasbedeckten Karsajäkka-Delta nach Nordwesten in das von Trogtal-Steilwänden und -schutthängen gesäumte obere Karsavagge-Tal (Gorsabahta) mit dem vergletscherten Vassitjäkka-Plateau (1595 m) im Hintergrund. 4.8.2019



Foto 2: Blick vom blockfeldbedeckten Col (1440 m) südlich des Pallentjåkka-Gipfels nach Osten in das obere Nissunvagge-Tal mit den murüberprägten Sturzschildhalden am Fuße des Nissuntjärro-Steilabfalles im Hintergrund und dem ein ehemaliges Gletscherbecken ausfüllenden See 1140 m an der Ausmündung des Kaskarieppe-Tales im Zentrum. 30.8.2013



Foto 3: Blick vom Col nach Westen in das „Durchbruchstal“ zwischen Pallenvagge und Siellavagge mit dem Siellanjuni-Berg und dem norwegischen Storsteinsfjell im Hintergrund. Die Unterhänge des Tjåmuhas-Berges (rechts) sind von Lawinenblockschuttungen gesäumt. 30.8.2013



Foto 4: Blick vom Låktatjåkka-Gipfel (1404 m) nach Südwesten auf den steilen Talschluß des Vassivagge. Ausgedehnte perennierende Schneefelder in Höhenlagen über 1000 m ü. M. indizieren weit verbreiteten Hochgebirgspermafrost im Untergrund. In den Gipfellen von Vassitjåkka (rechts) und Kårsatjåkka (links) finden sich kleinere Gletscher und Eisfelder. 15.8.2011



Foto 5: An den NO exponierten Hängen des Kärketjärro-Kuoblatjärro-Bergzuges sind mehrere Karbecken in den Fels eingelassen, deren Gletscher inzwischen abgeschmolzen sind. Die tiefsten Hohlformen werden von Karseen eingenommen, wie zwischen Kuoblavagge und Vassivagge. 16.8.2015



Foto 6: Der flache Talboden des „hängenden“ Kuoblavagge-Tales beherbergt mehrere kleine Seen in Höhenlagen von 1100-1200 m ü. M., die bis spät in den Sommer eisbedeckt sind. Am schneereichen westlichen Talhang befindet sich ein kleiner Gletscher, der noch vor wenigen Jahrzehnten im mittleren der drei östlichen Seen „kalbte“. 15.8.2015

2.2. Geologischer Bau

2.2.1. Präquartäre Festgesteine

Der Großformenschatz der Abisko-Berge wurde bereits präglazial vor den pleistozänen Vereisungen angelegt. Die pleistozänen Gletscher haben das präexistente Relief überprägt und dabei charakteristische Erosions- und Akkumulationsformen geschaffen, wobei die Erosionsformen in Gestalt von Trogtälern, Karnischen und ausgeschliffenen Becken am deutlichsten in Erscheinung treten.

Das Bergmassiv ist Teil des Kaledonischen Deckenbaus (nordskandinavische Kaledoniden). Die Hochlagen nordwestlich und südöstlich des Abisko-Tales zählen zur Seve-Decke, während das breite Abiskojäkka-Kamajäkka-Tal, die Täler von Pässisjåkka und Aliseatnu sowie das Hoiganjåkka-Tal von Gesteinen der Abisko-Decke unterlagert sind (vgl. LINDSTRÖM et al. 1985, ANDRÉ 1996). Gesteine des Fennoskandischen Schildes treten in einem „geologischen Fenster“ im flachwelligen Seengebiet im nördlichen Vorland der nordwestlichen Abisko-Berge, im schwedisch-norwegischen Grenzgebiet sowie am Torneträsk-Ufer nordöstlich des Stordalen-Naturreservates zutage. Der Rand der Überschiebungsdecken (Glintrand) ist an den Bergen Läktatjåkka und Kaisepakte als Steilabfall zum Vorland / Torneträsk deutlich in der Landschaft zu erkennen (vgl. Foto 7). In den Hochlagen der nordwestlichen Abisko-Berge dominieren Schiefergesteine mit Marmor-Zwischenlagen (vgl. Abb. 3 und 4, KULLING 1964). Die Zusammensetzung des Schiefergesteins wechselt, doch handelt es sich häufig um granatführende Glimmerschiefer. Ferner

findet sich Graphitschiefer mit lokalen Kalkstein- und Dolomitbänken. Die Gesteine verwittern vornehmlich zu dünnen, scharfkantigen Fragmenten. An den Steilabfällen und Trogtalwänden finden sich zahlreiche Kalkstein-Ausbisse, die häufig Plätze mit artenreicher Vegetation markieren. Die granathaltigen Glimmerschiefer liefern plattige Verwitterungsprodukte, die ähnlich den „harten“ kristallinen Schiefen in den Gipfelbereichen der höher aufragenden Berge ausgedehnte Blockfelder bilden. Das Mesorelief der Talflanken zeichnet oftmals die geologischen Strukturen nach, etwa in Gestalt von Felsterrassen und -leisten. Die südöstlichen Abisko-Berge bestehen aus quarzitischem, feinkörnigem, lokal geschiefertem Amphibolit. Die großblockigen Verwitterungsprodukte bilden in Höhenlagen ab 1200 m ü. M. ausgedehnte Blockfelder. Zwischen Vainanoaivi und Stordalen treten Gneise, Granite und Syenite zutage. Das Relief ist dort durch kuppigrunde Formen gekennzeichnet und unterscheidet sich darin vom Steilrelief der hohen Amphibolit-Berge. Dies gilt auch für das geomorphologische Formeninventar im Bereich des Fennoskandischen Schildes. Die Landschaften zwischen Torneträsk und Vassijaure sowie im Bergland an der schwedisch-norwegischen Grenze sind weithin durch zugerundete, im Granit, Granodiorit oder Gneis angelegte Reliefformen geprägt.



Foto 7: Blick von Gaisenjarga am Torneträsk auf den Nordrand des kaledonischen Deckenbaus (Glintrand) am Kaisepakte-Berg. Das Steilrelief des Berggipfels oberhalb der Sturzschatthalden wird von harten, gebänderten, kristallinen Schiefen gebildet, die Sedimentgesteine über dem präkambrischen Grundgebirge überlagern. Die seitlichen Abflussrinnen und Sturzschatthalden oberhalb des Birkenwaldes sind durch Schnee- und Naßschneelawinen überprägt. 21.8.2012.

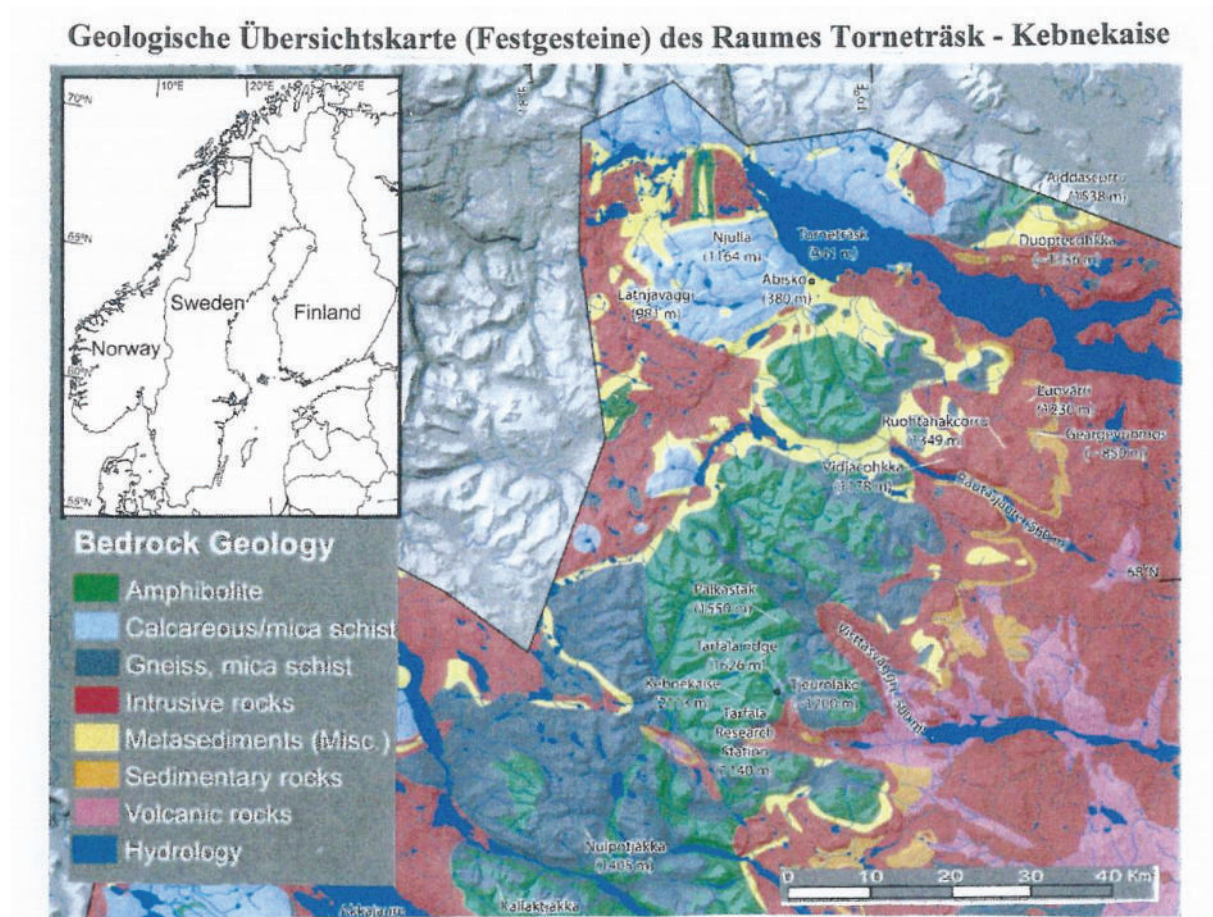


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte (Festgesteine) des Raumes Torneträsk-Kebnekaise (verändert nach GOODFELLOW, STROEVEN, HÄTTESTRAND et al. 2008)

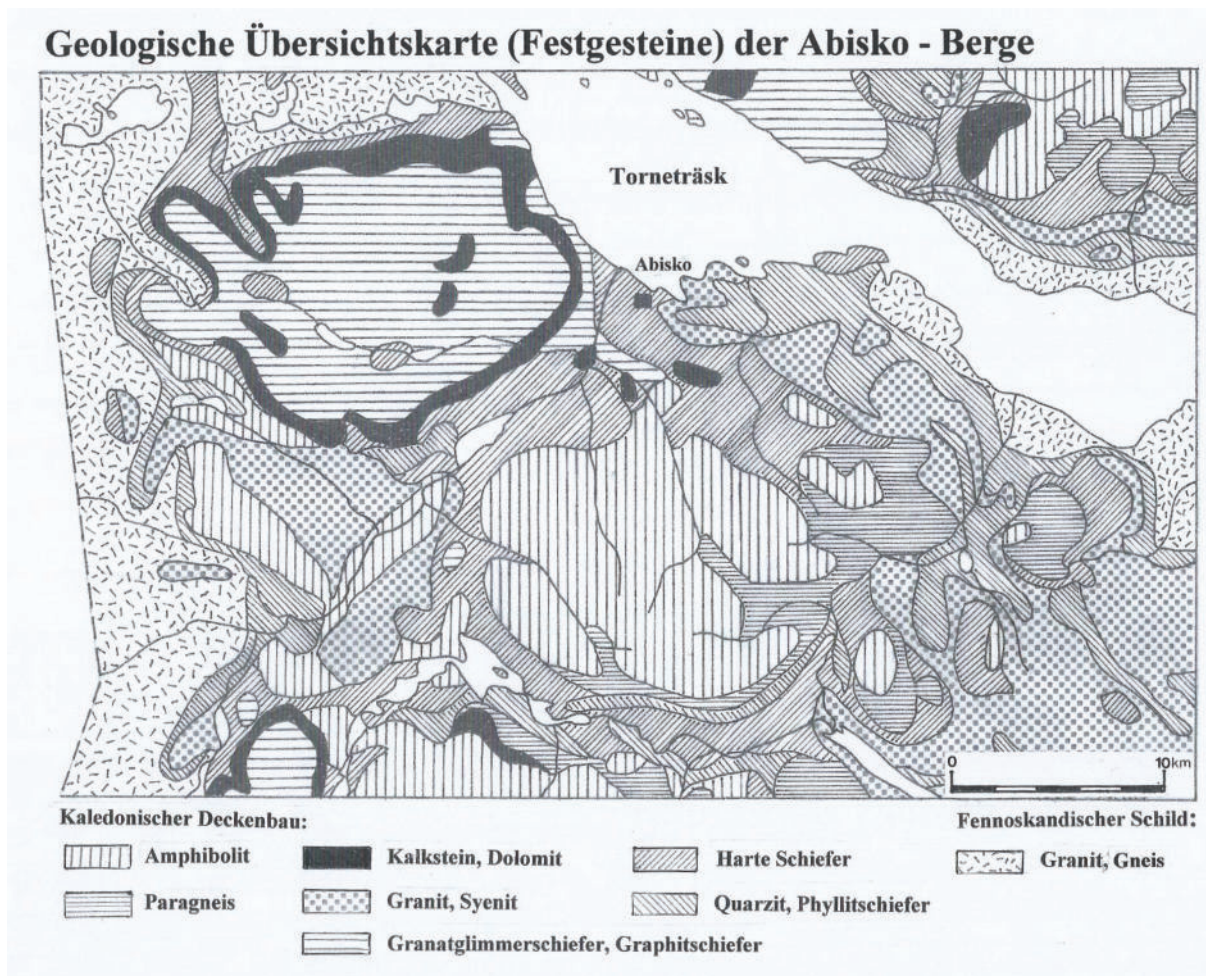


Abb. 4: Geologische Übersichtskarte (Festgesteine) der Abisko-Berge (umgezeichnet nach KULLING 1964)

2.2.2. Quartäre Lockersedimente

Die präquartären Festgesteine werden weithin von quartären Lockersedimenten überlagert. Auf den Hochflächen und in den Gipfellagen der höher aufragenden Berge dominiert durch die in situ-Verwitterung der lokalen Festgesteine entstandener Detritus, der häufig Blockfelder bildet. Im stärker geböschten Terrain werden die Verwitterungsprodukte durch Gelisolifluktion und Abluation hangabwärts verlagert. Am Fuße der hohen Trogtal- und Karrückwände finden sich Sturzschatthalden und -kegel, deren Oberflächen oftmals durch Murgänge überprägt sind. Diese Ablagerungen konnten erst nach dem Abschmelzen des pleistozänen Inlandeises entstehen, während die Blockfelder der Hochlagen vermutlich präglazial angelegt worden sind und die pleistozänen Vereisungen unter „kaltem“, nicht erosivem Eis überdauert haben (vgl. RAPP 1992, 1996, ANDRÉ 1996). In den tieferen Lagen war das pleistozäne Eis mächtiger, nicht am Untergrund angefroren und daher erosiv. Das durch die Glaziärerrosion bereitgestellte Material wurde von den Gletschern oder Gletscherbächen abtransportiert und als Moräne bzw. Glazifluvium abgelagert. Das in den Tälern und Becken erhaltene Lockermaterial dürfte vornehmlich aus der Weichsel-Eiszeit stammen, da ältere Ablagerungen höchstwahrscheinlich von den weichseleiszeitlichen Gletschern „aufgearbeitet“ worden sind. Außer den Ablagerungen des pleistozänen Inlandeises ist moränisches und glazifluviales Material der postglazialen Gletscher anzutreffen, insbesondere im Umkreis der rezenten Gletscher.

Die mächtigsten und ausgedehntesten Moränenablagerungen im Studiengebiet befinden sich wahrscheinlich im unteren Abisko-Tal zwischen der Nissunjäkka-Einmündung in den Abisko-Fluß und dem Torneträsk (vgl. Abb. 5). Dieses Gebiet bildete während der spätglazialen Deglaziation eine Toteislandschaft, die zwischen der zurück schmelzenden Abisko-Tal-Gletscherzunge und dem Hauptgletscher im Torne-Becken entstand. Das Niedertauen des stagnierenden Eises hinterließ dort große Mengen an Ablationsmoräne. Das Abisko-Tal war während der Weichsel-Eiszeit die Hauptabflußbahn des Gletschereises aus

dem Kebnekaise-Gebiet ins Torne-Becken (vgl. HOLDAR 1957). Es bildete ein Konfluenzbecken, in das u. a. Gletscherzungen aus den nordwestlichen Abisko-Bergen (z. B. Kårsavagge) und aus den südöstlichen Abisko-Bergen (z. B. Nissunvagge, Pallenvagge) strömten. Der erhebliche Eisnachschub aus dem Abisko-Tal erklärt, warum das Eis im Torne-Becken bei Abisko besonders mächtig war, daher stark erodieren konnte, und der heutige Torneträsk-See bei Abisko seine größte Tiefe von 164 m erreicht. Die Gletscherzunge im unteren Abisko-Tal wurde während der Deglaziation des Gebietes lange Zeit mit Eis aus dem Kårsa-Tal versorgt, wodurch sich das Zurückschmelzen verzögerte (vgl. HOLDAR 1957). Das Kårsa-Gebiet bietet günstige Voraussetzungen für die Entwicklung und den Erhalt von Gletschern. Die Berge sind hoch, kalte exponiert und schneereich, so dass der Talschluß bis in die Gegenwart vergletschert ist. Toteis existierte während der Deglaziationsphase auch im Pässisvagge-Tal. Kuppige Moränenablagerungen aus jener Zeit sind im Umkreis der Seen Bessesjavri und Vuozejavri sowie talaufwärts am Zusammenfluß von Pässisjåkka und Nissunvaggejåkka erhalten. Ferner finden sich entsprechende Moränen als Hinweis auf eine ehemalige Toteislandschaft u. a. bei Stuor Kärpel an der schwedisch-norwegischen Grenze im Konfluenzbereich von Hoiganvagge und Dossagenvagge sowie im mittleren Vassivagge-Tal. Sandige, stein- und blockreiche Grundmorändecken sind im breit ausgeräumten Abisko-Tal und in den zahlreichen Trogtälern weit verbreitet. Sie bedecken sowohl die Talböden als auch die Unterhänge der Täler, wo sie oft mit Verwitterungsschutt der lokalen Festgesteine vermischt auftreten. Auf den Hochflächen tritt Moränenmaterial zugunsten von grobkörnigem Verwitterungsschutt zurück. In den Passbereichen trägt das anstehende, eisüberschliffene Festgestein häufig eine dünne Blockstreu. Vom pleistozänen Inlandeis abgelagerte Endmoränen sind im Studiengebiet offenbar selten. Kleinere, im mittleren Kårsavagge-Tal beobachtete Wallformen stellen möglicherweise Endmoränen dar. Die an den Ausmündungen von Pallenvagge und Tjuonavagge erhaltenen auffälligen Wallformen repräsentieren wahrscheinlich keine Endmoränen der lokalen Talgletscher, sondern lassen sich als Relikte von Lateralmoränen des Abisko-Tal-Gletschers deuten. Das Zurückschmelzen des Inlandeises im Spätglazial vollzog sich in den Abisko-Bergen offenbar rasch und ohne längeres Stagnieren oder Oszillieren des Eisrandes. Das Auftreten von Endmoränen konzentriert sich den Geländebefunden zufolge auf die Stirnbereiche und Vorfelder der rezenten Tal- und Kargletscher. Die erheblichen Abmessungen der Endmoränen einiger hoch gelegener Kargletscher im Nissunvagge (Gaskariehppiökkel), Pallenvagge (Ballinriehppiökkel) und Siellavagge (Gletscher am Adnetjärro) im Verhältnis zur Gletschergröße lassen auf die Existenz von Eiskernen in den Moränen schließen.



Abb. 5: Übersichtskarte der Lockergesteine in den Abisko-Bergen (mit Gletscherresten)

Glazifluviale Ablagerungen aus der spätglazialen Deglaziationsphase sind vornehmlich in Gestalt von Terrassen an den Unterläufen von Abiskojäkka und Pässisjäkka zu finden. Sie bilden an den Talmündungen in das Torneträsk-Becken treppenförmige Abfolgen. Die Sedimente wurden von den Gletscherbächen der Talgletscher abgelagert als das Torne-Becken noch mit Gletschereis gefüllt war, das die sedimentreichen Schmelzwässer an den Talmündungen aufstaute (Eisstausee-Ablagerungen). Die markanteste, vielgliedrige Sequenz solcher Eisstausee-Terrassen ist an der Ausmündung des Bessesvage-Tals in das Torneträsk-Becken entwickelt. Der Terrassenkomplex erreicht eine Mächtigkeit von 40 m und erstreckt sich über eine Fläche von 2-3 km² (vgl. HOLDAR 1957). Die Terrassenflächen sind weithin mit Birkenwald bestanden, die steilen Terrassenhänge hingegen vegetationsarm, so dass die Treppung des Reliefs im Gelände deutlich in Erscheinung tritt. Auf die gleiche Weise wie die „Pässis-Terrassen“ bei Kaisapakte gebildet wurden, entstanden die glazifluvialen Terrassen im unteren Vassivagge-Tal sowie an der Ausmündung des Kärkevagge-Tales in das flachwellige Vorland, das zum Zeitpunkt der Terrassenbildung noch eisbedeckt war. Kleine Terrassen entstanden an den Mündungen der Seitentäler in die Haupttäler, wie z. B. im unteren Pallenvagge-Tal, als der Abtransport der glazifluvialen Sedimente aus dem Tal durch die Gletscherzunge im Abisko-Tal verhindert wurde, so dass das Material in einem lokalen Eisstausee akkumuliert wurde. Im unteren Kårsavagge-Tal entstand nach der Trennung des Kårsavagge-Gletschers vom Abisko-Tal-Gletscher ebenfalls ein Eisstausee. Das von der zurück schmelzenden Kårsavagge-Gletscherzunge freigesetzte Schmelzwasser transportierte Sande und Kiese in den vom Eise des Abisko-Tal-Gletschers aufgestauten See, wodurch Deltas und Lateralterrassen entstanden. Die höchst gelegenen Terrassenfragmente befinden sich ca. 600 m ü. M. An der Ausmündung des Kårsavagge-Tales in das Abisko-Tal befindet sich eine Kame-Landschaft, die aus Oswällen und Terrassenresten besteht und die zahlreiche Sölle enthält (vgl. HOLDAR 1957). Die unterste und jüngste Terrasse der Abfolge ist die größte; der Terrassenkörper ist in einer Höhenlage von ca. 410-420 m ü. M. am Zusammenfluß von Abiskojäkka, Nissunjäkka und Kårsavaggejäkka akkumuliert worden. Westlich der 600 m-Terrasse erstreckt sich glazifluviales Material rund 2-3 km taleinwärts.

Rund 1 km östlich des Vuolemus Kårsavaggejaure-Sees ist ein ca. 165 m langer Oswall am südlichen Bachufer erhalten, der quer zur Talachse angeordnet ist. Dies läßt vermuten, dass die Gletscherzunge rasch und kontinuierlich zurück schmolz (vgl. HOLDAR 1957). Das Gletschereis war offenbar wenig dynamisch, so dass der Wall nicht zerstört wurde. Oswälle finden sich auch in anderen Teilen des Arbeitsgebietes, oft in Verbindung mit ehemaligen Toteislandschaften, wie z. B. im Pässisvage-Tal und an der Nordabdachung des Nissuntjärro-Berges zwischen dem Nissunjäkka-Canyon und dem Pajep Paddustievva („Opferplatz“). Größere glazifluviale Ablagerungen sind ferner im südöstlichen Fußbereich des Pallentjåkka-Berges anzutreffen (vgl. Abb. 6, Foto 8, RAPP 1992, 1996). Außerdem wurden glazifluviale Sedimente u. a. im Käppasjåkka-Tal westlich des Nuolja-Berges, im mittleren Rakkasjåkka-Tal, an der Ausmündung des Kärkevagge-Tals, am Ostufer des Katterjaure-Sees nahe der schwedisch-norwegischen Grenze, im Hoiganvage-Tal am See 874 m sowie im Kamavagge-Tal südlich der Einmündung des Hoiganvage beobachtet. Das Arbeitsgebiet wurde vor 8 000-10 000 Jahren B.P. vom spätweichselzeitlichen Inlandeis freigegeben (vgl. u. a. ANDRÉ 1995).

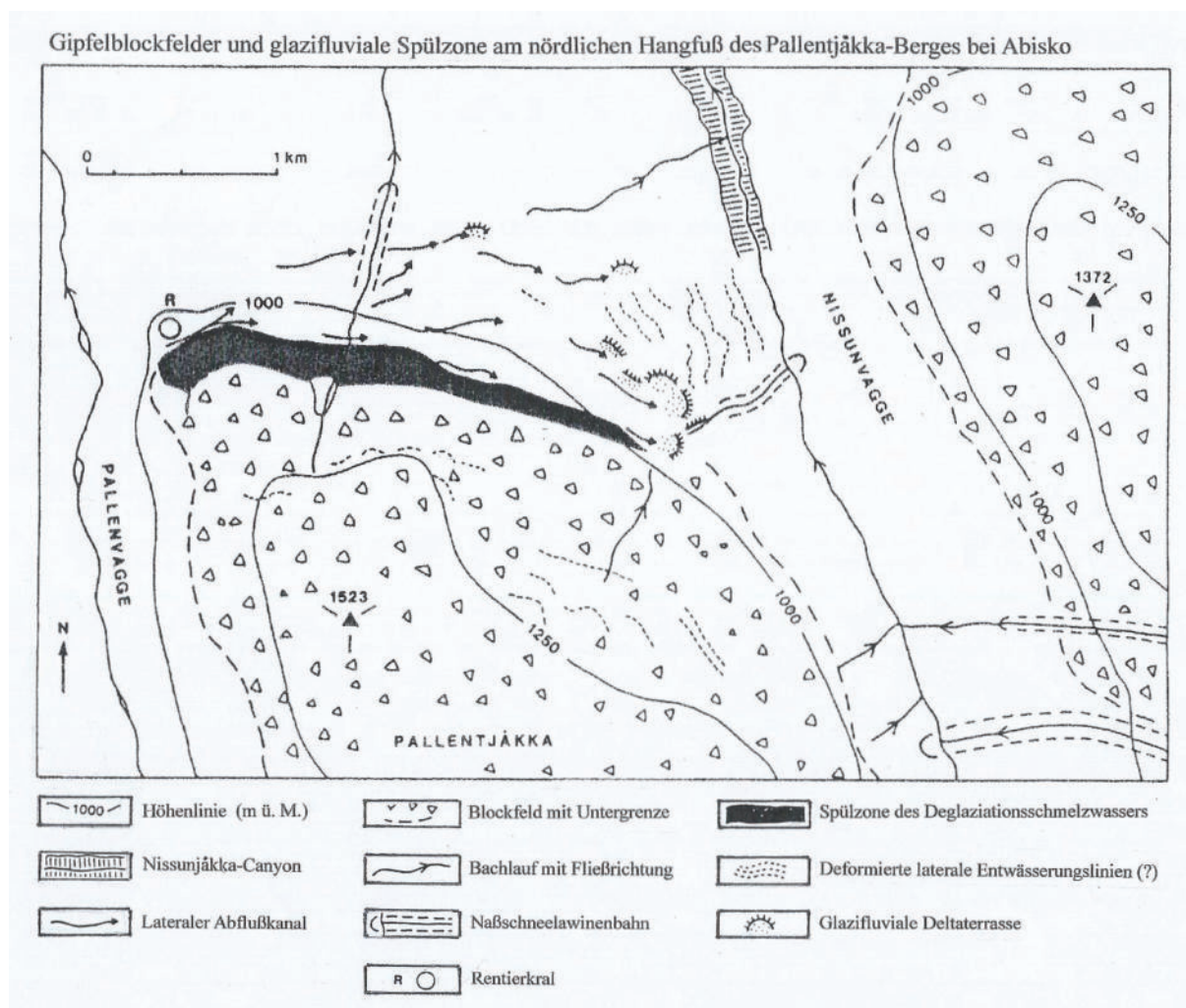


Abb. 6: Gipfelblockfelder und glazifluviale Spülzone am nördlichen Hangfuß des Pallentjåkka-Berges bei Abisko (verändert nach RAPP 1996a)



Foto 8: Blick nach Norden auf die Front der glazifluvialen Deltaterrasse am Ostende der glazifluvialen „Spülzone“ am nördlichen Hangfuß des Pallentjåkka-Berges. Das Bachbett ist bis zum Nissunjákka-Tal (Vordergrund) durch den frühsommerlichen Schmelzwasserabfluß und Naßschneelawinen weithin bis auf den Felsuntergrund ausgeräumt worden. 10.8.2013

2.3. Klima

Die klimatischen Verhältnisse in den Abisko-Bergen lassen sich mangels Wetterstationen in geeigneten (Höhen-) Lagen nur grob umreißen. Es gibt nur 3 langfristig arbeitende Stationen im Gebiet: Die Stationen Katterjåkk / Riksgränsen (508 m ü. M., seit 1904) am Nordwestrand des Arbeitsgebietes und Abisko (388 m ü. M., seit 1913) am Torneträsk-See (betrieben vom Schwedischen Meteorologischen Institut) sowie die automatische Wetterstation Latnjajaure (981 m ü. M., seit 1990) im Latnjavagge-Trogtal (betrieben von der Universität Göteborg, Datenmaterial wurde nicht zur Verfügung gestellt). Von der zwischen Katterjåkk und Abisko gelegenen Wetterstation Björkliden (360 m ü. M., 1956-1969) sind nur Niederschlagsdaten erhältlich. Hinweise auf die klimatischen Verhältnisse in den Hochlagen (höchste Gipfel bis knapp 1800 m ü. M.) sind daher nur durch Extrapolation von Daten der Stationen Katterjåkk / Riksgränsen und Abisko zu gewinnen. Die über hundert Jahre umfassenden Meßreihen der beiden Stationen gestatten auch eine Beurteilung der langfristigen Klimaentwicklung im Gebiet (vgl. MEIER 2015). Den Daten zufolge zeichnet sich das Arbeitsgebiet trotz der hohen nördlichen Breitenlage durch erstaunlich hohe Temperaturen aus, bedingt durch die Nähe zur Atlantikküste und dem damit verknüpften Golfstrom-Einfluß. Die hohen Berge haben zudem einen deutlichen orographischen Effekt: Sie bewirken infolge der vorherrschenden Westwinde einen ausgeprägten West-Ost-Gradienten mit Abnahme der Niederschlagsmenge in östlicher Richtung. Mit Ausnahme der nördlichen und nordöstlichen Randlagen sowie des Abisko-Tales weist das Gebiet ein ET-Klima auf.

Während der Normalperiode 1961-1990 betrug die Jahresmitteltemperatur in Katterjåkk $-1,6\text{ °C}$ und in Abisko $-0,8\text{ °C}$. Der Juli ist an beiden Stationen der wärmste Monat im Jahr. Die Monatsmitteltemperatur betrug in Katterjåkk (bis 1971 Riksgränsen) $10,8\text{ °C}$, in Abisko $11,0\text{ °C}$. Der Januar ist mit einer Mitteltemperatur von $-12,0\text{ °C}$ in Katterjåkk und $-11,9\text{ °C}$ in Abisko der kälteste Monat. Die größten Frostintensitäten werden zwischen Dezember und März erreicht. Die lange Winterfrostperiode sowie die erhebliche äolische Schneeuablagerung, bei der der Untergrund stellenweise schneefrei gefegt wird, sind die Hauptgründe, warum der Frost tief in den Boden oder Fels eindringen kann und lokal Permafrostboden existiert. Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge variiert entlang eines Feuchtigkeitsgradienten von Westen nach Osten. Sie belief sich während der Normalperiode 1961-1990 in Katterjåkk auf 848 mm, in Björkliden (1956-1969) auf 658 mm und in Abisko auf 304 mm. Der Niederschlag ist recht unregelmäßig über das Jahr verteilt, in Katterjåkk mit höheren Mengen von Juli bis Februar, in Abisko mit einem Maximum im Juli und August. Rund ein Drittel der jährlichen Niederschlagsmenge fällt als Schnee. Von Ende September bis Anfang Juni ist mit einer geschlossenen Schneedecke zu rechnen, wobei die Schneemächtigkeiten in den südöstlichen Abisko-Bergen infolge der geringeren winterlichen Schneeniederschläge zumeist geringer sind. Die im Winter vorherrschende Windrichtung ist Nordwest. Schneefelder werden jedes Jahr an nahezu denselben Plätzen gebildet, vorzugsweise an konkaven, leeseitigen Hangpartien sowie in Rinnen und Ravinen. An der

automatischen Wetterstation am Latnjajaure wurde während der Meßperiode 1993-2005 eine Jahresmitteltemperatur von $-2,0\text{ °C}$ registriert (vgl. BEYLICH 2008). Der Juli ist auch dort der wärmste Monat im Jahr (Mittelwert $8,6\text{ °C}$), der Februar ($-9,4\text{ °C}$) der kälteste. Frost kann am Latnjajaure das ganze Jahr über auftreten, ist im Juli und August jedoch 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 118 Eistage (vgl. BEYLICH 2003). In den Übergangsjahreszeiten überschreitet die Temperatur nur selten 0 °C . Die Station 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 1000 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).

Ein Vergleich der Temperatur- und Niederschlagsmittelwerte der Normalperiode 1961-1990 mit den Mittelwerten der Meßperiode 1991-2019 läßt deutliche Unterschiede erkennen, die den sich seit Beginn der 1990er Jahre deutlich abzeichnenden Klimawandel widerspiegeln (vgl. Abb. 7, 8, 9). So sind die Jahresmitteltemperaturen in Katterjåkk von $-1,6\text{ °C}$ auf $-0,5\text{ °C}$ und in Abisko von $-0,8\text{ °C}$ auf $0,3\text{ °C}$ angestiegen, während sich die mittleren jährlichen Niederschlagsmengen von 848 mm auf 907 mm (Katterjåkk) bzw. von 304 mm auf 346 mm (Abisko) erhöht haben. Die mittleren jährlichen Kältesummen haben sich im gleichen Zeitraum von -1565 °C auf -1353 °C bzw. von -1455 °C auf -1197 °C verringert, während die mittleren jährlichen Wärmesummen von 1011 °C auf 1135 °C bzw. von 1174 °C auf 1318 °C angestiegen sind. Die resultierenden Wärmebilanzsummen haben sich von -554 °C auf -199 °C (Katterjåkk) bzw. von -281 °C auf 121 °C (Abisko) erhöht. Während der Meßperiode 1905-1930 betrug die Jahresmitteltemperatur in Riksgränsen $-1,4\text{ °C}$, im Zeitraum 1931-1960 $-1,1\text{ °C}$. Die Station Abisko verzeichnete für die Meßperiode 1913-1930 eine Jahresmitteltemperatur von $-1,0\text{ °C}$, im Zeitraum 1931-1960 hingegen von $0,5\text{ °C}$. Die mittleren jährlichen Niederschlagsmengen beliefen sich während der Periode 1905-1930 in Katterjåkk auf 1090 mm, im Zeitraum 1931-1960 auf 939 mm. Die Station Abisko war während der Periode 1913-1930 durch eine mittlere jährliche Niederschlagsmenge von 286 mm gekennzeichnet, ehe sich die Menge im Zeitraum 1931-1960 auf 301 mm erhöhte. Der Vergleich zeigt eindrucksvoll, dass der Zeitraum 1991-2019 in den Abisko-Bergen der wärmste seit Beginn der systematischen meteorologischen Messungen war. An der Station Abisko wurde für denselben Zeitabschnitt auch die höchste mittlere jährliche Niederschlagsmenge ermittelt.

Verlauf der Jahresmitteltemperatur in den Abisko - Bergen
(Filter: Fünfjahresmittelwerte)

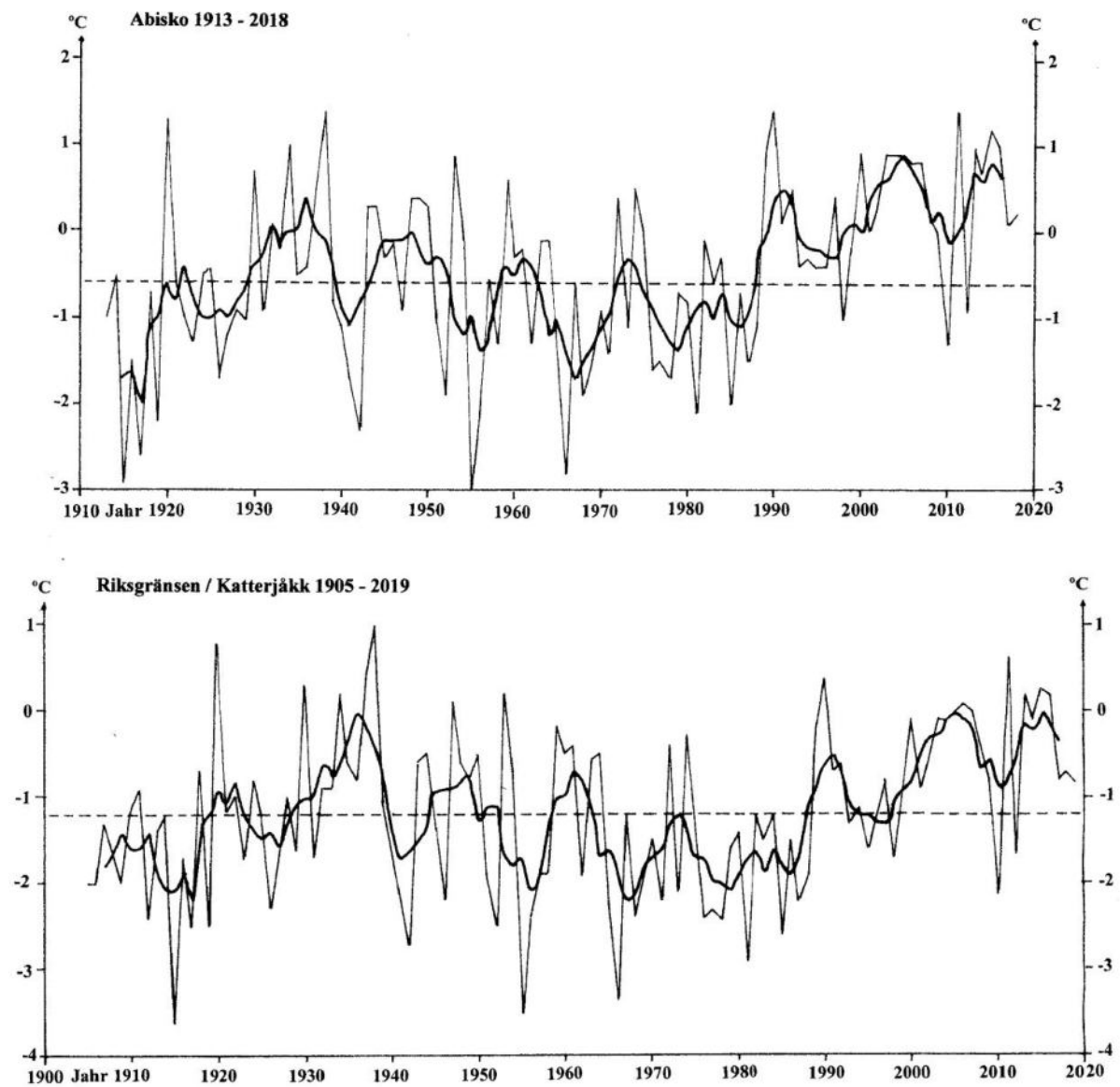


Abb. 7: Verlauf der Jahresmitteltemperatur in den Abisko-Bergen

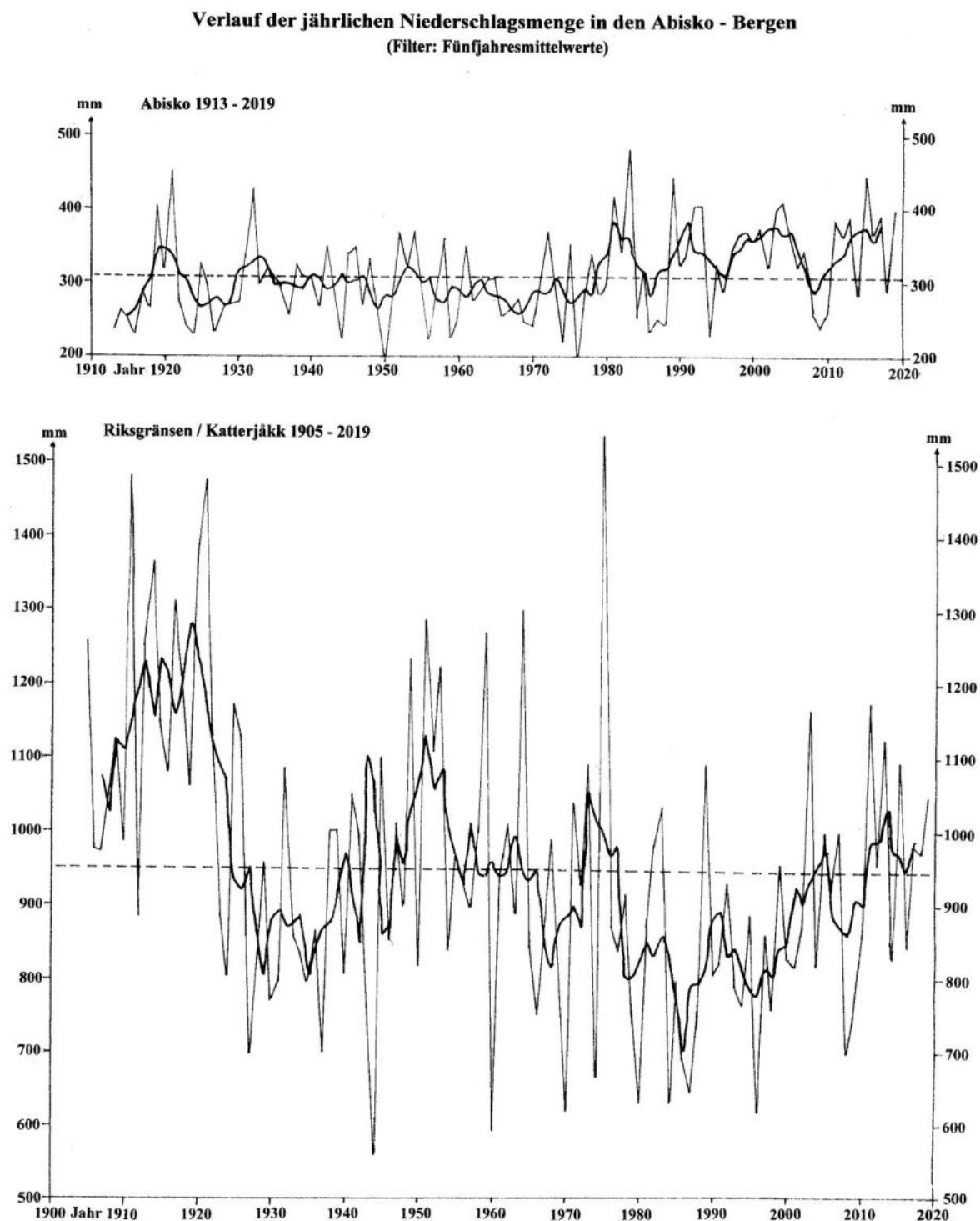


Abb. 8: Verlauf der jährlichen Niederschlagsmenge in den Abisko-Bergen

Verlauf der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsumme in den Abisko-Bergen

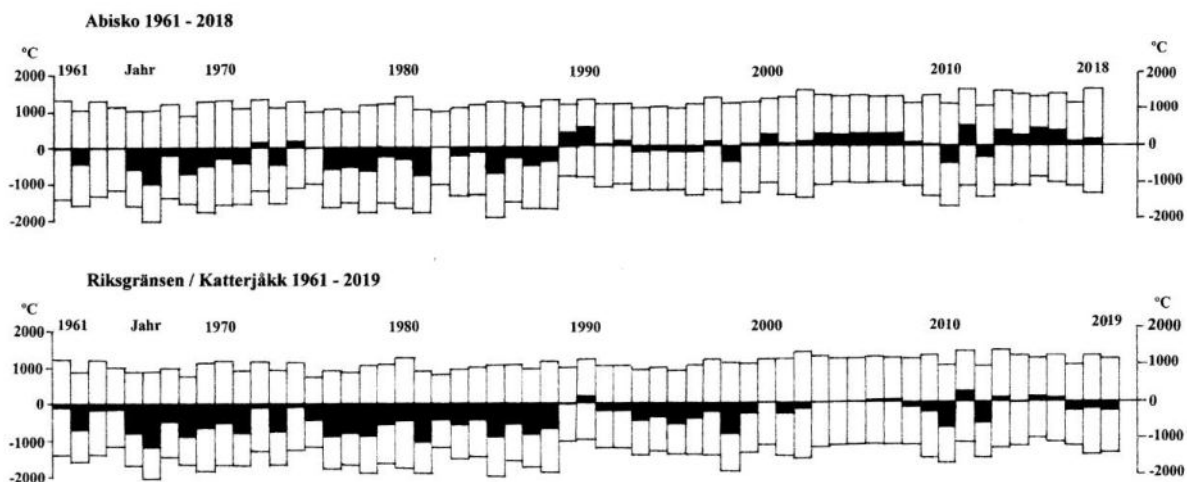


Abb. 9: Verlauf der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsumme in den Abisko-Bergen

In den Hochlagen der Abisko-Berge sind eine Verschärfung des Temperturregimes und eine Zunahme der Niederschlagsmengen zu erwarten. Eine einfache Extrapolation der Temperaturwerte der Stationen Katterjåkk und Abisko (0, 53 °C / 100 Höhenmeter) liefert grobe Anhaltspunkte für die dortigen Temperaturverhältnisse. Die Werte von Katterjåkk lassen sich für eine Berechnung der Temperaturen in den Hochlagen der nordwestlichen Abisko-Berge nutzen, während die Daten von Abisko für eine Abschätzung der Temperaturverhältnisse in den südöstlichen Abisko-Bergen verwendet werden können. Demzufolge zeichneten sich die weithin in Höhenlagen von 900-1200 m ü. M. verlaufenden Talböden in den nordwestlichen Abisko-Bergen (z. B. Bachtäler von Rakkasjåkka und Kåppasjåkka) während der Normalperiode 1961-1990 durch Jahresmitteltemperaturen von -3,7 °C bis -5,3 °C aus (1991-2019: -2,6 °C bis -4,2 °C), während die Gipfelbereiche der zahlreichen, rund 1400 m hohen Berge (z. B. Låktatjåkka, Pajep Kåppatjåkka, Latnjatjåkka, Latnjatjåro) Jahresmitteltemperaturen von etwa -6,4 °C (1991-2019: -5,3 °C) aufwiesen. Vergleichbare Berechnungen für die südöstlichen Abisko-Berge ergeben für die Talbodenbereiche (z. B. Tjuonavagge, Nissunvagge, Pallenvagge) in 900-1000 m Höhe ü. M. Jahresmitteltemperaturwerte von -3,5 °C bis -4,0 °C (1991-2019: -2,3 °C bis -2,9 °C), während in den höchsten Gipfellagen um 1700 m ü. M. (z. B. Nissuntjåro, Pallentjåkka, Tjåmuhas) mit Jahresmitteltemperaturen um -7,7 °C (1991-2019: -6,6 °C) zu rechnen ist. Eine Erhöhung der Jahresmitteltemperaturen im Zeitraum 1991-2019 gegenüber der Normalperiode 1961-1990 dürfte nicht nur in den randlichen Tieflagen der Abisko-Berge (Katterjåkk, Abisko) stattgefunden haben, sondern auch in den Höhenlagen. Eine Zunahme der jährlichen Niederschlagsmengen im gleichen Zeitraum, nachgewiesen im Datenmaterial der Station Abisko, ist in den höheren Lagen ebenfalls zu erwarten. Eine Abschätzung der Niederschlagsverhältnisse in den Hochlagen der Abisko-Berge ist auf der Basis der wenigen Messwerte (Låktatjåkka, 1220 m ü. M., 1951-1980: 1750 mm / Jahr; Latnjajaure, 981 m ü. M., 1990-2005: 850 mm / Jahr; vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, BEYLICH 2008) kaum möglich. Höhenwärts ist jedoch mit einer Zunahme der Niederschlagsmengen und des Schneeanteils zu rechnen.

2.4. Permafrostboden

Die Jahresmitteltemperaturen deuten auf das Auftreten von Permafrostboden (Dauerfrostboden), hier definiert als Zustand des 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, doch ist die genaue Verbreitung und Mächtigkeit in den Abisko-Bergen bisher nicht bekannt. Sporadische Vorkommen polaren Dauerfrostbodens finden sich im Tiefland am Nord- und Nordostrand des Arbeitsgebietes in Palsamooren (350-500 m ü. M.) zwischen Katterjåkk und Bergfors entlang der Straßen- / Eisenbahnverbindung Kiruna – Narvik. Die Permafrost-Aggradation

und -Konservierung wird dort durch die im Sommer thermisch isolierende Wirkung der Torfdecke ermöglicht. Die Permafrostmächtigkeiten in den Palsamooren betragen nach ÅKERMAN & JOHANSSON (2008) in den 1980er Jahren wenige Meter bis zu 16 m und haben sich seitdem infolge der Klimaerwärmung deutlich verringert (vgl. JOHANSSON, ÅKERMAN, KEUPER et al. 2011). Die Permafrostmächtigkeiten spiegeln den schwedischen Autoren zufolge Schneefall-Trends wider, indem die westlichen Moore mit starker Schneebedeckung durch eine dünne Permafrostlage gekennzeichnet sind, während die östlich der hohen Berge gelegenen Moore als Folge der geringeren Schneemengen mächtigere Permafrostvorkommen (und größere sommerliche Auftautiefen) aufweisen. Mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel verringert sich die Sommerwärme, so dass die Mächtigkeit der thermisch isolierenden Torfdecke, die den Permafrostboden vor dem Auftauen schützt, abnehmen kann bis schließlich überhaupt kein Torf mehr erforderlich ist. In den hoch aufragenden Abisko-Bergen ist daher mit Permafrostboden auch abseits der Palsamoore in rein minerogenen Sedimenten zu rechnen. In den höchsten, kalteexponierten Lagen dürfte auch der Fels von Permafrost durchsetzt sein. Entsprechende Funde sind jedoch selten. Der bisher mächtigste Permafrostkörper (mindestens 70 m) im Festgestein wurde 1941 bei einer Brunnenbohrung zur Wasserversorgung der Låktatjakko-Fjällstation in rund 1220 m Höhe ü. M. entdeckt (vgl. EKMAN 1957, siehe auch DOBINSKI 2010).

Permafrostfunde in minerogenen Lockersedimenten, stellenweise mit dünner Torfbedeckung, wurden häufiger beschrieben. Ihre Verbreitung konzentriert sich auf versumpfte Becken- und Talböden in Höhenlagen über 800 m ü. M. (vgl. Abb. 10). Es handelt sich um Permafrostvorkommen in den Kernen verschiedenartiger, frostdynamisch entstandener Hügeltypen, insbesondere von mehrjährigen Frostblistern und größeren pingoähnlichen Hügeln (vgl. u. a. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MALMSTRÖM 1987, MEIER 1988/89, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Die Umgebung der Hügel ist, vielleicht mit Ausnahme einiger pingoähnlicher Hügelvarianten, permafrostfrei. Außer in morphologisch in Erscheinung tretenden Hügeln wurde Permafrostboden auch im Uferbereich hoch gelegener Seen (Kuoblavagge-Tal, 1190 m ü. M., vgl. LINDH, NYBERG & RAPP 1988) sowie in Eiskernmoränen (Pallenvagge-Tal, ca. 1250 m ü. M., vgl. KNEISEL 2006, 2010a, 2010b) angetroffen. Als Indikatoren rezenter Permafrostbodens lassen sich auch die in Höhenlagen über 1000 m ü. M. weit verbreiteten perennierenden Schneefelder deuten. Unklar bleibt, ob die in mehreren hoch gelegenen Tälern beobachteten, eine zentrale, wassergefüllte Mulde umschließenden minerogenen Ringwälle als fortgeschrittene Zerfallsstadien von Permafrosthügeln noch Dauerfrostboden enthalten. Dagegen sind die Eiskeilnetze auf den windexponierten Moränenhügeln und glazifluvialen Terrassen in einigen Hochtälern der südöstlichen Abisko-Berge (z. B. Nissunvagge, Pallenvagge in ca. 1000 m Höhe ü. M.) offensichtlich „fossil“ und permafrostfrei. Sie kennzeichnen Lokaltäten, die ehemals von einem kontinuierlichen Permafrostboden unterlagert waren. Im Unterschied zum Permafrostboden in den Tieflagen am Torneträsk handelt es sich in den Hochlagen der Abisko-Berge um alpinen Permafrostboden (Hochgebirgspermafrost) im Sinne von KING (1984).

Die Verbreitung von geomorphologischen Permafrostindikatoren in den Abisko - Bergen

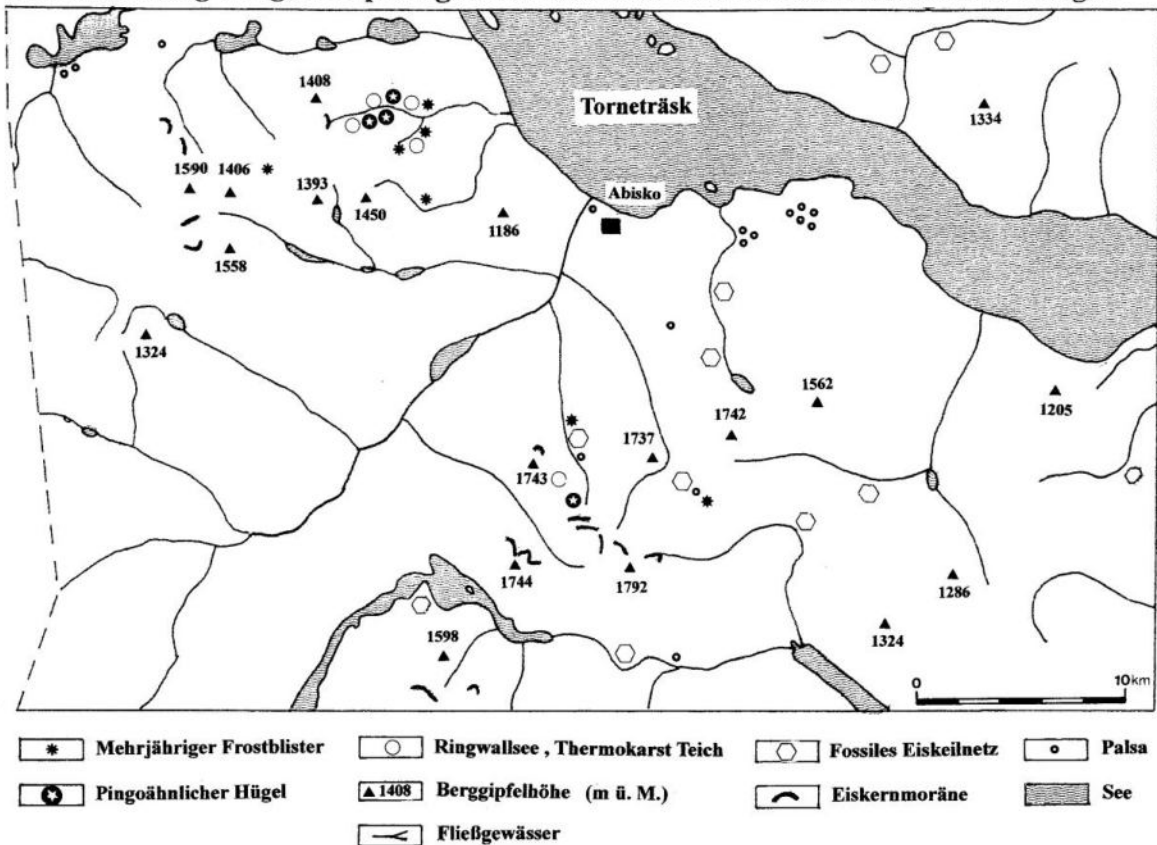


Abb. 10: Die Verbreitung von geomorphologischen Permafrostindikatoren in den Abisko-Bergen (ergänzt nach RAPP 1983b und RAPP & NYBERG 1980)

Aus den nordwestlichen Abisko-Bergen und aus dem oberen Pallenvagge-Tal südlich von Abisko existieren mehrere Arbeiten, die versuchen, die Permafrostverbreitung mit indirekten Methoden zu erfassen. KING (1984) maß die Basistemperatur der winterlichen Schneedecke (BTS-Methode) am Njulla- (Nuolja-) Berg (1169 m) in Höhenlagen zwischen 900 und 1050 m ü. M.. Die Ergebnisse deuten in der Mehrzahl auf das Fehlen von Permafrostboden. Dauerfrostboden scheint auf Verflachungen in rund 1000 m Höhe ü. M. nicht vorzukommen, ist nach KING aber in West- und Ostauslagen möglich. JECKEL (1988) bestätigt das Auftreten von Permafrostboden am Osthang des Berges in 880 m Höhe ü. M. anhand von Bodentemperaturmessungen und vermutet die Untergrenze des diskontinuierlichen alpinen Permafrostbodens in 800-850 m Höhe ü. M. Auf der Grundlage einer empirischen und statistischen Analyse, basierend auf der BTS-Methode und der GWR-Methode (Geographically Weighted Regression), entwerfen RIDEFELT, ETZELMÜLLER et al. (2008) ein recht differenziertes Modell der Permafrostverbreitung im Bergmassiv zwischen Katterjåkk und Abisko, wonach weit verbreiteter Gebirgspermafrost im Westen in Höhenlagen über 1000 m ü. M. und im Osten über 800 m ü. M. anzutreffen ist. Demnach ist diskontinuierlicher alpiner Permafrostboden in den nordwestlichen Abisko-Bergen weit verbreitet und umfasst wesentlich größere Gebiete als die Gletscher (ca. 30 % der Landoberfläche). Eine Übersichtskarte zur Permafrostwahrscheinlichkeit (vgl. Abb. 11) zeigt die größte Wahrscheinlichkeit im Westteil des Gebietes in Höhenlagen über 1300 m ü. M.. Im Ostteil ist Permafrostboden an Nordost- und Nordhängen über 850 m ü. M., an Westhängen über 1000 m ü. M. sowie an Südhängen über 1100 m ü. M. mit großer Wahrscheinlichkeit vorhanden. Nach Ausweis der Karte sind vor allem die 1500-1600 m ü. M. aufragenden Berge Vuoitasrita, Kårsatjåkka und Vassitjåkka im Westen des Gebietes in Höhenlagen über 1300 m ü. M. weithin von Permafrost durchsetzt. Ähnliches gilt für die Gipfellagen der rund 1400 m hohen Berge Kärketjårro, Piran, Kuoblatjårro und Latnjatjåkka zwischen den Tälern Kärkevagge und Latnjavagge sowie die Berge Laktatjåkka, Pajep Kåppatjåkka sowie Latnjatjårro an den Oberläufen von Rakkasjåkka und Kåppasjåkka. Weiter östlich zeigen nur die Gip-

felbereiche der Berge Njulla und Slättatjåkka (1100-1200 m) eine große Permafrostwahrscheinlichkeit. Unterhalb der genannten Gipfellagen ist die Permafrostwahrscheinlichkeit dem Modell zufolge geringer; mit Sicherheit permafrostfrei sind offenbar nur die Talböden der großen Trogtäler Vassivagge, Kärkevagge, Låktavagge und Kårsavagge, das untere Käppasvage-Tal sowie die mittleren Lagen (bis 800 m ü. M.) des Berglandes zwischen Björkliden und Kopparåsen.

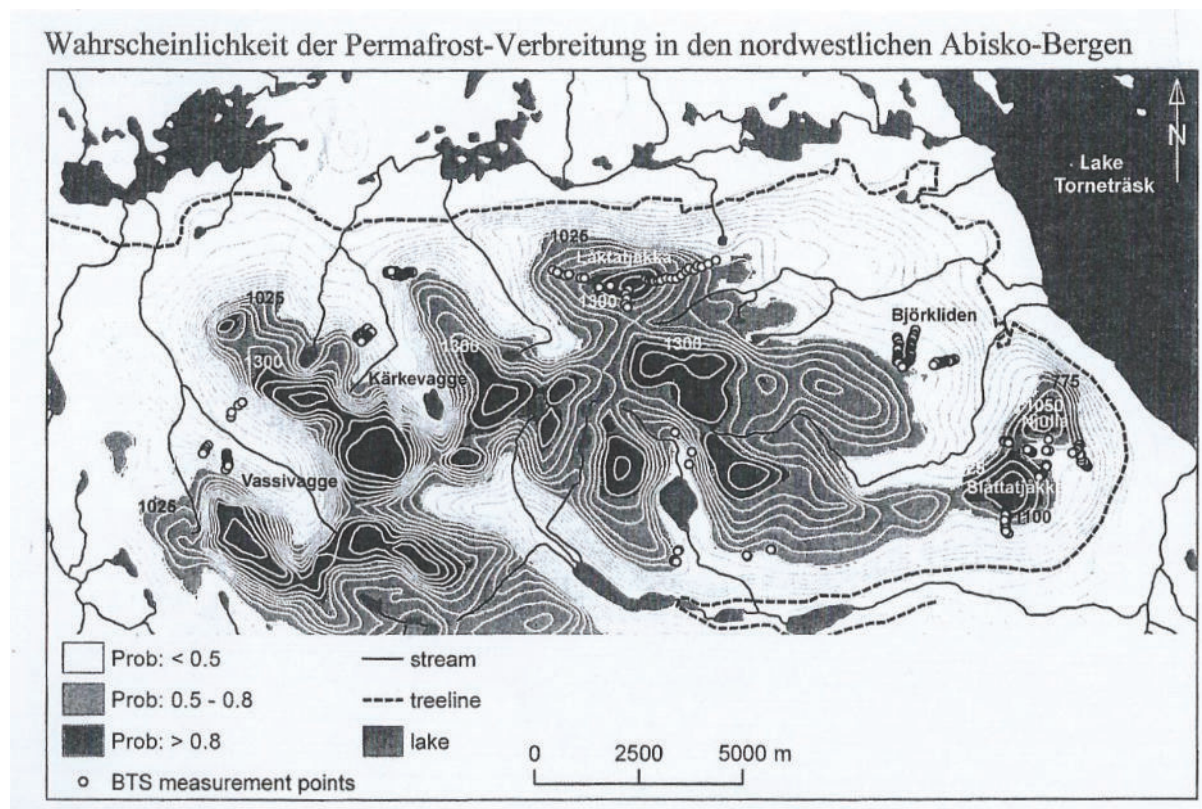


Abb. 11: Wahrscheinlichkeit der Permafrost-Verbreitung in den nordwestlichen Abisko-Bergen (aus RIDEFELT, ETZELMÜLLER, BOELHOUWERS & JONASSON 2008)

In den südöstlichen Abisko-Bergen hat KNEISEL (2006, 2010a, 2010b) versucht, die Permafrostverbreitung im Pallenvagge-Tal mit Hilfe der BTS-Methode, Bodentemperaturmessungen sowie geophysikalischen Methoden (multiple 2-dimensionale elektrische Widerstandsmessungen) zu erfassen, um die Signifikanz des Dauerfrostbodens für die periglaziäre Morphodynamik zu erhellen. Danach ist Permafrostboden in Hochlagen über 1200 m ü. M. weit verbreitet und hat die Entwicklung von Gelisolifluktionsloben und -terrassen sowie Strukturbodenformen maßgeblich begünstigt (vgl. Foto 9). Als typische Permafrostindikatoren sind Eiskernmoränen sowie eventuell ein „Offener-System“-Pingo im Moränenvorfeld anzutreffen. Ob es sich bei der Hügelform tatsächlich um einen Pingo handelt, ist noch zu klären. Der mächtige Eiskern und die Lagebedingungen des Hügels (Hangfußlage mit Wasserzuzug) deuten auf eine Pingo-Genese. Talabwärts schließt sich nach KNEISEL in Höhenlagen von 1100-1200 m ü. M. ein Übergangsbereich an, dessen Morphodynamik mit Permafrost und saisonalem Frost in Beziehung steht, und in dem sowohl aktive als auch inaktive periglaziäre Formen anzutreffen sind. Die Morphodynamik in noch geringeren Höhenlagen ist nicht an das Vorkommen von Permafrost im Untergrund geknüpft, obwohl morphologische Indikatoren für die ehemalige Existenz von Permafrostboden vorhanden sind. Nach KNEISEL ist die Permafrostverbreitung im Pallenvagge-Tal heterogen und steht in Beziehung zur Verbreitung und Dauer der Schneedecke, den oberflächennahen Substraten sowie den lokalen hydrologischen Gegebenheiten.



Foto 9: Steinpolygonnetz an der Oberfläche eines autochthonen Blockfeldes auf dem flachen Col (1440 m) ca. 1 km südlich des Pallentjåkka-Gipfels. Die Lokalität ist langfristig schneebedeckt und von Permafrost unterlagert. Die flechtenarmen Grobkomponenten sind stellenweise kantengestellt. 30.8.2013

2.5. Vegetation

Die klimatischen Verhältnisse in den Abisko-Bergen, geprägt durch die Lage rund 200 km nördlich des Polarkreises, die orographischen und hypsometrischen Gegebenheiten (Vertikalerstreckung von bis zu 1450 m zwischen dem Wasserspiegel des Torneträsk und den höchsten Gipfeln) sowie die in östlicher Richtung zunehmende thermische und hygri-sche Kontinentalität spiegeln sich deutlich in der Vegetation wider, wobei die altitudinale Gliederung in verschiedene Höhenstufen, basierend auf dem höhenwärts zunehmenden Wärmemangel, am auffälligsten in Erscheinung tritt. Kleinräumig führen die standörtlichen klimatischen, edaphisch-hydrologischen und geomorphologischen (Hangneigung, Exposition) Bedingungen zu einer vielschichtigen Differenzierung des Pflanzenkleides. An die Birkenwaldstufe der Tieflagen schließen sich oberhalb der Waldgrenze die untermalpine, mittelmalpine und hochalpine Vegetationsstufe an. Die Waldgrenze verläuft im steilhängigen Relief zumeist scharf und linienhaft, ist auf flacheren Hängen hingegen stärker aufgelöst, wobei der geschlossene Birkenwald in Abhängigkeit von den wechselnden Standortfaktoren unterschiedlich weit höhenwärts vordringt und stellenweise in kleinere Baumgruppen und -inseln übergeht.

Die Verbreitung des von *Betula pubescens* ssp. *tortuosa* (Moorbirke) gebildeten Birkenwaldes konzentriert sich auf das breite Abisko-Tal, die Ausmündung des Pässisvage-Tals in den Torneträsk-See, das Tiefland am Ufer des Torneträsk und im Bereich der westlich angrenzenden Seenplatte sowie die Unterhänge am Nordrand der Abisko-Berge (vgl. Abb. 12). Darüber hinaus existieren größere zusammenhängende Birkenwälder in der Umgebung des Abiskojaure-Sees, an den Unterläufen von Kårsajåkka, Nissunjåkka, Siellajåkka und Kamajåkka sowie an der Einmündung von Kalkasjåkka und Aliseatnu in den Rautasjaure-See. Die Waldgrenze verläuft, je nach Exposition, in Höhenlagen zwischen 500 m und 700 m ü. M., wobei die höchste Position in Süd-Auslagen zu beobachten ist. In flechtenreichen, stellenweise auch in moosreichen Wäldern dominiert die polykorme (vielstämmige) Wuchsform der Moorbirke. Die Birkenwälder auf den blockreichen Grundmoränenablagerungen im Abisko-Tal, am Ufer des Torneträsk und im nördlichen flachwelligen, seenreichen Vorland der Abisko-Berge sind zumeist licht. In der Strauchschicht finden sich *Betula nana* (Zwergbirke) und *Juniperus communis* (Gemeiner Wacholder). Die Krautschicht wird von *Empetrum nigrum* ssp. *hermaphroditum* (Zwittrige Krähenbeere), *Vaccinium vitis idaea* (Preiselbeere) und, an feuchteren Plätzen infolge längerer Schneebedeckung, *Vaccinium myrtillus* (Heidelbeere) gebildet. Am stärker maritim getönten Nordrand des Arbeitsgebietes zwischen Tornehamn und Katterjåkk nimmt der Anteil monokormer (einstämmiger) Birken zu, und *Cornus suecica* (Schwedischer Hartriegel) tritt in der Krautschicht auf. Mit zunehmendem Feuchte- und Nährstoffgehalt verändert sich die Zusammensetzung und Artenvielfalt des Unterwuchses. An den feuchten, kalkhaltigen Hängen des Njulla-Berges ist der Birkenwald hochstämmiger und dichter. In der Krautschicht finden sich *Trollius europaeus* (Trollblume) und *Geranium silvaticum* (Waldstorchschnabel) als Hauptbestandteil des Hochstauden-Birkenwaldes. Am Osthang des Slättatjåkka-Berges existiert inselhaft innerhalb des Birkenwaldes ein größerer Baumbestand aus *Populus tremula* (Zitterpappel).

Ferner finden sich im unteren Abisko-Tal als Besonderheit kleinere Bestände aus *Pinus sylvestris* (Waldkiefer), u. a. auf Moränenhügeln in der ehemaligen Toteislandschaft an den Njakajaure-Seen sowie auf den glazifluvialen Terrassen an der Einmündung des Kårsajäkka-Baches in den Abiskojäkka-Fluß. Sie repräsentieren, begünstigt durch die lokalklimatischen Verhältnisse im Abisko-Tal, einen der nordwestlichsten Außenposten des borealen Nadelwaldgürtels. Viele der Bäume sind alt und überragen den umgebenden, niedrigeren Birkenwald. In den Birkenwald eingestreut sind größere und kleinere Moorflächen. Die größten und unter dem Aspekt der kaltklimatischen Landschaftsformung interessantesten Moore befinden sich am Fuße der südöstlichen Abisko-Berge in Ufernähe des Torneträsk-Sees zwischen Abisko und Vuoskojaure beidseits der E10. Die nördlich der E10 gelegenen Moore sind Teil des „Naturreservats Stordalen“. Sie enthalten Permafrostboden in Gestalt von flachen, plateauartigen Palsahügeln, deren Auftauverhalten von ÅKERMAN & JOHANSSON (2008), JOHANSSON, ÅKERMAN, JONASSON et al. (2008) und JOHANSSON, ÅKERMAN, KEUPER et al. (2011) untersucht worden ist. Kennzeichnend ist eine Zunahme der saisonalen Auftautiefen und ein Abtauen des Permafrostbodens von der Basis her bei einigen Palsas im Laufe der letzten drei Jahrzehnte. Die Moore in größerer Höhenlage und nahe der Waldgrenze sind kleiner, können bei hinreichender Torfmächtigkeit aber ebenfalls Permafrostboden enthalten, wie z. B. das kleine Moor am Fuße des „Opferplatz“-Berges Pajep Paddustievva sowie die Moore beidseits des Alisatnu-Flusses östlich des Bieggaluoppal-Sees und an der Einmündung des Vierrojäkka-Baches. Häufiger als Palsamoore sind permafrostfreie Hangmoore, deren Torfmächtigkeiten geringer sind.

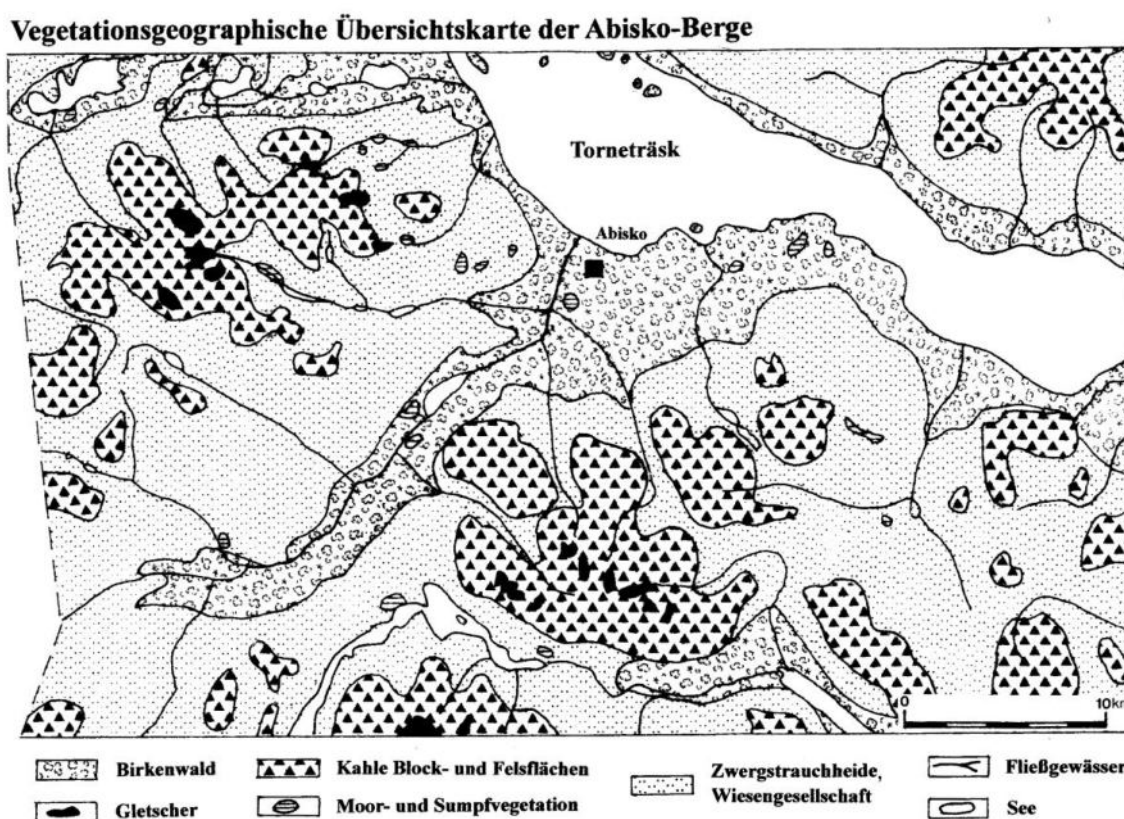


Abb. 12: Vegetationsgeographische Übersichtskarte der Abisko-Berge

Der Übergang von der Birkenwaldstufe in die unteralpine Vegetationsstufe vollzieht sich auf flachen bis mittelsteilen, feuchten Hängen oftmals über einen Gürtel aus dichtem *Salix*- (Weiden-) Gebüsch. Dieser Gürtel kann im flachen Terrain eine Breite von mehreren hundert Metern erreichen. Die Höhenerstreckung im stärker geneigten Gelände beträgt 50-100 m. Das Gebüsch ist stellenweise sehr dicht, bis zu 1,8 m hoch und vom Wanderer schwer zu durchdringen. Großflächige Beispiele für diesen Vegetationstyp finden sich u. a. an den Unterhängen des Låktatjäkka-Berges nahe Kopparäsen, am Nordosthang des Njulla zwischen

Björkliden und Abisko, im unteren Kårsavagge-Tal östlich des unteren Kårsavaggejaure-Sees, an der Ausmündung des Pallenvagge zwischen Kierovarati und Tältlägret, am Siellajåkka-Bachlauf zwischen den Bergen Giron und Garddenvarri sowie an den SO-exponierten Unterhängen des Pakkapahutjåkka-Berges an den Unterläufen von Aliseatnu und Kålkasjåkka nahe der Mündungen in den Rautasjaure. Das Weidengebüsch ist typisch für die unteralpine Stufe, insbesondere auf kalkreichen, basischen, feuchten Böden mit oberflächlich abfließendem Wasser. Auf solchen Hängen können *Salix glauca* (Schneeweide), *Salix lanata* (Wollige Weide), *Salix lapponum* (Lappländische Weide) und *Salix phylicifolia* (Zweifarbige Weide) das Landschaftsbild prägen. Die Verbreitung der *Salix*- (Weiden-) Arten findet mit Ausnahme von *Salix polaris* (Polarweide) und *Salix herbacea* (Krautweide) hier ihre Obergrenze. Dies gilt auch für Wiesen- und Hochstaudengesellschaften, während *Betula nana* (Zwergbirke) auch noch in der mittelialpinen Vegetationsstufe vorkommt. Auf kalkreichen Gesteinen, insbesondere Kalkstein, Dolomit und kalkreichen Schiefen sind häufig *Dryas*-Heiden aus *Dryas octopetala* (Achtblättrige Silberwurz) anzutreffen, in denen u. a. *Cassiope tetragona* (Kantenheide), *Oxytropis lapponica* (Lappländischer Spitzkiel) und *Rhododendron lapponicum* (Lappländische Alpenrose) auftreten. Die Vegetation der mittelialpinen Vegetationsstufe besteht aus Grasheiden und Schneetälchen-Gesellschaften. Zwergsträucher wie *Vaccinium myrtillus* (Heidelbeere), *Vaccinium uliginosum* (Rauschbeere) und *Empetrum nigrum* ssp. *hermaphroditum* (Zwittrige Krähenbeere) finden sich nur noch sporadisch. Dagegen bilden Moose und Flechten einen wichtigen Bestandteil der Vegetation. In den Grasheiden dominieren *Carex bigelowii* (Starre Segge), *Festuca ovina* (Schaf-Schwingel) und *Juncus trifidus* (Dreispartige Binse); im wasserüberrieselten Gelände wachsen vor allem Kräuter der Gattungen *Cerastium* (Hornkraut), *Ranunculus* (Hahnenfuß) und *Saxifraga* (Steinbrech). In der hochalpinen Stufe fehlt eine zusammenhängende Vegetationsdecke. Die Landoberfläche wird von Blockfeldern und Felsflächen gebildet. Die wenigen Gefäßpflanzen wachsen verstreut, vorzugsweise auf Feinmaterialanreicherungen in wind- und kältgeschützter Lage. Wo Vegetation vorhanden ist, handelt es sich um Schneetälchen-Gesellschaften. Moose und Flechten sind weit verbreitet. Die meisten Gefäßpflanzen zählen zur Gattung *Saxifraga* (Steinbrech). *Ranunculus glacialis* (Gletscher-Hahnenfuß) wächst selbst in den höchsten Lagen der Abisko-Berge, die nur kurzzeitig schneefrei sind.

2.6. Böden

In Abhängigkeit von der Art und Dichte der Vegetationsbedeckung der Standorte sowie zahlreichen weiteren lokalen, oft kleinräumig wechselnden Faktoren, wie z. B. den Böschungsverhältnissen und der Exposition, den Eigenschaften der Festgesteine oder Lockersedimente, deren Körnung und Nährstoffgehalt, den Feuchteverhältnissen sowie der zur Bodenbildung zur Verfügung stehenden Zeit, haben sich in den Abisko-Bergen eine Reihe unterschiedlicher Bodentypen entwickelt, die in verschiedenen Subtypen und Varianten auftreten und bisweilen zu anderen Bodentypen überleiten. Unter Birkenwald dominieren Podsole als der zonale Bodentyp der nordborealen Vegetationszone, die als Eisenpodsole, Eisenhumuspodsole und Humuspodsole entwickelt sind. Eisen- und Eisenhumuspodsole scheinen zu dominieren; typische Humuspodsole wurden nur vereinzelt im hochstämmigen Birkenwald nahe der Eisenbahnlinie Kiruna – Narvik angetroffen. Eine eindeutige Unterscheidung der Subtypen ist jedoch mitunter problematisch (vgl. MEIER 2020). Ein auffälliges Merkmal der Vollpodsole (Ae- und Bs / Bsh / Bh-Horizonte zusammen >30 cm mächtig) ist eine relativ mächtige organische Auflage als Folge der langsamen Humifizierung und Mineralisierung der Pflanzenbestandteile, bedingt durch die strengen klimatischen Verhältnisse, insbesondere den langen kalten Winter mit Temperaturen bis weit unter den Gefrierpunkt. Beträgt die Mächtigkeit der beiden Horizonte 15-30 cm, handelt es sich um Nanopodsole (Zwergpodsole), bei geringerer Mächtigkeit um Podsol-Regosole. Außer Podsolen und ihren Subtypen existieren in den Abisko-Bergen Übergänge zu anderen Bodentypen, wie z. B. Gleyen. Gley-Böden haben sich vor allem entlang von Fließgewässern und an Seeufern unter dem Einfluß des sich periodisch ändernden Wasserspiegels gebildet. Wo eine wasserstauende Schicht im Untergrund (z. B. dichter Fels, tonig-schluffige Moräne oder Eisstausee-Sedimente, Permafrostboden) von wassergesättigtem Mineralboden überlagert wird, haben sich Pseudogley-Profile entwickelt. An den Hängen des Abisko-Tales und den Berghängen am Nord- und Nordostrand der Abisko-Berge dominieren zwar Podsole, doch sind auch Kolluvisole und Ranker anzutreffen. Kolluvisole kennzeichnen vor allem die mittelsteilen, durch Massenbewegungen geprägten unteren Berghänge entlang der Eisenbahnlinie

Kiruna – Narvik. Obwohl Permafrostboden in den Abisko-Bergen auch abseits der Palsamoore in mineralischen Lockersedimenten vorkommt, wurden keine an die Verbreitung von Dauerfrostboden geknüpften Bodentypen (Gelisole) abseits der Moore beobachtet, was sich am ehesten mit der erheblichen Mächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht an solchen Permafrostlokalitäten erklären läßt, die Grabungsbefunden zufolge mindestens 120 cm beträgt (tonig-schluffige Sedimente). Ein auffälliges Merkmal vieler Podsolprofile sind frostdynamisch (kryoturbar) deformierte Substratlagen nahe der Bodenoberfläche, insbesondere in frostempfindlichen, feinkörnigen Lockersedimenten an stärker wind- und kälteexponierten Standorten. Moorböden haben sich vornehmlich in den zahlreichen abflusslosen Hohlformen im eisüberschliffenen Kristallinrelief vor dem Glintrand (Tiefland am Torneträsk und westlich davon) und in den Mulden der kuppigen Grundmoräne (ehemalige Toteislandschaften) entwickelt, sind aber auch in Torfablagerungen auf glazifluvialen Terrassen und Deltas (z. B. inneres Kårsavagge-Tal) und auf Eisstausee-Terrassen (z. B. Ausmündung des Pallenvagge) zu finden. Die Torfmächtigkeiten sind im Tiefland aufgrund der wärmeren Sommer, der üppigeren Vegetation und der daraus resultierenden höheren Biomasseproduktion größer als in den höheren Lagen. Wo die Torfablagerungen bei einer Mindestmächtigkeit von ca. 30 cm wenigstens 30 % organische Substanz enthalten, handelt es sich um Moorböden, bei einer geringeren Torfmächtigkeit und einem Humusgehalt von 15-30 % um Anmoorböden.

Oberhalb der Birkenwaldgrenze nehmen sowohl die Vielfalt der Bodentypen als auch die Mächtigkeit der Bodenhorizonte infolge der verschärften klimatischen Rahmenbedingungen und der damit einhergehenden Reduzierung und Auflösung der Vegetationsbedeckung des Bodens ab. Die Mächtigkeit der weithin vorherrschenden Podsolvarianten verringert sich im Vergleich zu den mit einer dichten Waldvegetation (Hochstauden- / *Myrtillus*-Birkenwald) bestandenen Arealen. An die Stelle der Vollpodsole treten Nanopodsole. Deren Verbreitung konzentriert sich in den Tieflagen vor allem auf wind- und kälteexponierte Moränenkuppen und Terrassenränder sowie trockene flechtenreiche *Empetrum*-Birkenwälder. Der altitudinale Wechsel von Voll- zu Nanopodsolen vollzieht sich nicht abrupt an der Waldgrenze, sondern in einem breiten Gürtel, wobei Vollpodsole vereinzelt auch weit oberhalb oder in größerer Entfernung von der aktuellen Waldgrenze anzutreffen sind. Dies überrascht nicht, da die Lage der Wald- und Baumgrenze im Postglazial nicht konstant war, sondern offenbar erheblichen Verschiebungen unterworfen war. Darauf deuten u. a. Funde von Holzresten von *Betula pubescens* ssp. *tortuosa* (Moorbirke) und *Pinus sylvestris* (Waldkiefer) in Höhenlagen von rund 1000 m ü. M. – weit oberhalb des gegenwärtigen Verbreitungsgebietes der beiden Baumarten in den Abisko-Bergen (vgl. u. a. KULLMAN 1999, ÖBERG & KULLMAN 2011).

3. Kryogene Formen, Ablagerungen und Prozesse

Im subarktischen Kaltlima der Abisko-Berge sind als kryogene, d. h. morphogenetisch an die Existenz von Boden- oder Oberflächeneis geknüpfte Erscheinungen, glaziäre und periglaziäre Formen und Ablagerungen entwickelt. Das glaziäre Formeninventar wurde teils im Spätglazial von den zurück schmelzenden weichseleiszeitlichen Gletschern, teils von den holozänen Gletschern gebildet. Die spätglazialen Formen und Sedimente sind im Arbeitsgebiet aufgrund der flächendeckenden Inlandeisbedeckung besonders weiträumig verbreitet, während der aus jüngeren Vergletscherungen resultierende Formenschatz mit wenigen Ausnahmen auf die (Trog-) Täler und Karmulden beschränkt bleibt. Die aktuellen Gletscher nehmen weniger als 1% der Gesamtfläche der Abisko-Berge ein. Ihr Umland repräsentiert einen „periglaziären Raum“ im ursprünglichen, klassischen Sinne. Legt man eine moderne Definition des Periglaziär-Begriffes zugrunde, muß das gesamte Arbeitsgebiet als Periglaziärraum aufgefasst werden, da typische Frostbodenformen und Ablagerungen des geböschten Geländes (z. B. Gelisolifluktuationsformen) und des horizontalen oder nahezu ebenen Geländes (z. B. Textur- und Strukturböden) in aktivem Zustand in weiter Verbreitung vorkommen (vgl. KARTE 1979). Selbst die klimatisch begünstigten, stellenweise mit dichtem, retardierendem Birkenwald bestandenen Tieflagen am Fuße der Abisko-Berge (Toroträsk-Ufer) müssen dazu gezählt werden, da die darin gelegenen Palsamoore mit ihren Permafrostvorkommen auf keinen Fall aus dem Periglaziärbereich ausgegrenzt werden dürfen, da Gebiete mit Permafrostboden als ein wichtiger integraler Bestandteil des periglaziären Raumes gelten (vgl. u. a. KARTE 1979, WASHBURN 1979, FRENCH 2007, BALLANTYNE 2018, HARRIS, BROUCHKOV & GUODONG 2018). In der vorliegenden Studie wird außer den Periglaziärererscheinungen im Arbeitsgebiet nur der glaziäre Formenschatz im Umkreis der rezenten Gletscher vorgestellt. Auf eine ausführliche Darlegung der glaziären Formen und Ablagerungen im gesamten weiträumigen Gebiet wird ebenso wie auf eine Charakteristik der Eisverhältnisse auf den Flüssen und Seen aus Platzgründen verzichtet. Hinsichtlich der Verbreitung und Morphogenese der einzelnen, im Weichsel-Spätglazial gebildeten glaziären Formen und Ablagerungen in den weiträumigen Abisko-Bergen sei auf die ausführliche Studie von HOLDAR (1957) sowie die geomorphologische Übersichtskarte von MELANDER (1977) verwiesen.

3.1. Periglaziäre Formen, Ablagerungen und Prozesse

Der Periglaziär-Begriff wird in der vorliegenden Arbeit verwendet für alle Bereiche abseits der rezenten Gletscher und des von Gletschern erzeugten glaziären Formenschatzes, die einem geomorphologisch sehr wirksamen Frostklima unterliegen, für die in diesem Bereich herrschenden Formungsvoraussetzungen, für die unter diesen Formungsbedingungen ablaufenden geomorphologischen Prozesse sowie die daraus resultierenden Oberflächenformen und Ablagerungen (vgl. u. a. KARTE 1979, MEIER 1996, 2017, 2020). Bei der Abgrenzung des periglaziären Formenschatzes lassen sich „periglaziäre Formen im engeren Sinne“ und „periglaziäre Formen im weiteren Sinne“ unterscheiden. Zu den „periglaziären Formen i. e. S.“ zählen alle diejenigen Formen, die durch langsame Bodenbewegungen unter maßgeblicher Beteiligung frostdynamischer Prozesse wie Gefrier-, Regelations- und Auftauvorgängen an der Bodenoberfläche oder im oberflächennahen Substrat entstehen. Rechnet man auch diejenigen Formen hinzu, die im periglaziären Milieu von den darin wirksamen Agentien geschaffen werden, d.h. unter dem Einfluß von Verwitterung und Schwerkraft, fließendem Wasser, Wind oder Schnee entstehen mit Ausnahme der glaziären Formen, so kann man von „periglaziären Formen i. w. S.“ sprechen. Im vorliegenden Guide wird der Periglaziär-Begriff relativ weit ausgelegt, da sich der Anteil frostdynamischer Vorgänge an der Morphogenese verschiedener Formen und Ablagerungen nicht exakt feststellen und quantifizieren läßt. Die gilt in besonderem Maße für die Blockfelder der Hochlagen, die das Landschaftsbild weithin prägen, deren exakte Morphogenese und Altersstellung aber noch sehr kontrovers diskutiert wird (vgl. u. a. GOODFELLOW, FREDIN, DERRON & STROEVEN 2008, GOODFELLOW, STROEVEN, HÄTTESTRAND, KLEMAN & JANSSON 2008, Zusammenfassung in MEIER 2020).

3.1.1. Verwitterungsprodukte

Im Kaltklima der Periglaziärräume dominiert die mechanische Verwitterung in Gestalt der Frostverwitterung, obwohl auch chemische und biologische Verwitterungsprozesse stattfinden können. Die Bedeutung der chemischen Verwitterung wurde lange Zeit unterschätzt oder gar negiert. Jüngere einschlägige Studien, u. a. in den Tälern Kärkevage (vgl. u. a. DARMODY, THORN & ALLEN 2005, DARMODY, THORN & DIXON 2008, DIXON, THORN & DARMODY 2008, THORN, DARMODY & DIXON 2011) und Latnjavagge (vgl. u. a. BEYLICH 2005, 2008, 2011), belegen jedoch chemische Verwitterungs- und Denuationsvorgänge. Für die Frostverwitterung dienen Schwächezonen im Fels, wie Schichtgrenzen, Inhomogenitäten, Kristallgrenzen und Haarrisse als Leitlinien. Die resultierenden Formen und Verwitterungsprodukte – zergliederte Felsoberflächen, scharfkantiger Frostschutt, kryoklastisch zerlegte Einzelblöcke sowie Kernsprünge – gelten als konstituierendes Merkmal des periglaziären Formeninventars. Die kryoklastische Gesteinszerlegung erfolgt oft zweiphasig: Zunächst werden die Hauptfugensysteme angegriffen und erweitert, so dass das Gestein in grobe Platten und Quader mit glatten und regelmäßigen Begrenzungsflächen zerfällt. Anschließend werden die Blöcke weiter zerlegt: Fein geschichtete oder schiefrige Gesteine zerfallen in Fragmente mit zwei gegenüber liegenden relativ glatten Flächen, während massige und bankige Gesteine häufig unregelmäßige oder quaderförmige Bruchstücke bilden. Die größte Wirksamkeit erreicht die kryoklastische Verwitterung in der Umgebung langfristiger Schneeflecken. Dort sorgt das freigesetzte Schmelzwasser für eine intensive Substratdurchfeuchtung, die die Frostverwitterung maßgeblich fördert (vgl. MEIER 1996). Aufgrund der weiträumigen Verbreitung und Dominanz von frostdynamisch gebildetem, scharfkantigem Detritus (Verwitterungsschutt) werden die entsprechenden, durch ein Kaltklima gekennzeichneten Gebiete der Erde traditionell als „Frostschuttstufe“ (Hochgebirge) und „Frostschuttzone“ (Polargebiete) bezeichnet. Die Produkte der Frostverwitterung treten im horizontalen bis mäßig geböschten Gelände flächenmäßig vornehmlich als autochthone Blockfelder, im Steilrelief vor allem als Sturzschutthalden und -kegel in Erscheinung.

3.1.2. Blockfelder

Autochthone Blockfelder sind grobkörnige, blockige Gesteinsdecken, die durch in situ-Verwitterung der lokal anstehenden Festgesteine entstanden sind. In ehemals vergletscherten Gebieten kennzeichnen sie Landoberflächen, die nur unwesentlich durch glaziäre Prozesse überprägt worden sind, entweder weil sie in Gestalt von Nunatakkern die umgebende Eisoberfläche überragten oder weil sie durch eine nicht erosive Eisbedeckung vor der Abtragung geschützt waren. Obwohl sie traditionell als Erscheinung des Periglaziärraumes gelten, können sie auch in wüstenartigen Landschaften vorkommen (vgl. BOELHOUVERS 2004). Die Genese und Altersstellung der skandinavischen Blockfelder wurde in den letzten hundert Jahren sehr heftig und kontrovers diskutiert (vgl. u. a. Zusammenfassung in MEIER 2020). Manche Autoren vermuten eine frühholozäne Entstehung durch Frostverwitterung (Macrogelivation) in einem strengen Kaltklima, eventuell mit geringfügiger Weiterentwicklung bis in die Gegenwart (vgl. u. a. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984). Die große Mächtigkeit der meisten Blockfelder, die fortgeschrittene vertikale Differenzierung vieler Blockfelder, insbesondere auf der nordnorwegischen Varanger-Halbinsel in einen hangenden Blockhorizont und einen liegenden Feinmaterialhorizont (vgl. MEIER 1996, 2020), sowie der dichte Flechtenbewuchs der Steine und Blöcke abseits der langfristigen Schneeflecken deuten auf ein hohes Alter der Blockfelder. In die gleiche Richtung weisen die geringen postglazialen Verwitterungsraten der Gesteine in den entsprechenden Periglaziärräumen (vgl. ANDRÉ 1995, 1996, 2002).

Seit den 1990er Jahren gibt es Belege, dass Blockfelder eine Gletscher- und sogar Inlandeisbedeckung nahezu unversehrt überdauern können. Dazu zählen vor allem Erratika und Moränen, die von den pleistozänen Gletschern auf präexistierenden Blockfeldern abgelagert worden sind (vgl. RAPP 1996a, CLARHÄLL & KLEMAN 1999, EBERT & KLEMAN 2004). Grundlage für das Überdauern von Blockfeldern und anderen Reliefelementen (z. B. Felsburgen, Kryoplanationsterrassen, Kerbtälern) unter einer Gletscher- oder Inlandeisbedeckung ist ein Permafrostmilieu, in dem das Eis am Untergrund angefroren ist („Konzept der kalten Gletschersohle“, „cold-based“ / „dry-based ice“ theory nach RAPP 1992, 1996a). Das unterste, „kalte“, am Permafrost-Untergrund angefrorene Gletschereis ist im Unterschied zu den oberen, „warmen“

Eisschichten immobil und daher nicht erosiv (vgl. Abb. 13). Englaziär in den oberen Schichten des Gletschers oder auf dem Gletscher mitgeführtes Moränenmaterial, das in Bereichen mit „warmer“, feuchter Gletschersohle durch Glaziärerrosion am nicht gefrorenen Untergrund entstanden ist, wird beim Schmelzen des Gletschereises in der ansonsten unveränderten Landschaft abgelagert. Die Landschaft ist somit zwar vergletschert gewesen, zeigt aber keine oder nur sehr wenige Spuren von Glaziärerrosion, während kleinere Mengen von weit transportiertem Fremdmaterial in Gestalt von erratischen Blöcken oder Hügeln aus Ablationsmoräne, durchaus vorhanden sein können (Beispiel Varanger-Halbinsel, vgl. EBERT & KLEMAN 2004, MEIER 2020). Das Konzept der kalten, nicht erosiven Gletschersohle verlängert den potenziellen Bildungszeitraum für die Blockfelder bis weit in die Vergangenheit, wobei für die Anlage sowohl eisfreie pleistozäne Interglaziale und Stadiale als auch das wärmere Tertiär infrage kommen. Dabei ist sogar eine Anlage unter warmklimatischen Verhältnissen und Weiterbildung unter kalten periglaziären Verhältnissen denkbar. Zugleich steht ein viel längerer Bildungszeitraum als im erdgeschichtlich relativ kurzen Holozän (rund 10 000 Jahre) zur Verfügung. Der Feinmaterialgehalt vieler Blockfelder, insbesondere der mitunter mehrere Meter mächtige Feinmaterialhorizont unter der oberflächlichen Blockdecke (Varanger-Halbinsel), ließe sich auf chemische Verwitterungsvorgänge im wärmeren Tertiärklima zurückführen, ebenso die Anlage von Spalten im Ausgangsgestein. Die Spalten könnten anschließend im Laufe des Quartärs von der Frostverwitterung genutzt und vergrößert worden sein, wobei die resultierenden Steine und Blöcke frostdynamisch angehoben und an der Landoberfläche in Gestalt einer Grobmaterialdecke angereichert wurden. Nach GOODFELLOW, FREDIN, DERRON & STROEVEN (2008) ist die tertiärzeitliche Verwitterung für die Blockfeld-Entwicklung von großer Bedeutung, da die Frostverwitterung präexistente Spalten voraussetzt (vgl. WHALLEY, REA & RAINEY 2004), die Spaltenbildung durch chemische Verwitterungsprozesse, die durch das im Quartär langfristig vorherrschende Kaltklima eingeschränkt waren, initiiert wird (vgl. FJELLANGER & NYSTUEN 2007) und offensichtlich in den aktuellen Periglaziärräumen keine Blockfeld-Bildung stattfindet (vgl. BOELHOUVERS 2004). In jüngerer Zeit wird in der einschlägigen Literatur eine Anlage der Blockfelder im Tertiär und Weiterbildung im Quartär favorisiert (vgl. u. a. REA, WHALLEY, RAINEY & GORDON 1996, WHALLEY, REA & RAINEY 2004, FJELLANGER, SÖRBEL, LINGE et al. 2006, MEIER 2020), obwohl einige Studien eine Blockfeld-Bildung im Quartär stützen, nach denen die Blockfelder ausschließlich das Ergebnis von Frostverwitterungsprozessen in einem Kaltklima darstellen, die unabhängig von tertiärzeitlichen chemischen Verwitterungsvorgängen ablaufen (vgl. u. a. BALLANTYNE 1998, 2010).

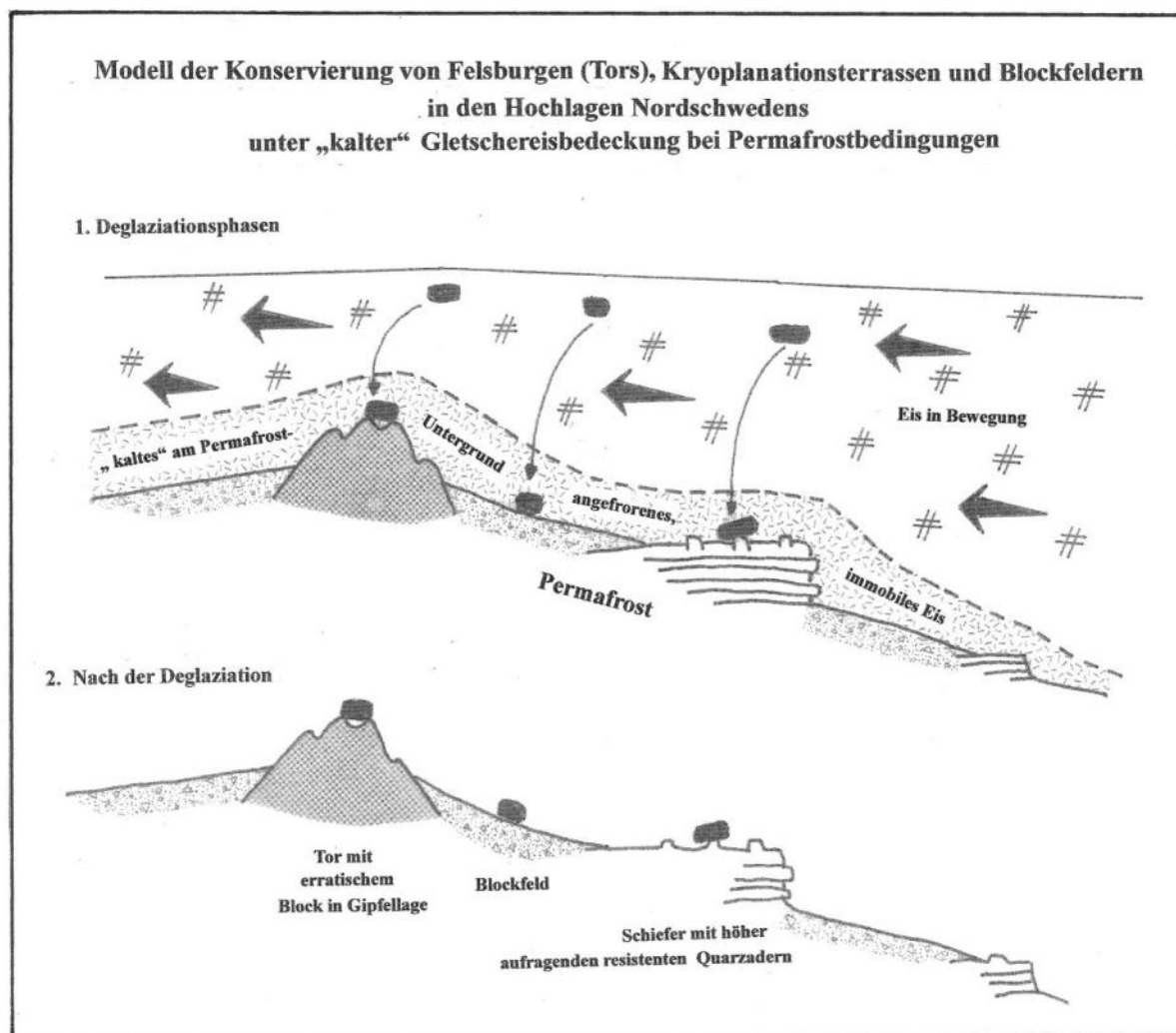


Abb. 13: Modell der Konservierung von Felsburgen (Tors), Kryoplanationsterrassen und Blockfeldern in den Hochlagen Nordschwedens unter „kalter“ Gletschereisbedeckung bei Permafrostbedingungen (nach RAPP 1992 und ANDRÉ 2004)

Die Verbreitung der autochthonen Blockfelder konzentriert sich auf die höchsten Lagen der Abisko-Berge. Es handelt sich dabei um flachwellige Hochflächen, die lokal von höheren Bergkuppen überragt werden. Die Blockfeld-Untergrenze verläuft in Abhängigkeit von den Eigenschaften der im Untergrund anstehenden Festgesteine und den Reliefverhältnissen in Höhenlagen von 1100-1200 m ü. M.. Blockfeldareale sind somit vorzugsweise in Gebieten anzutreffen, die mit großer Wahrscheinlichkeit von Permafrostboden unterlagert sind. Darauf deuten sowohl die Auswertung und Extrapolation des vorliegenden Klimadatenmaterials als auch die Messergebnisse von RIDEFELT, ETZELMÜLLER et al. (2008) im nordwestlichen Teil des Arbeitsgebietes. Ob es sich in den höchsten Gipfellagen um diskontinuierlichen oder kontinuierlichen alpinen Permafrost handelt, ist nicht bekannt. Alle Blockfeldvorkommen liegen im Bereich des Kaledonischen Deckenbaus (Seve- und Abisko-Decke), dessen Gesteine die höchsten Erhebungen im Gebiet bilden. In den Gesteinen des Fennoskandischen Schildes, die die unteren und mittleren Lagen am Torneträsk und im Bereich der Seenplatte sowie nahe der schwedisch-norwegischen Grenze kennzeichnen, wurden keine autochthonen Blockfelder beobachtet. Die nicht vegetationsbedeckten Geländepartien werden dort von eisüberschliffenen Felsflächen aus Kristallingesteinen, überwiegend Graniten und Gneisen, eingenommen, die bestenfalls eine dünne Blockstreu tragen. Dies läßt auf eine Abhängigkeit der Blockfeldentwicklung und -verbreitung von den petrographischen Merkmalen der Festgesteine und von der Höhenlage über dem Meeresspiegel schließen. Das Fehlen von Blockfeldern in den grobkristallinen Gesteinen des Fennoskandischen Schildes kann petrographisch bedingt sein, kann aber auch mit der Dynamik und den

thermischen Verhältnissen an der Sohle des pleistozänen Inlandeises im Zusammenhang stehen. Die Täler der Abisko-Berge und das Torne-Becken wurden während der pleistozänen Vereisungen von mächtigen Eisströmen eingenommen, die an ihrer Sohle erodierten und die Täler und Mulden tief ausschürften, wobei eventuell vorhandenes steinig-blockiges Verwitterungsmaterial entfernt wurde. Dagegen war die Eisdecke in den blockfeldbedeckten Hochlagen unter Permafrostbedingungen am Untergrund angefroren und nicht erosiv, so dass präglaziale Verwitterungsdecken und Blockfelder überdauern konnten. Wo die Hochlagen von Graniten und Gneisen gebildet werden, wie am äußersten Westrand des Arbeitsgebietes nahe der schwedisch-norwegischen Grenze, besteht das stärker gekammerte Relief aus einem Mosaik von glatten, eisüberschliffenen Felsflächen und unregelmäßig verteilten Blockanhäufungen in Schutzlagen (Mulden, Klufttäler). Größere Decken aus autochthonem Verwitterungsmaterial in Gestalt von typischen Blockfeldern wurden nicht beobachtet. Dies läßt vermuten, dass sich in den petrographisch unterschiedlichen Gesteinen bei gleichen klimatischen Rahmenbedingungen ein unterschiedliches geomorphologisches Formeninventar entwickelt hat.

Die Verbreitungsschwerpunkte der autochthonen Blockfelder im nordwestlichen Teil des Arbeitsgebietes befinden sich in den flachkuppigen Gipfellagen von Vassitjåkka (1590 m, 1461 m), Vuoitasrita (1588 m, 1457 m), Kårsatjåkka (1554 m), Piran (1406 m), Kärketjärro (1420 m), Kuoblatjärro (1378 m), Låktatjåkka (1408 m), Pajep Käppatjåkka (1412 m), Käppastjärro (1302 m), Latnjatjåkka (1393 m) und Latnjatjärro (1450 m). Im Gebiet dominieren Gesteine der Seve-Decke, vornehmlich Schiefer mit Kalkstein- und Dolomitbänken sowie granatführende Glimmerschiefer, die zu plattigen Bruchstücken zerfallen und auf den Hochflächen zahlreiche Blockfelder bilden. Die höchsten Gipfel bestehen aus „harten Schiefen“ (vgl. KULLING 1964), von ANDRÉ (1996) als „Quarzphyllite“ bezeichnet. Dieses graugrüne Gestein ist quarzreich, feinkörnig und dünnblättrig. Die hellen Lamellen enthalten vornehmlich Quarz und Albit, während die dunklen Lamellen hauptsächlich aus Chlorit, Biotit und Epidot bestehen. Das Gestein wird von Quarz-, Phyllit- und gelben Dolomitbändern durchzogen. Es zerfällt grobplattig, lokal auch zu größeren Quadern, die feinmaterialarme Gipfelblockfelder bilden. Im südöstlichen Teil des Arbeitsgebietes konzentriert sich die Verbreitung der autochthonen Blockfelder auf die Gipfellagen von Tjuonatjåkka (1561 m, 1495 m), Nissuntjärro (1747 m, 1647 m, 1637 m, 1449 m, 1372 m), Pallentjåkka (1737 m, 1630 m, 1523 m), Kålkastjåkka (1391 m), Pakkupahuktjåkka (1700 m), Kiellastjåkka (1803 m), Honka (1798 m), Pallenbogitjåkka (1668 m, 1661 m, 1645 m), Tjåmahus (1743 m, 1688 m), Giron (1551 m, 1543 m), Siellanjunni (1492 m, 1461 m), Adnetjärro (1744 m) und Siellatjåkka (1635 m). Die Berge bestehen aus quarzreichem, feinkörnigem, schwach gefaltetem und lokal schiefrigem Amphibolit. Er besteht aus Hornblende und Oligoklas mit dünnen Adern oder bis zu 5 cm mächtigen Quarzknollen. Die Klüftung ist durch Abstände von im Mittel 1 m gekennzeichnet (vgl. ANDRÉ 1996). Das Gestein zerfällt vornehmlich quaderförmig. Die Gipfelblockfelder sind auffallend feinmaterialarm. Festgesteinsausbisse sind in den Hochlagen nur selten anzutreffen. In den grobkörnigen Blockfeldern finden sich vereinzelt ferntransportierte kantengerundete Erratika aus unterschiedlichen Gesteinen, insbesondere Graniten und Gneisen. Ähnliches gilt für die Gipfelblockfelder im Nordwestteil des Arbeitsgebietes. In den dortigen Blockfeldern sind Festgesteinsausbisse wesentlich häufiger als in den südöstlichen Amphibolitbergen.

Erste Hinweise auf den inneren Bau und die Mächtigkeit der autochthonen Plateau- und Gipfelblockfelder liefern natürliche Aufschlüsse an den oberen Rändern von steilen Karrückwänden und Steinschlagtrichtern sowie Erosionsarisse an den Flanken von jüngeren Ravinen innerhalb der Blockfelder, die vornehmlich im steiler geböschten Gelände unterhalb von langfristigen Schneeflecken auftreten. Auffallend ist die Feinmaterialarmut sowohl an den Oberflächen als auch im Innern der Blockfelder. Es handelt sich um typische „Blockmeere“ im Sinne von SCHUNKE (1975). Allerdings kann ehemals in den Blockfeldkörpern vorhandenes Feinmaterial infolge der exponierten Lage der Aufschlüsse ausgespült worden sein. So ist grünes, braunes Verwitterungsmaterial unter und zwischen den Steinen und Blöcken stellenweise in Nestern vorhanden, während der Sandanteil gering ist und die Fraktionen Schluff und Ton bestenfalls auf Gesteinsoberflächen zu finden sind. Die Mächtigkeit der Blockfeldkörper (Vertikalabstand zwischen Blockfeld- und Festgesteinsoberfläche) läßt sich infolge des oftmals mehr oder weniger kontinuierlichen Überganges zwischen Verwitterungsschutt und anstehendem Festgestein nur angenähert bestimmen. Die scharfkantigen Steine und Blöcke liegen unmittelbar über dem zerbrochenen, zerrütteten Fels, der nur an wenigen Plätzen

unmittelbar an die Oberfläche tritt. Blockfeldmächtigkeiten von mehr als 2 m scheinen jedoch selten zu sein (Pallentjåkka-Nissuntjåkka-Gebiet).

Um den Aufbau der autochthonen Plateau- und Gipfelblockfelder in ungestörter Lage zu studieren, wurden Ende August 2013 in den amphibolitischen Blockfeldern von Pallentjåkka und Nissuntjärro per Hand 3 Grabungsprofile angelegt. Die Grabung auf dem Nissuntjärro-Plateau befindet sich nahe der Anhöhe 1449 m in einem aufgrund der windexponierten Kuppenlage relativ früh schneefreien Blockfeldabschnitt. Die Blockfeldoberfläche wird von scharfkantigen, quader- und plattenförmigen Steinen und Blöcken gebildet. Die Kantenlängen der unregelmäßig angeordneten Fragmente variieren zwischen 20 und 35 cm (Maximum: 50 cm). Das Material ist relativ dicht gepackt, die Zwischenräume zwischen den einzelnen Komponenten sind offen. Einige Platten an der rauhen Blockfeldoberfläche sind nahezu horizontal gelagert. Die meisten Platten sind schräg gestellt, teils einzeln, teils im Verband, ohne dass eine bestimmte Richtung deutlich bevorzugt wird. Die obersten Steine und Blöcke in der ca. 120 cm breiten Grabung ließen sich mit Hilfe einer Eisaxt relativ leicht entfernen. Tiefenwärts verringerten sich zwar die Abmessungen der Quader und Platten, doch erschwerte die dichte, unregelmäßige Anordnung des Grobmaterials die Grabungsarbeiten. Ab 50-60 cm Tiefe war eine zunehmende Tendenz der Kantenstellung mit angenähert senkrechter Anordnung festzustellen. Ab 75-80 cm Tiefe waren die Schuttbestandteile in klares Eis eingebettet. Mit Hilfe von Hammer und Meißel gelang es, die Eismatrix bis in ca. 85-90 cm Tiefe aufzubrechen und die Schuttpartikel heraus zu heben, doch verhinderte sich ansammelndes Schmelzwasser eine Fortführung der Grabungsarbeiten. Bei der Grabung wurde der im Untergrund anstehende, vermutlich an der Oberfläche zerbrochene Fels nicht erreicht. Es herrschte der Eindruck, dass nur der oberste Abschnitt des Blockfeldkörpers aufgeschlossen wurde, und dass das Festgestein erst in weit größerer Tiefe anstand. Berücksichtigt man die kurze Ausaperzeit an der Lokalität (ca. 2 Monate), den späten Zeitpunkt der Grabung und die thermischen Eigenschaften des spaltenreichen Schuttkörpers, ist zu vermuten, dass die Eisoberfläche die Lage der Permafrosttafel am Platze der Grabung markierte. Das Eis war auffallend rein und enthielt nur Feinmaterial der Sandfraktion. Es dürfte sich um gefrorenes Regen- und Schneeschmelzwasser handeln. Sondierungen im 30 m-Umkreis der Grabung deuten an, dass der beschriebene Bau des oberen Abschnitts des Blockfeldkörpers für die Kuppe repräsentativ ist (nächster perennierender Schneefleck weit entfernt).

Die Blockfeld-Grabungen am Pallentjåkka wurden auf einem schwach geböschten Hang (ca. 1500 m ü. M.) auf halber Strecke zwischen dem Berggipfel 1737 m und der nordwestlich davon gelegenen Anhöhe 1523 m sowie in Sattellage (ca. 1410 m ü. M.) zwischen dem Pallentjåkka-Gipfel und der Anhöhe 1630 m durchgeführt. Beide Lokalitäten sind 6-8 Wochen im Jahr schneefrei, befinden sich aber in der Nähe einiger hangaufwärts gelegener perennierender Schneefelder, so dass während der sommerlichen Schneeschmelze mit Wasserzuzug zu rechnen ist. Das in Hanglage (ca. 8° Neigung) entwickelte Blockfeld enthält mehrere kleine, verstreut angeordnete Feinmaterialinseln. Dagegen ist die Oberfläche des auf einem Sattel (Col) nahe des rund 280 m hohen Steilabfalles zum See 1140 m (Kaskarieppe-Tal) gelegenen Blockfeldes durch Frostmusterböden deutlich strukturiert und enthält zahlreiche Feinmaterialanreicherungen, die Feinmaterialinseln und die Kerne von Steinpolygonen bilden (vgl. Foto 9). Die Hänge des westlich ins Pallenvagge-Tal herunter ziehenden Tälchens sind stellenweise durch Steinstreifen-Großformen mit eingeschalteten Feinerdebereichen gegliedert. Die Herkunft des Feinmaterials ist unklar: Es könnte im Sattelpbereich aus den angrenzenden, recht steilen blockfeldbedeckten Hängen ausgespült worden sein oder, was vor allem die Hänge des angrenzenden Tälchens betrifft, an der Sohle eines Gletschers als Grundmoräne abgelagert worden sein.

Im geböschten Blockfeld nordwestlich des Pallentjåkka-Gipfels wurde ein Grabungsprofil quer durch eine der größeren Feinmaterialinseln und die angrenzenden Grobmaterialbereiche angelegt, wobei die 110-120 cm breite Profilwand isohypsenparallel angeordnet war (Blick hangaufwärts). Die Feinmaterialinsel hatte im Niveau der Blockfeldoberfläche einen Durchmesser von ca. 35 cm. Ihre leicht aufgewölbte Oberfläche wurde von Sanden mit einigen walnußgroßen Steinchen sowie mehreren scharfkantigen, etwas größeren Gesteinsscherben gebildet. Das umgebende Blockmaterial war mit Kantenlängen von 15-25 cm kleinstückiger als im Nissuntjärro-Blockfeld. Die Grobkomponenten waren im Blockfeld höchst unterschiedlich angeordnet und zeigten keine bevorzugte Richtung. Am Rande der Feinmaterialinsel befanden sich die

scherbigen Komponenten jedoch häufig in Kantenstellung. Das Blockfeldmaterial war infolge der langfristigen Schneebedeckung im Jahr nahezu frei von Krustenflechten. Wenige Zentimeter unterhalb der sandigen Oberfläche der Feinmaterialinsel vergrößerte sich der Pelitgehalt des Feinmaterials; ab 10-12 cm Tiefe zeigte das Feinmaterial ein schwammiges Gefüge mit zahlreichen kleinen Hohlräumen. An der Feinmaterialinsel-Oberfläche waren die Fraktionen Ton und Schluff offenbar durch Niederschlags- und Schmelzwasser ausgespült oder durch Deflation entfernt worden, was zu einer Anreicherung der etwas größeren Fraktionen, insbesondere der Sande, geführt hatte. Die Hohlräume im Feinmaterial dürften während der winterlichen Bodengefrorenis mit Eis gefüllt sein, was eine Aufwölbung der Feinmaterial-Oberfläche zur Folge hat, wie Beobachtungen in den Feinmaterialkesseln von Strukturböden und Mudpits auf der norwegischen Varanger-Halbinsel belegen (vgl. MEIER 1996). Im Unterschied zum Nissuntjärro-Blockfeld waren die größeren Hohlräume zwischen den Grobkomponenten im angrenzenden Blockfeld ab einer Tiefe von 10-15 cm mit Feinmaterial und kleinen Steinchen verfüllt. Ab 50-60 cm Tiefe steckten die Grobkomponenten in einer schluffig-sandigen Feinmaterialmatrix, deren Zusammensetzung und gelb-braune Färbung mit dem Material im Feinmaterialkessel identisch war. Mit zunehmender Tiefe verfestigte sich das Material. Im Bereich der Feinmaterialinsel nahm der Anteil von Grobkomponenten ab 80-90 cm Tiefe deutlich zu, wobei lang gestreckte Fragmente oftmals mehr oder weniger vertikal eingeregelt waren. Der Durchmesser des Feinmaterialkessels verringerte sich trichterförmig. In der Grobmaterialumrahmung nahm der Feinmaterialanteil zugleich zu. Ab rund 1 m Tiefe konnte die trockene, verfestigte, sandig-schluffige Feinmaterialmatrix nur noch mit Hilfe einer Eisaxt aufgebrochen werden. Die Dichte der Grobkomponenten in der harten, gelbbraunen Feinmaterialmatrix nahm tiefenwärts deutlich zu. Ab ca. 120 cm Tiefe ließen sich die Grobkomponenten selbst mit einem Hammer nicht mehr bewegen. Dies erweckte den Eindruck, dass es sich bereits um Partien des im Untergrund anstehenden amphibolitischen Festgesteins handelte. Diese Vermutung konnte allerdings nicht verifiziert werden, da eine weitere Vertiefung der Grabung nur mit Motorkraft möglich gewesen wäre. Ein Versuch mit Handmeißel und Hammer förderte Eis zutage, das sich in Hohlräumen zwischen den Grobkomponenten gebildet hatte. Es ist daher nicht auszuschließen, dass die Grobkomponenten durch eishaltigen Permafrostboden zementiert waren und sich die Permafrosttafel an der Grabungsstelle in 120-130 cm Tiefe befand. Gegen diese Vermutung spricht vor allem das sehr trockene Feinsubstrat an der Profilbasis. Bei Blockfeldgrabungen in Nordenskiöldland (Spitzbergen) nahm die Substratfeuchte im Feinmaterial oberhalb der Permafrosttafel in aller Regel zu (vgl. MEIER & THANNHEISER 2009).

Das in einer sattelförmigen Mulde gelegene, 550-600 m² große Blockfeld wird im Norden durch die felsigen, stellenweise mit einer Blockdecke versehenen, gipfelnahen Hänge des Pallentjåkka begrenzt. Im Süden schließt sich das steile, höckerige Felsrelief des Gipfels 1630 m an. Die Mulde wird während der Schneeschmelze durch einen kleinen Bachlauf Richtung Pallenvagge entwässert. Die zentralen, tiefstgelegenen Abschnitte des Blockfeldes sind durch ein Steinpolygonnetzwerk strukturiert, an das sich in zentrifugaler Richtung Partien mit eng vergesellschafteten Feinmaterialinseln anschließen. Die Feinmaterialkerne zwischen den Steinrahmen sind polygonal oder unregelmäßiger geformt und zeichnen sich durch eine flache, nahezu horizontale Oberfläche aus, die von Sanden, Grus und kleinen Steinchen gebildet wird. Die Steinrahmen bestehen aus scharfkantigen, bis zu 30 cm langen, platten- bis quaderförmigen Amphibolit-Bruchstücken, die oftmals kantengestellt sind. Sie tragen eine graue Verwitterungsrinde und sind an den exponierten Oberflächen mit Krustenflechten bedeckt. Der Übergang Feinmaterialkern - Grobmaterialrahmen vollzieht sich zumeist graduell über eine Zone aus kleinen Steinchen. Mehrere Feinmaterialkerne sind durch Steinchenbänder sekundär gegliedert. Der dichte Flechtenbewuchs der höher aufragenden Rahmensteine überrascht, bedenkt man die mächtige winterliche Schneebedeckung und kurze Aperaturzeit der Lokalität. Eine knapp 2 m breite Profilgrabung durch den Feinmaterialbereich und die angrenzende Steinumrahmung gibt Hinweise auf den Bauplan und die sedimentäre Zusammensetzung eines der größeren Polygone. Unter der oberflächlichen, dichten, 5-10 cm dicken Lage aus kleinen Steinchen befindet sich im Feinmaterialkern eine Matrix aus hellbraunem, sandigem Feinmaterial, die zahlreiche, bis zu 10 cm lange Schuttpartikel enthält. Der oberflächliche Steinchenpanzer ist offensichtlich durch Abspülung und / oder Deflation der feineren Fraktionen entstanden. Da plattige Gesteinsbruchstücke in der Matrix eine Tendenz zur Senkrechtstellung zeigen, könnten auch frostdynamische Hebungsvorgänge („Auffrieren“ von Steinchen) zur Bildung des

Steinchenpanzers beigetragen haben. Auf die Wirksamkeit der Bodenfrostdynamik weist auch das Fehlen eines Bodenprofils im Feinmaterialkessel. Die Tiefenerstreckung des Feinmaterialkessels und des Steinrahmens ließ sich aufgrund des in knapp 1 m Tiefe gelegenen Grundwasserspiegels nicht genau ermitteln. Sondierungen im Feinmaterialbereich stießen in 115-120 cm Tiefe auf Widerstand. Die über das gesamte Querprofil recht einheitliche Tiefe läßt vermuten, dass es sich um die Permafrosttafel an der Basis der sommerlichen Auftauschicht handelte. Die scharfkantigen Gesteinsbruchstücke im sichtbaren Teil des Profils lassen auf eine stärker zerrüttete Felsoberfläche im Untergrund schließen. Im Unterschied zu den scherbigen Gesteinsfragmenten im brunnenförmig in das Blockfeld eingesenkten Feinerdekessel zeichneten sich die kleineren Steine im Übergangsbereich zum Steinrahmen und zwischen den größeren Steinrahmenplatten und -quadern oftmals durch eine leichte Kantenrundung aus, so dass sich der lockere, durch etwas Feinmaterial zusammen gehaltene Gesteinsverband im Niveau des Wasserspiegels und darunter auflöste und rasch zusammenbrach. Es ließ sich daher nicht feststellen, ob der Steinrahmen bis auf den vermutlich zerrütteten Fels im Untergrund reichte oder von Feinmaterial unterlagert wurde, das den Feinmaterialkessel des untersuchten Polygons mit dem benachbarten Feinmaterialbereich verband, d. h. ob es sich um eine „bodenständige“ oder um eine „schwebende“ Strukturbodenvariante (Steinrahmen erstreckt sich taschenförmig in feinkörnigen Untergrund) handelte. Die granulometrische Auswertung von 3 Bodenproben aus dem Zentrum des Feinmaterialkessels (Entnahmetiefen: 30, 50 und 80 cm) ergab einen Sandanteil von 75-85 % mit einer deutlichen Dominanz von Grobsand. Die Tonfraktion war mit 2-5 % nur gering vertreten.

Der exakte Entwicklungsverlauf der autochthonen Plateau- und Gipfelblockfelder in den Abisko-Bergen, insbesondere der Zeitpunkt ihrer Initiierung und Anlage und somit die Altersstellung ihrer Morphogenese, ist bisher nicht bekannt. Die wenigen Grabungsbefunde liefern kaum Hinweise, zumal ein hoher Grundwasserstand sowie eisreicher Permafrostboden in geringer Tiefe die Grabungsarbeiten behinderten. Der geringe Tongehalt der Feinsedimentproben ist allerdings bemerkenswert. Er indiziert möglicherweise eine geringe Bedeutung chemischer Verwitterungsprozesse für die Blockfeldbildung. Die genaue Mächtigkeit der Verwitterungsdecken über dem im Untergrund anstehenden Festgestein und ihre chemische Zusammensetzung als Hinweis auf dominante Verwitterungsprozesse konnten nicht ermittelt werden. Es bleibt daher unklar, ob die Blockfelder bereits in einem tertiärzeitlichen Warmklima durch chemische Verwitterungsprozesse initiiert worden sind (insbesondere durch Spaltenbildung im oberflächennahen Festgestein) und später unter kalkklimatischen Bedingungen weitergebildet wurden, oder ob die Anlage erst später einsetzte und die Schuttproduktion (Detritusproduktion) durch Frostverwitterung in eisfreien Perioden des Quartärs (Interglaziale, Interstadiale, Holozän) erfolgte. Wertvolle zusätzliche Informationen liefert in diesem Zusammenhang die Blockfeld-Studie von GOODFELLOW, FREDIN et al. (2008) im 35-50 km weiter südlich gelegenen Kebnekaise-Gebiet. Die Autoren haben ein autochthones Blockfeld am Tarfalatjärro-Gipfel (1626 m) anhand von zwei Grabungsprofilen untersucht, und zwar in Kuppen- und Sattellage. Das amphibolitische Ausgangsgestein der Blockfeldbildung und die Lagebedingungen ähneln den eigenen Studien im Pallentjåkka-Nissuntjåkka-Gebiet. Allerdings sind die Lokalitäten am Tarfalatjärro 100-150 m höher gelegen, so dass die frostklimatischen Verhältnisse etwas strenger sind als in den Gipfellagen der südöstlichen Abisko-Berge. Die schwedischen und norwegischen Autoren konnten Grabungsprofile in zwei Feinmaterialbereichen im Blockfeld anlegen. Die Grabungen wurden durch zerrütteten Fels (Gipfellage; 1,3 m Tiefe) bzw. Grundwasser (Sattellage; 1,1 m Tiefe) begrenzt, so dass die Permafrosttafel in rund 1,5 m Tiefe nicht erreicht wurde. GOODFELLOW, FREDIN et al. (2008) haben das Material der Feinerdekessel und das Feinmaterial zwischen den Grobkomponenten der Rahmenbereiche vielseitig untersucht um den Anteil chemischer Prozesse an der Gesteinsverwitterung zu ermitteln. Ferner wurden Gesteinsfragmente von der Oberfläche und aus der Feinmaterialmatrix hinsichtlich ihrer petrographischen Zusammensetzung und Zerrundung sowie oberflächlicher Verwitterungserscheinungen, wie z. B. der Existenz von kleinen Löchern infolge selektiver Entfernung von Mineralen, analysiert. Eine Vielzahl von granulometrischen Analysen gibt Auskunft über die Korngrößenverteilung im Feinsubstrat. Den Untersuchungsergebnissen zufolge liefert das Feinmaterial im Blockfeld kaum Hinweise auf chemische Verwitterungsprozesse: Der Anteil der Tonfraktion im Feinboden ist gering, die Umwandlung von Mineralen und Bildung sekundärer Minerale ist bescheiden, eine chemische Abrundung („etching“) primärer Minerale hat nicht stattgefunden und Bodenhorizonte im Feinsubstrat fehlen. Das Feinmaterial des Blockfeldes stellt daher nach GOODFELLOW,

FREDIN et al. (2008) kein tertiärzeitliches (neogenes) Verwitterungsprodukt dar, wie REA, WHALLEY, RAINEY & GORDON (1996), REA, WHALLEY & PORTER (1996) und WHALLEY, REA & RAINEY (2004) im Falle von Blockfeldern in Lyngen / Öksfjord und FJELLANGER, SÖRBEL, LINGE et al. (2006) und FJELLANGER & NYSTUEN (2007) am Beispiel der Blockfelder auf der nordnorwegischen Varanger-Halbinsel nachweisen konnten. Das Ausmaß der Verwitterung im Blockfeld-Feinmaterial ähnelt stattdessen eher dem Verwitterungsgrad des Regoliths auf den großen Blöcken im Kärkevage-Tal bei Abisko (vgl. ALLEN 2002). Nach GOODFELLOW, FREDIN et al. (2008) dürften die limitierten chemischen Verwitterungsspuren im studierten Blockfeld zu ihrer Bildung einen langen Zeitraum voraussetzen, der über das Holozän hinaus bis in eisfreie Perioden des Pleistozäns zurückführt.

Das Blockfeld im Kebnekaise-Gebiet ist nach GOODFELLOW, FREDIN et al. (2008) durch in situ-Verwitterung der anstehenden Festgesteine entstanden (autochthones Blockfeld). Die Autoren fanden im Feinmaterial keine Belege für eine Beteiligung äolischer oder glaziärer Sedimente. Das Feinmaterial ist durch physikalische Zerlegung des Festgesteins in Gestalt der Frostverwitterung entstanden, wobei auch Schluff gebildet werden kann. Unterschiede in der granulometrischen Zusammensetzung des Feinmaterials in Gipfel- und Sattellage lassen sich auf Abweichungen im Mineralgehalt der anstehenden Festgesteine zurückführen. Eine Blockfeld-Bildung über einen Zeitraum von mehreren Glazial- / Interglazial-Zyklen stellt der Frostverwitterung hinreichend Zeit zur Verfügung um erhebliche Mengen an Feinmaterial zu produzieren. Erosive Prozesse, wie frostinduzierte, hangabwärts gerichtete Kriechbewegungen („frost-creep“) sowie subkutane Auswaschungsprozesse und oberflächliche Abspülung verlagern oberflächennahes Feinmaterial und reichern es im Sattel-Blockfeld an. Chemische Verwitterungsprozesse spielen nach Ansicht der Autoren bestenfalls eine untergeordnete Rolle bei der Produktion des Feinmaterials im Blockfeld. Nach GOODFELLOW, FREDIN et al. (2008) wird die Bildung von Gesteinsfragmenten vornehmlich durch Druckentlastung ausgelöst. Das Entfernen hangenden Gesteins gestattete die Öffnung von Spalten, die bei der Intrusion von oft eisenreichen Lösungen während der Metamorphose und infolge von Druckeinwirkung während der orogenen Hebungsvorgänge wirksam waren. Gespaltene Gesteinsfragmente weisen auf eine erhebliche Bedeutung der Frostverwitterung bei der Gesteinszerrüttung und Fragmentierung, insbesondere in der Auftauschicht nahe der Permafrosttafel. Das Vorhandensein von Wasser ist eine wichtige Voraussetzung, dass die Frostverwitterung wirksam werden kann. Die nahezu undurchlässige Permafrosttafel stellt sicher, dass es im Innern der Blockfelder reichlich zur Verfügung steht. Die jährlichen Frostwechselzyklen dringen in der Regel wesentlich tiefer in das Substrat ein als die tageszeitlichen Wechsel und die hohlraumreichen Blockfeldkörper unterliegen zudem einer besonders raschen Abkühlung. Mit dem Einsetzen der winterlichen Gefrorenis kommt es daher vermutlich im wassergesättigten Gestein an der Basis der Auftauschicht zur Frostverwitterung in Form einer Volumenzunahme. Das Fehlen von Feuchtigkeit an der Blockfeldoberfläche begrenzt die Wirksamkeit der Frostverwitterung und liefert möglicherweise eine Erklärung, warum viele Blockfelder gegenwärtig inaktiv erscheinen (vgl. BOELHOUWERS 2004). Zudem sind viele Gesteinsspalten vermutlich schon an der Basis der Auftauschicht von der Frostverwitterung genutzt worden, so dass in den Fragmenten an der Blockfeldoberfläche und darunter kaum Spalten vorhanden sind, die für weitere Verwitterungsvorgänge zur Verfügung stehen. In Gebieten, in denen Permafrost im Untergrund fehlt, kann dichter Fels die Wasserstau-Funktion übernehmen und ein für die Frostverwitterung günstiges feuchtes Milieu im Innern der Blockfelder bereitstellen (Beispiel: Ausgedehnte Plateau- und Gipfelblockfelder der nordnorwegischen Varanger-Halbinsel; vgl. MEIER 1996, 2020).

Sowohl die gegenwärtig von Blockfeldern eingenommenen Landoberflächen im Kebnekaise-Gebiet (vgl. GOODFELLOW, FREDIN et al. 2008) als auch jene in den Abisko-Bergen trugen kontinuierlich einen Mantel aus Verwitterungsmaterial und wurden im Laufe der „kalten“, pleistozänen Eisbedeckungen nicht glaziär überschliffen, so dass die subkutane Verwitterung nicht unterbrochen wurde. Die vom Eise glatt geschliffenen, windexponierten Felsflächen trocknen rasch aus. Dadurch geht das für die Frostverwitterung erforderliche feuchte Milieu verloren. Der Verlust der Verwitterungsdecke infolge Glaziärerrosion verändert das Verwitterungssystem grundlegend. Dies liefert eine schlüssige Erklärung, warum kaum Beobachtungen aus ehemals vergletscherten Gebieten vorliegen, in denen eine aktuelle Blockfeld-Entwicklung im anstehenden Festgestein stattfindet (vgl. BOELHOUWERS 2004, GOODFELLOW, FREDIN et al. 2008).

Es stellt sich die Frage, warum die Plateau- und Gipfelblockfelder der nordnorwegischen Varanger-Halbinsel im Unterschied zu den nordschwedischen autochthonen Blockfeldern stellenweise durch einen mehrere Meter mächtigen Mantel aus Verwitterungsschutt gekennzeichnet sind, wobei häufig sogar eine deutliche Differenzierung in eine oberflächliche Grobmaterialdecke und eine darunter befindliche Feinmateriallage zu beobachten ist (vgl. MEIER 1996, 2020). Beide Blockfeldareale waren während der pleistozänen Vereisungen von „kaltem“, am Untergrund in einem Permafrostmilieu angefrorenen Eis bedeckt, das nicht erosiv wirkte. Ein wesentlicher Unterschied betrifft das Ausgangsgestein der Blockfeld-Entwicklung: Amphibolite im Kebnekaise-Gebiet und in den südöstlichen Abisko-Bergen, Quarzite und Sandsteine auf der Varanger-Halbinsel, wo die Blockfeld-Untergrenze von 400 m ü. M. im Halbinsel-Inneren auf rund 250 m ü. M. an der maritim getönten Außenküste absinkt. FJELLANGER, SÖRBEL, LINGE et al. (2006) und FJELLANGER & NYSTUEN (2007) fanden dort eindeutige Hinweise auf eine Anlage der Blockfelder im warmen Tertiärklima und eine spätere Weiterentwicklung in eisfreien Perioden des Quartärs, insbesondere im Hanglefjell-Quarzit (500-600 m ü. M.). Die Entwicklung der autochthonen alpinen Blockfelder ist in den verschiedenen Regionen Schwedisch- und Norwegisch Lapplands offensichtlich unterschiedlich verlaufen. Die Blockfelder können tertiärzeitliche Verwitterungsrelikte darstellen, aber auch im Quartär unter kaltklimatischen Bedingungen entstanden sein. Zu dieser Thematik besteht zweifellos weiterer Forschungsbedarf.

Außer den beschriebenen, aus der in situ-Verwitterung der lokal anstehenden Festgesteine hervorgegangenen, autochthonen Blockfeldern der Plateau- und Gipfellagen existieren in den Abisko-Bergen auch allochthone Blockfelder, die durch frostdynamische Sortierung von Moränenmaterial oder Glazifluvium entstanden sind. Sie sind vornehmlich in Tallagen anzutreffen. In den Tälern waren die pleistozänen Gletscher „warm-based“ („wet-based“) und im Unterschied zu den Hochlagen nicht am Untergrund angefroren und daher erosiv. Das durch die Gletschererosion bereitgestellte moränische Material wurde auf den Talböden abgelagert und teilweise von den Gletscherbächen weiter talabwärts transportiert. Das Grobmaterial ist aufgrund des kurzen Transportweges nur mäßig kantengerundet. Dies gilt im Besonderen für die Ablagerungen im Vorland der aktuellen Gletscher. So finden sich im Vorfeld der Eiskernmoränen der Kargletscher im Pallenvagge-Tal (Ballinriehppijökel) und Kaskavagge-Tal (Gaskarihppijökel) weitflächige Blockfluren aus leicht kantengerundetem Material, die morphologisch als allochthone Blockfelder klassifiziert werden können. Die Oberfläche dieser Blockfelder ist stellenweise durch Druck der winterlichen Eisdecke geglättet, was auf die Existenz von Feinmaterial im Untergrund schließen läßt. Grabungsprofile belegen zwar eine oberflächliche Grobmaterialanreicherung in sandig-schluffigem Moränenmaterial, doch ist diese weniger durch frostdynamische Sortierungsvorgänge als durch Auswaschung und Abspülung des oberflächennahen Feinmaterials durch Gletscherbäche und Schneeschmelzwasser hervorgerufen worden. Die Blockfeld-Entwicklung in diesem Bereich, der morphogenetisch dem „Sander der glaziären Serie“ entspricht, ist somit kein frostdynamisch bedingter, periglaziärer Prozeß. Allochthone Blockfelder, deren oberflächliche Stein- und Blockanreicherung vornehmlich auf frostdynamischen Sortierungs- und Hebungsvorgängen beruht, sind in den Abisko-Bergen offensichtlich selten. Sie finden sich auf kleineren Moränen- und Terrassenflächen an den Bachunterläufen und Ausmündungen der Hochtäler, d. h. an Plätzen, die früh vom Gletschereis freigegeben wurden. Dadurch stand für die Bodenfrostdynamik und Blockfeld-Entwicklung genug Zeit zur Verfügung. Ein sicherer Nachweis der frostdynamischen Hebungsvorgänge läßt sich nur mit Hilfe von Einregelungsmessungen an den Grobkomponenten in der Feinmaterialmatrix unter der oberflächlichen Blockdecke führen. Eine Differenzierung in einen oberflächlichen Blockmantel und eine darunter befindliche, stein- und blockarme Feinmateriallage über anstehendem (eisüberschliffenem) Festgestein, typisch für viele Blockfelder der Varanger-Halbinsel, wurde nirgends beobachtet.

Häufiger als rein allochthone Blockfelder sind Blockfelder anzutreffen, deren Material sich sowohl aus autochthonem Verwitterungsschutt der lokal anstehenden Festgesteine als auch aus allochthonen, moränischen Ablagerungen zusammensetzt. Der Anteil von Fremdmaterial kann von Lokalität zu Lokalität erheblich variieren, von einer kleinen Ansammlung erratischer Blöcke bis hin zu einer Dominanz der moränischen Sedimente, die vor allem durch die Kantenrundung ihrer Grobkomponenten sowie deren abweichende lithologische Zusammensetzung und Färbung Aufmerksamkeit erregen. Dabei handelt es sich sowohl um kurz transportiertes Material, das von den Gletschern nur wenige Kilometer weit verlagert worden ist, als

auch um Fremdmaterial aus größerer Entfernung, wie Granit- und Gneisblöcke aus dem schwedisch-norwegischen Grenzgebiet. An der Oberfläche dieser polygenen Blockfelder haben sich oft Strukturböden als Resultat frostdynamischer Sortierungsvorgänge entwickelt. Die Verbreitung dieses Blockfeldtyps konzentriert sich auf die flachen Unterhänge der Hochtäler sowie die unteren Randbereiche der autochthonen Blockfelder, d. h. Geländeabschnitte, die im Unterschied zu den von „kalten“ Gletschern bedeckten Hochlagen noch der Glaziärerrosion und -akkumulation unterlagen. Polygene Blockfelder sind in den nordwestlichen Abisko-Bergen weiter verbreitet als in den südöstlichen Amphibolitbergen, was offenbar weniger petrographisch-lithologisch als reliefbedingt ist. Am Fuße der hoch aufragenden Bergzüge existieren zahlreiche flache Talmulden, Becken und Verebnungen in Höhenlagen um 900-1000 m ü. M., in denen die weichselzeitlichen Gletscher und Gletscherbäche glaziäre und glazifluviale Sedimente ablagern konnten, die sich mit dem lokalen, aus der in situ-Verwitterung der lokalen Festgesteine resultierenden Detritus frostdynamisch vermischen konnten. Sichtbarer Ausdruck dieser periglaziären Sortierungsvorgänge sind u. a. weitflächige Steinpolygonnetzwerke und Streifenfelder im oberen Kåppasjåkka-Tal, im südlichen Seitental des Rakkasjåkka-Baches (nahe See 1015 m), im Kuoblavagge-Tal und Hoiganjåkka-Tal.

3.1.3. Sturzschtutthalden

Im Steilrelief bleibt der von der kryoklastischen Gesteinsverwitterung bereitgestellte Detritus nicht in situ liegen, sondern wird durch Steinschlagfähigkeit, Massenbewegungen und -transporte hangabwärts verlagert. Der resultierende Formenschatz tritt in den tief eingeschnittenen Trogtälern und Karnischen sowie am steilen Glintrand am Torneträsk im Landschaftsbild am deutlichsten in Erscheinung. Das in freiem Fall aus den Felswänden und Steilhängen abgehende Verwitterungsmaterial, der Sturzschtutt, bildet, sofern eine Verebnung oder ein flaches Gehänge im Fußbereich vorhanden ist, bei seiner Ablagerung unterhalb des Steilabfalls charakteristische Akkumulationsformen, die sich unter dem Oberbegriff „Sturzschtutthalden“ zusammenfassen lassen. Dabei bildet die Steinschlagfähigkeit die am weitesten verbreitete Art der Schutttzufuhr aus den Felswänden. Dazu zählt sowohl das Abbröckeln und Abrollen kleiner Gesteinspartikel als auch das Abbrechen und Abstürzen größerer Blöcke bis hin zu Steinlawinen. Die Gestalt der Sturzschtutthalden wird vornehmlich durch den Bau und die Gliederung der Felswände bestimmt. Erfolgt der Schuttabwurf aus einer flächenhaft verwitternden, nicht durch Steinschlagrinnen und Schrofen gegliederten Wand, entsteht eine „einfache Sturzschtutthalde“, die sich als geschlossene Halde über eine längere Strecke an die Felswand anlehnt. Sie ist durch einen relativ glatten und ungliederten Hang sowie eine in einem ziemlich gleichen Niveau verlaufende Obergrenze gekennzeichnet. Konzentriert sich die Verwitterung hingegen auf bestimmte Wandbereiche, sammelt sich der Verwitterungsschutt häufig in Steinschlagrinnen und wird in diesen abwärts gelenkt. An ihrer Basis kommt es infolge der linearen Schutttzufuhr zur Ausbildung eines „Sturzschtuttkegels“. Verschmelzen mehrere benachbarte Sturzschtuttkegel, entsteht eine „zusammengesetzte Sturzschtutthalde“.

Die Verbreitung der Sturzschtutthalden konzentriert sich im nordwestlichen Teil des Arbeitsgebietes auf das Bergmassiv zwischen dem Glintrand im Norden und dem tief eingesenkten Kårsavagge-Tal im Süden. Die Talschlüsse und -flanken der sich nach Norden öffnenden Trogtäler Vassivagge, Kärkevage und Låktavagge werden von hohen, steilen Felswänden gebildet, unter denen sich weithin mächtige Sturzschtutttakkumulationen befinden. Auch die Rückwände der seitlich, „hängend“ einmündenden Kare weisen einige größere Sturzschtutthalden auf. Ein Teil des aus den Felswänden verlagerten Schuttes ist allerdings bereits von den Kargletschern abtransportiert worden. Die steilen Felswände des tektonisch vorgezeichneten, fast 15 km weit nach Westen in das Massiv eingreifenden Kårsavagge-Tals werden weithin von Sturzschtutthalden gesäumt. Dies gilt auch für die Flanken des tributären, mit einem kleinen Karsee am Harpass beginnenden und „hängend“ in das mittlere Kårsavagge-Tal mündenden Latnjavagge-Tals. Im südöstlichen Teil des Arbeitsgebietes beherbergen die Steilhänge der trogförmig eingesenkten Hochtäler Tjuonavagge (Lapporten), Nissunvagge und Pallenvagge eindrucksvolle Sturzschtutttakkumulationen, ebenso die Karnischen der Seitentäler (Gaskariehppi, Gukkesariehppi, Ballinriehppi). In den beiden inzwischen gletscherfreien Karen im Giron-Tjåmuhas-Gebiet befinden sich außer Moränen auch größere Sturzschtuttablagerungen. Das namenlose „Durchbruchstal“ zwischen den Bergen Tjåmuhas und Pallenbogitjåkka (zwischen Pal-

lenvagge und Siellavagge) verdient aufgrund seiner an den seitlichen Steilhängen ablaufenden geomorphologischen Prozesse sowie der resultierenden Schuttablagerungen besondere Beachtung. Der Steilabfall des Adnetjärro-Siellatjåkka-Bergzuges zum breit ausgeräumten, seenreichen Alisvaggi-Tal (Südgrenze des Arbeitsgebietes) ist unterhalb des Adnetjärro-Gipfels stark zergliedert und schrofig, so dass sich im Fußbereich des Berges komplex zusammengesetzte Sturzschuttakkumulationen entwickeln konnten. Dagegen werden die Talhänge von Siellavagge und der Südosthang des Pakkapahuktjåkka weithin von ungegliederten Sturzschutthalten gebildet.

Die Gestalt der Sturzschutthalten wird vor allem durch die Form des Ober- und Unterhanges, das Ausgangsgestein, die Abflußverhältnisse sowie die Schneebedeckung bestimmt. Das Obergehänge (Felswand) der meisten im Amphibolit angelegten Sturzschutthalten ist stark zergliedert und in Schrofen und Felsköpfe aufgelöst; die Schuttverlagerung erfolgt zumeist linienhaft in Steinschlagrinnen. Diese sind an den Plateaurändern vielfach trichterförmig erweitert. Sie sammeln das anfallende Verwitterungsmaterial und das im Frühsommer am Rande der Hochflächen freigesetzte Schneeschmelzwasser und leiten es zur Spitze der Sturzschuttkegel. In den hohen Amphibolit-Plateaus und -Bergen im Südostteil des Arbeitsgebietes dürfte auch als Folge der aktuellen Klimaerwärmung abtauender Permafrostboden Schmelzwasser liefern. Viele Sturzschutthalten lassen eine deutliche Zonierung des Schuttmaterials nach der Größe erkennen: Die größten Blöcke liegen am Haldenfuß, während die Haldenspitze aus kleinstückigem Schutt besteht. Diese Schweresortierung des Sturzschuttes ist eine Folge der beim Absturz entwickelten unterschiedlichen kinetischen Energie der einzelnen Gesteinsfragmente. Je größer die aus der Felswand abgeworfenen Gesteinsfragmente sind, desto größer ist der Radius und der Energiegehalt und umso weiter rollen oder springen sie. Wie die Gestalt so variieren auch die Abmessungen der Sturzschutthalten (Haldenwinkel, relativ Höhe, Mächtigkeit) in den Abisko-Bergen in Abhängigkeit von der Höhe der Steilwände und deren petrographischer Zusammensetzung, den Reibungsverhältnissen innerhalb der Schuttkörper sowie dem für die Haldenentwicklung zur Verfügung stehenden Zeitraum ganz erheblich. Besonders groß dimensionierte Sturzschutthalten befinden sich offensichtlich am Glintrand zwischen Abisko und Låktatjåkka, an den Flanken des Kårsavagge-Tals sowie am Steilabfall des Adnetjärro-Siellatjåkka-Bergzuges zum Alisvaggi-Tal. Die genauen Abmessungen sind aufgrund der dichten Vegetationsbedeckung (Birkenwald am Glintrand, Weiden-Gebüsch am Adnetjärro) kaum zu ermitteln, doch sind Haldenhöhen von bis zu 100 m realistisch. Die Haldenwinkel betragen 30-35°, wobei der rauhbrüchige Amphibolit die höchsten Werte erreicht. Die Längsprofile sind konkav, d. h. die größten Böschungswinkel kennzeichnen die Halden- / Kegelspitzen. Ältere Sturzschutthalten zeichnen sich durch geringere Böschungswinkel aus. Dies entspricht den Erwartungen: Durch die ständige Neuschutzzufuhr werden die aktiven Sturzschutthalten steil gehalten; die Schuttstabilität erreicht dabei ihren oberen Grenzwert. Im Unterschied dazu wird die Schuttlagerung bei den vegetationsbedeckten Sturzschutthalten durch die Verwitterung und pflanzliche Besiedlung beeinflusst. Damit verbunden ist zumeist auch eine stärkere Durchfeuchtung der Sturzschutthalten. Der höhere Feuchtigkeitsgehalt des Schuttes setzt die innere Reibung herab und bewirkt eine größere Mobilität, die letztlich zu einer Verflachung der Haldenneigung führt.

Nach Ausweis der Feldstudien und der Vegetationsbedeckung existieren in den Abisko-Bergen Sturzschutthalten höchst unterschiedlichen Alters und Entwicklungsstandes. Dabei konnte die Haldenentwicklung erst einsetzen, nachdem die Täler von den weichseleiszeitlichen Gletschern freigegeben worden waren. Im Unterschied zu den Hochlagen waren die Täler und das Torne-Becken mit „warmem“, erosivem Gletschereis gefüllt (vielleicht mit Ausnahme des Nissunjåkka-Canyons, der nicht im Laufe des relativ kurzen Holozäns entstanden sein kann), das kein unbeschädetes Überdauern älterer Formelemente gestattete. Mit dem Rückschmelzen der Gletscher zu den Talschlüssen hin wurden die steilen Felswände der Trogtäler sukzessive eisfrei und unterlagen in der Folge den kaltklimatischen Verwitterungsbedingungen. Die kryoklastische Gesteinsverwitterung wurde durch die mit dem Schwinden der Eisbedeckung verbundene Druckentlastung vermutlich begünstigt. Für die Morphogenese der Sturzschutthalten standen somit – an den Talmündungen am Glintrand (Torneträsk-Becken, Seenplatte westlich davon) – rund 10 000 Jahre zur Verfügung. Die Haldenentwicklung verlief seitdem nicht kontinuierlich. In Abhängigkeit von den klimatischen Rahmenbedingungen wechselten Wachstums- und Ruhephasen einander ab. Kurz nach der Deglaziation dürften die frostklimatischen Voraussetzungen der subaerischen Wandverwitterung besonders günstig

gewesen sein. Die beachtlichen Abmessungen, der hohe, vor allem aus der subkutanen Verwitterung des Sturzschuttes resultierende Feinmaterialgehalt sowie die Vegetationsbedeckung lassen bei vielen Sturzschutthalde auf ein recht hohes Alter schließen. Erosionsanrisse im oberen Teil der Sturzschutthalde lassen mitunter Lagen aus älterem und größerem Sturzschutt erkennen, die eine bezüglich der Materialgröße unterschiedliche Schutzzufuhr belegen. Manchmal besteht der Sturzschutt aus grobem Blockmaterial, ein anderes Mal nur aus faust- bis kopfgroßen Gesteinsfragmenten. Entsprechend ändert sich das Aussehen der Sturzschutthalde. Mit fortschreitendem Alter der Halde kommt es zu einer zunehmenden Aufbereitung des Sturzschuttes, die sich an der Haldeoberfläche, sofern keine Neuschutzzufuhr erfolgt oder Umlagerungsprozesse stattfinden, in einer Graufärbung des Schuttmantels widerspiegelt. Im Haldeinneren führen Verwitterungsprozesse zur Bildung eines feinmaterialreichen, verdichteten Schuttgemisches, das bei Wasseraufnahme infolge der verringerten Reibung an Mobilität gewinnt und dadurch Sackungsvorgänge und gelisolifluidale Massenbewegungen ermöglicht. Das Feinmaterial bildet die Grundlage für die pflanzliche Besiedlung der Sturzschutthalde. Am Haldefuß und an den Halderändern rückt zunächst eine lockere Grasvegetation vor, gefolgt von Kräutern und Zwergsträuchern sowie, am Ende, Weiden- und Birkengebüsch. Wie die Feldforschungen zeigten, sind in den Abisko-Bergen gegenwärtig aktive und inaktive Sturzschutthalde anzutreffen. Als „aktiv“ sind diejenigen Halde anzusehen, die gegenwärtig noch mit Sturzschutt aus den Halderückwänden versorgt werden. Sie sind durch einen fehlenden oder sehr geringen Vegetationsbesatz und eine äußerst labile Schuttlagerung gekennzeichnet. Dabei handelt es sich oftmals um Sturzschutthalde in der Umgebung abschmelzender Gletscher oder langfristiger Schneeflecken, deren Schmelzwasser die kryoklastische Gesteinsverwitterung begünstigt. Funde von „frischen“ Gesteinsfragmenten auf oder in der frühsommerlichen Schneebedeckung der Sturzschutthalde deuten auf eine bis in die Gegenwart anhaltende Schutzzufuhr aus den Halderückwänden. „Frische“ Gesteinsbruchstücke finden sich vornehmlich in den Topbereichen der Halde, weniger auf den flach auslaufenden, konsolidierten Unterhängen. Viele Sturzschutthalde weisen allerdings „Überprägungserscheinungen“ auf, die sich von der Halde Spitze bis an den unteren Halderand erstrecken können.

3.1.4. Aus Schnee- und Naßschnee-Lawinen resultierende Formen

Obwohl traditionell nicht als Periglaziärscheinungen per se betrachtet, sollen die aus Schnee-Lawinen resultierenden Lawinen-Blockschuttungen („avalanche boulder tongues“ nach RAPP 1959) sowie die durch Naßschnee-Lawinen („slush avalanches“) und Muren („debris flows“) gebildeten Formen und Ablagerungen ebenfalls vorgestellt werden, da sie wichtige Formelemente an den steilen Talhängen der Abisko-Berge repräsentieren und auch als „Überprägungserscheinungen“, u. a. an Sturzschutthalde, anzutreffen sind (vgl. NYBERG 1985). Die Naßschnee-Lawinen und Muren beinhalten zudem ein erhebliches Gefahrenpotenzial für den Straßen- und Schienenverkehr am Ufer des Torneträsk-Sees (Fernverkehr Kiruna – Narvik) sowie, insbesondere während der frühsommerlichen Schneeschmelze, für Wanderer in der höchst attraktiven Hochgebirgswelt nahe Abisko. Die rasch und „katastrophenartig“ ablaufenden Ereignisse sind offensichtlich klimatisch gesteuert, so dass möglicherweise Zusammenhänge mit dem seit mehreren Jahrzehnten nachweisbaren Klimawandel bestehen. Das Auftreten von Muren ist im Unterschied zu den Schnee- und Naßschnee-Lawinen nicht an ein schneereiches Kaltklima geknüpft, sondern erstreckt sich auch auf warme Gebiete mit heftigen, ergiebigen Regenfällen („Starkregen“), wie die Tropen Afrikas (vgl. RAPP 1974).

Schnee- und Naßschnee-Lawinen haben für die Hangformung in den Abisko-Bergen große Bedeutung, indem sie Verwitterungsschutt im Steilrelief hangabwärts transportieren und am Hangfuß akkumulieren. Spuren dieser „schmutzigen“ Lawinen finden sich im Formeninventar vieler Steilhänge, wobei in Abhängigkeit von den lokalen Reliefmerkmalen und petrographischen Verhältnissen unterschiedliche geomorphologische Prozesse wirksam sind. Die resultierenden Formen bestimmen in einigen Tälern in auffälliger Weise das Landschaftsbild, insbesondere in den trogförmigen Hochtälern der Amphibolit-Berge im Südostteil des Arbeitsgebietes. Aber auch die Steilhänge am Glintrand sowie die steilen Hangabschnitte der Karnischen und Trogtäler im Nordwest-Abschnitt der Abisko-Berge sind lawinengefährdet. Zu den morphologisch auffälligsten Schnee-Lawinen-Ablagerungen zählen zweifellos die mächtigen, bereits von RAPP (1959,

1960) beschriebenen Lawinenblockschuttungen an den Hängen von Pallentjåkka (vgl. Foto 10) und Tjåmuhas.



Foto 10: Lawinenblockschuttungen am Osthang des Pallentjåkka (1737 m) im zentralen Nissunvage. Das Schuttmaterial stammt aus der gipfelnahen Felswand, die durch Schneelawinen vom Lockermaterial „gesäubert“ wurde. Das Material wurde in Steinschlagrinnen gesammelt, mit dem Schnee abwärts verlagert und am flachen Hangfuß in Zungenform akkumuliert. 10.8.2013

Bei den Lawinenblockschuttungen handelt es sich nach RAPP (1959) um Schuttablagerungen, die durch Erosions- und Akkumulationsprozesse von Schnee-Lawinen entstanden sind. Sie zeichnen sich durch ein deutlich konkaves Längsprofil aus. Der distale Abschnitt der Schuttzunge kann sich weit bis auf den Talboden erstrecken. An der Oberfläche des Schuttkörpers verlaufen die Isohypsen nicht halbkreisförmig wie bei einer Sturzschutthalde; der Zungenrücken ist vielmehr abgeflacht und erscheint wie von einer Planierdraupe eingeebnet. Die breite, geradlinig verlaufende Lawinenbahn zeichnet sich durch eine glatte Oberfläche aus, die nicht selten charakteristische Detailformen aufweist, wie z. B. Lawinen-Schuttschwänze („*avalanche debris tails*“ nach RAPP 1959). Im Pallentjåkka-Tjåmuhas-Gebiet sind zwei verschiedene Formvarianten entwickelt, die von RAPP als Straßentrassen-Zungen („*road-bank tongues*“) und Fächer-Zungen („*fan tongues*“) bezeichnet werden. Der zuerst genannte Typus hat einen Bauplan wie eine Straßentrasse, gekennzeichnet durch einen flachen Rücken. Der zweite, fächerförmige Typus besteht aus einer dünnen Schuttdecke, die sich weiter über den Talboden ausbreitet als die zuerst genannte Variante. Viele Lawinenblockschuttungen zeichnen sich durch ein asymmetrisches Querprofil aus, indem auf der einen Seite eine schärfere Abgrenzung vorliegt als auf der anderen. Die Gesteinsfragmente in den Schuttungen sind im Allgemeinen scharfkantig und kaum nach ihrer Größe sortiert. Allerdings ist häufig ein Trend zu einer Anreicherung der größten Blöcke an den beiden Flanken und an der Stirn der Schuttungen festzustellen. In den Abisko-Bergen wurden Lawinenblockschuttungen nur an detritusreichen Hängen über der Waldgrenze beobachtet. Sie treten in den Amphibolit-Bergen in größerer Häufigkeit und Schärfe auf als in den Glimmerschiefer-Gesteinen im Nordwestteil des Arbeitsgebietes. Als Hauptursache dafür nennt RAPP (1960) die ungünstigeren Reliefverhältnisse in den vornehmlich durch Kalk-Glimmerschiefer und Quarzphyllite gekennzeichneten Gebieten, die aufgrund ihrer Steilheit und nur mäßigen Zergliederung die geomorphologische Wirksamkeit von Lawinen behindern. Beide Lawinenblockschuttungen-Varianten lassen sich als

abgewandelte Sturzschutthalden interpretieren, wobei die Veränderung durch Lawinentätigkeit bei der fächerförmigen Variante am weitesten fortgeschritten ist, was eine scharfe Abgrenzung gegenüber Sturzschutthalden im Einzelfall erschweren kann. Die straßentrassenartige Formvariante verfügt oftmals über ein asymmetrisches Querprofil, das durch eine steile, mehrere Meter hohe, scharf gegen die Umgebung abgesetzte Flanke sowie eine weniger deutlich entwickelte Flanke gekennzeichnet ist. Dieser Typus hat sich wahrscheinlich aus Sturzschuttkegeln entwickelt, die durch „schmutzige“ Schnee-Lawinen, aus engen Stein-schlagrinnen und „chutes“ kommend, erodiert und umgewandelt worden sind. RAPP (1959) führt den asymmetrischen Bauplan vieler Exemplare auf eine starke Schneedrift von einer Seite zurück, wobei der Formensteilhang im Lee der vorherrschenden Winde gelegen ist.

Außer den beschriebenen Lawinenblockschuttungen, deren Morphogenese eng an die Existenz einer durch (Steinschlag-) Rinnen gegliederten Felswand geknüpft ist, existiert in den Abisko-Bergen ein reichhaltiger, aus der Erosion und Akkumulation von Naßschnee-Lawinen resultierender geomorphologischer Formenschatz, der seit Ende der 1970er Jahre viel Beachtung fand, nicht zuletzt aufgrund des erheblichen Gefahrenpotenzials der „Slush avalanches“ („slush flows“, „slushers“) für den Menschen. Die Trasse der Bahnverbindung Kiruna – Narvik wurde am Kaisepakte-Berg, ca. 30 km östlich von Abisko, im Zeitraum 1916-1995 siebenmal durch Naßschnee-Lawinen blockiert und beschädigt. Auch am touristisch durch eine Seilbahn erschlossenen Njulla-Berg mit fantastischer Aussicht auf den Torneträsk-See gingen wiederholt Naßschnee-Lawinen nieder, allerdings ohne großen Schaden anzurichten (vgl. Abb. 14). Die leicht zugänglichen Abisko-Berge wurden daher seit Ende der 1970er Jahre zu einer Typlokalität der einschlägigen Naßschnee-Lawinen-Forschung in Nordeuropa (vgl. u. a. NYBERG 1980, 1982, 1985, 1987, 1989; NYBERG & RAPP 1998; RAPP 1995).

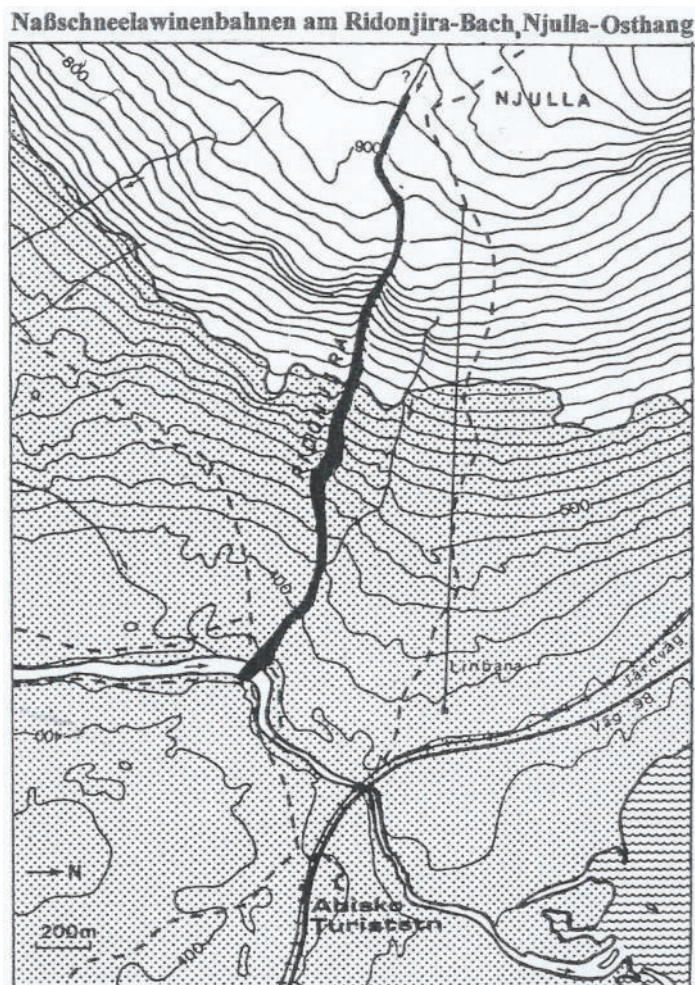


Abb. 14: Naßschneelawinenbahnen am Ridonjira-Bach, Njulla-Osthang (aus NYBERG 1982)

Naßschnee-Lawinen werden durch eine Zunahme des Wassergehaltes in einer Schneeanammlung initiiert, bis ein Reiß entsteht, vermutlich durch eine Schwächung der intergranulären Verbindungen infolge des Porenwasserdruckes und der Schnee-Metamorphose (vgl. u. a. NYBERG 1989). Wasser wird durch die Schneeschmelze oder Regen bereitgestellt. Damit ein hoher Wassersättigungsgrad erreicht wird, muß die Drainage der Schneeanammlung eingeschränkt sein. Solche Bedingungen sind bei einer raschen früh sommerlichen Erwärmung und Schneeschmelze vor allem in Bachbetten gegeben, die durch Schneeanstellungen verstopft sind, so dass sie die Schmelzwässer von den angrenzenden Hangpartien nicht aufnehmen können. Als Folge kommt es im Abflußsystem zum Abgang von Naßschnee-Lawinen. Als Startzonen fungieren in den Abisko-Bergen zumeist kleine Bachläufe, die Gletscherkare, Mulden oder Ravinen entwässern. Naßschnee-Lawinen können auf recht sanften Hängen mit Böschungswinkeln unter 10° ausgelöst werden. Ihre Verbreitung beschränkt sich somit nicht auf ein Steilrelief wie im Falle der „normalen“ Schnee-Lawinen. Als wichtigen Faktor für die Auslösung von Naßschnee-Lawinen nennt NYBERG (1989) eine lange andauernde positive Lufttemperatur zu Beginn der Schneeschmelzperiode, lokal auch in Verbindung mit Regen. Dadurch erhöht sich der Anteil von freiem Wasser in der Schneeanammlung. Besonders sensitiv für die Initiierung von Naßschnee-Lawinen sind offenbar grobkörnige, nicht geschichtete Schneeanstellungen, deren Schnee durch Schmelzprozesse umgewandelt worden ist. In den Abisko-Bergen konzentriert sich die Naßschnee-Lawinen-Aktivität vor allem auf Hänge in Nord- und Nordost-Auslagen. Die Expositionsabhängigkeit spiegelt wahrscheinlich die Existenz einer mächtigen Schneedecke auf diesen Hängen im Frühjahr wider, verursacht durch die Wind- und Einstrahlungsverhältnisse (vgl. NYBERG 1985). Morphologische Indikatoren für die bevorstehende Auslösung einer Naßschnee-Lawine an einer Schneeanstellung sind Spannungsrisse an steilen Hangabschnitten sowie eine Blaufärbung auf sanft geböschten Partien, d. h. Merkmale, die auf einen Wasserstand nahe der Schneeoberfläche weisen. Naßschnee-Lawinen können Bachläufen mehrere Kilometer weit folgen, wobei Geschwindigkeiten von wenigen Metern bis zu mehreren Zehnermetern pro Sekunde erreicht werden (vgl. NYBERG 1982). Die Bewegung der Naßschnee-Lawine erfolgt wahrscheinlich in einem Rutsch. Mehrere Lawinen-Abgänge in kurzer Zeitabfolge aus verschiedenen Höhenlagen desselben Bachbettes sind allerdings möglich. Naßschnee und Gesteinsschutt können „unterwegs“ in Gestalt von Uferwällen abgelagert werden. Der größte Teil des Naßschnee-Lawinen-Materials wird jedoch am unteren Ende der Lawinenbahn ähnlich einer Endmoräne akkumuliert, wobei Mächtigkeiten von mehreren Metern erreicht und Flächen von vielen Tausend Quadratmetern bedeckt werden können (vgl. NYBERG 1989).

RAPP (1960) hat schon früh die geomorphologische Bedeutung der Naßschnee-Lawinen erkannt, die vor allem darauf beruht, dass sie eine große Schuttlast über eine große Distanz transportieren können. Das transportierte Material kann sowohl große Gesteinsblöcke als auch Eisblöcke und Hartschnee enthalten, wobei das Grobmaterial als Erosionswaffe fungiert, die zusammen mit der Wasserströmung die starke erosive Wirkung der Naßschnee-Lawinen ausmacht. Die geomorphologische Wirksamkeit im Relief ist folglich erosiver und akkumulativer Natur. In den Abisko-Bergen erodieren die Naßschnee-Lawinen hauptsächlich in kleinen Bachbetten an Berghängen. Die maximalen Auslaufstrecken belaufen sich auf 0,7-2,0 km (vgl. NYBERG 1985). Die Längsprofile der Bachbetten sind häufig konkav oder gestuft. Abschnitte der Naßschnee-Lawinen-Bahn sind mitunter breit angelegt und kaum in den Hang eingetieft. An solchen Strecken hat die Erosion häufig den nackten Fels im Untergrund freigelegt. Schlag- und Schriffmarken zeugen stellenweise von der Wirksamkeit hangabwärts bewegter Gesteinsblöcke. Nach NYBERG kann die Erosion durch Naßschnee-Lawinen höchst selektiv erfolgen, indem u. a. größere Blöcke aus dem Boden herausgerissen werden, während nur wenige Meter entfernt die Vegetationsdecke unbeschadet erhalten bleibt. Auswanderungsnischen von Blöcken können in der Lawinenbahn mit Abschnitten ungestörter Vegetation abwechseln. Dies belegt, dass die Erosion auf Fließzonen beschränkt bleibt, in denen von der Lawine aufgenommener Grobschutt mit Unterbrechungen mit dem Untergrund in Berührung kommt (vgl. NYBERG 1985). Als Kleinformen im Relief finden sich u. a. Schuttschwänze im Lee von großen Blöcken, sowohl in der Lawinenbahn als auch in der Auslaufzone (vgl. RAPP 1959). Zumeist läßt sich die Naßschnee-Lawinen-Tätigkeit im Gelände an einem dünnen Schleier aus Gesteinsfragmenten erkennen, der nach dem Abschmelzen des Lawinenschnees an der Bodenoberfläche zurückbleibt. Eine dünne Lage aus minerogenem und organogenem Material am Boden und auf Blöcken deutet auf eine Ablagerung in jüngster Zeit. Schutt wird

vornehmlich in der Auslaufzone der Naßschnee-Lawine abgelagert, wo er nach und nach Reliefformen schafft. Besonders charakteristisch für Naßschnee-Lawinen sind stromlinienförmige Schuttfächer. Sie werden an der Ausmündung einer (Steinschlag-) Rinne oder eines Bachbettes an einem Berghang gebildet und unterscheiden sich von Schwemmkegeln durch das Fehlen von Abflußbahnen an der Oberfläche. Sie können jedoch an der Entwicklung von Kolluvialfächern beteiligt sein (vgl. Abb. 15). Die in den Abisko-Bergen am häufigsten anzutreffende Naßschnee-Lawinen-Ablagerung kann morphologisch als Blockzunge bezeichnet werden. Es handelt sich um flache Ablagerungen, die länger als breit sind und Lawinen-Blockschuttungen ähneln, aber einen unregelmäßiger geformten Umriß aufweisen. Zudem unterscheiden sich die Lagebedingungen der beiden Reliefformen. Naßschnee-Lawinen-Blockzungen finden sich entlang von Bachläufen in gewisser Entfernung vom Berghang, während die bereits beschriebenen Lawinen-Blockschuttungen (vgl. RAPP 1959, 1960) eine basale Verlängerung des Sturzschuttkörpers darstellen.

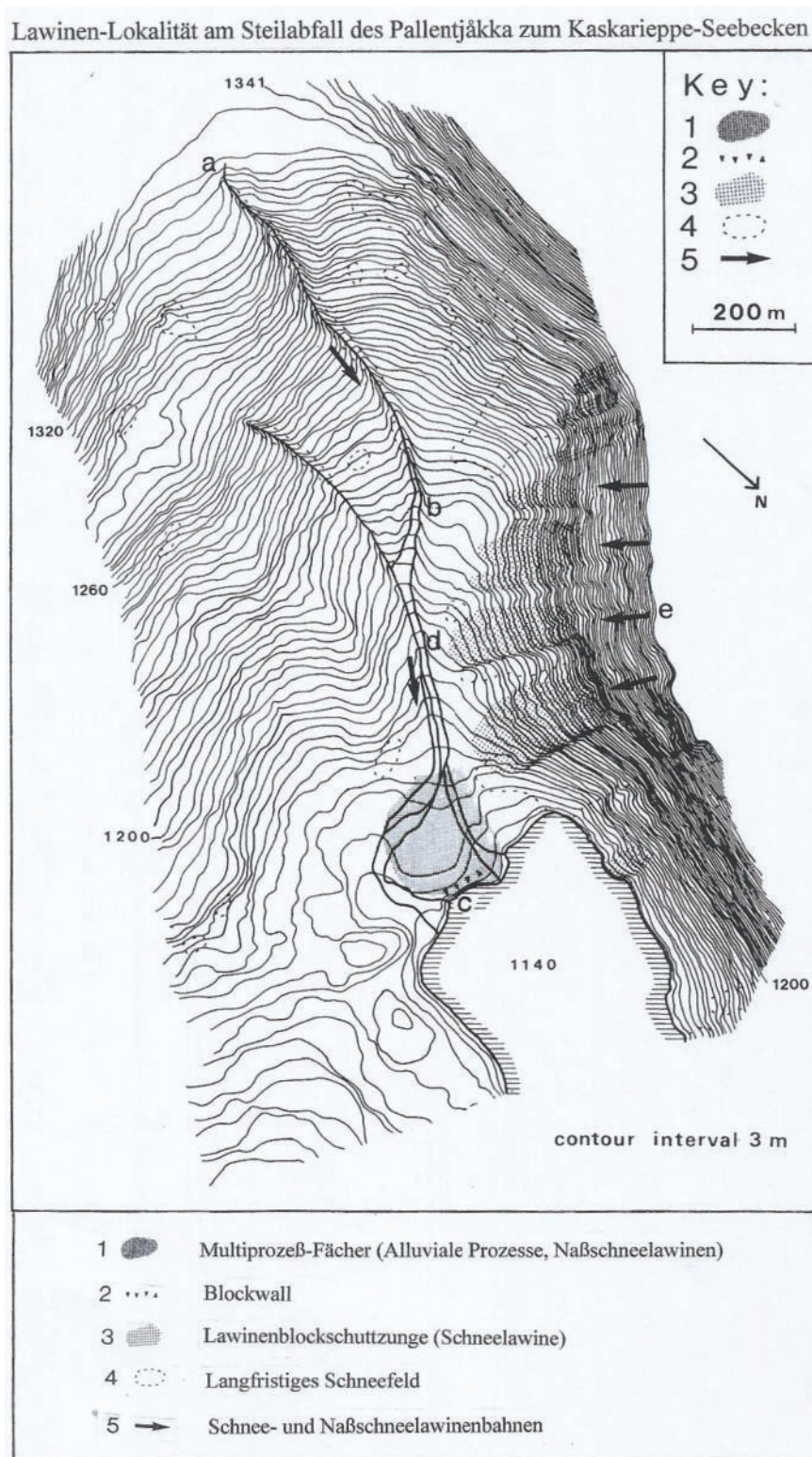


Abb. 15: Lawinen-Lokalität am Steilabfall des Pallentjåkka zum Kaskarieppe-Seebecken (aus NYBERG 1985)

Obwohl ein umfangreiches Beobachtungsmaterial zur Naßschnee-Lawinen-Tätigkeit in den Abisko-Bergen vorliegt (u. a. aus den Jahren 1916, 1929, 1934, 1938, 1940, 1979, 1995 vom Lawinengang „Rasbäcken“ am Kaisepakte-Berg an der Eisenbahnlinie Kiruna – Narvik), sind die klimatischen Bedingungen der Auslösung von „Slush avalanches“ nur in groben Zügen bekannt. Ein Zusammenhang mit der Temperaturerhöhung im Frühjahr und einem daraus resultierenden, rasch verlaufenden Abschmelzen der winterlichen Schneedecke ist jedoch offensichtlich (vgl. u. a. NYBERG 1985, 1987, 1989, NYBERG & RAPP 1998).

Alle bekannten Naßschnee-Lawinen-Abgänge in den Abisko-Bergen einschließlich der Ereignisse abseits der Eisenbahnlinie (z. B. Kärkevage, Kårsavage, Rakkaslako, Rakkasjåkka, Låktatjåkka, Kåppasjåkka, Tjuonajåkka, Njulla, Nissunvage) vollzogen sich während der Schneeschmelzperiode Ende Mai – Anfang Juni. NYBERG (1987) kommt anhand von einschlägigen Studien an der Naßschnee-Lawinen-Lokalität am Njulla-Berg (Ridonjira-Bach) und der Auswertung von Datenmaterial der nahe gelegenen Wetterstation Abisko zum Schluß, dass die Auslösung von Naßschnee-Lawinen ein komplexes Wirkungsgefüge verschiedener morphologischer Faktoren darstellt und nicht auf „extreme“ Wetterlagen zurückzuführen ist. Die Lawinen-Abgänge fanden 1-2 Wochen nach Einsetzen der Schneeschmelze (positive Tagestemperaturen) statt, wobei sich die Wetterverhältnisse kaum von jenen lawinenfreier Jahre unterschieden. Eine extrem rasche Erwärmung war zur Initiierung der Lawinen nicht erforderlich. Nach NYBERG können auch die Wetterverhältnisse des vorausgehenden Winters eine wichtige Rolle spielen, da sie die Schneemächtigkeiten zu Beginn der Schneeschmelze maßgeblich bestimmen. Diese Komplexität der auslösenden (klimatischen) Faktoren erschwert eine zuverlässige Prognose von Naßschnee-Lawinen und macht sie zu gefährlichen Naturereignissen. Allerdings treten die Naßschnee-Lawinen (im Unterschied etwa zu Muren) fast immer an denselben Plätzen auf, was die potenzielle Gefahrenzone erheblich verkleinert. BULL, SCHLYTER & BROGAARD (1995) haben mit Hilfe der Datierung von Krustenflechten (*Rhizocarpon spec.*) auf Gesteinsblöcken eine Chronologie der Naßschnee-Lawinen-Ereignisse auf dem Kärkerieppe-Slush-Lawinen-Fächer erstellt. Danach hat die Häufigkeit der Naßschnee-Lawinen-Abgänge seit etwa 1950 zugenommen. Naßschnee-Lawinen haben das Kleinrelief des Kolluvialfächers auch nach dem Rückschmelzen des Kargletschers von der Auslösungszone an der Karmündung weiter modifiziert. Die Lokalität befindet sich auf dem Talboden des Kärkevage-Trogtals unterhalb der Kärkerieppe-Karnische. Das rund 500 m tief in das Vasitjåkka-Plateau eingesenkte, ostexponierte Kar und der von der Karschwelle ca. 240 m steil zum Talboden abstürzende Abflußkanal begünstigen die Ansammlung größerer Schneemengen, die infolge der Exposition und Leelage bis in den Sommer überdauern. Naßschnee-Lawinen werden entweder im Kar oder in der Rinne unterhalb der Karschwelle ausgelöst. Sie gelangen dann an die Wurzel des Fächers und laufen schließlich in Gestalt lobenförmiger Decken an der Fächeroberfläche aus. Die Autoren konnten mit Hilfe der Lichenometrie für den Zeitraum 1793-1974 30 Naßschnee-Lawinen unterschiedlicher Größenordnung auf dem Fächer nachweisen, wobei die Intervalle zwischen den einzelnen Ereignissen zumeist kürzer als 10 Jahre waren (vgl. BULL, SCHLYTER & BROGAARD 1995). Der komplex zusammengesetzte Fächer (Kolluvialfächer) besteht aus einem Naßschnee-Lawinen-Fächer mit zahlreichen Blöcken, der von zwei Abschnitten eines Alluvialfächers mit anastomosierenden Abflußbahnen umgeben ist und eine charakteristische Reliefform in der Landschaft repräsentiert, die bereits von NYBERG (1985) anhand von Luftfotos kartiert worden war.

An derselben Lokalität konnten GUDE & SCHERER (1995, 1998) während eines Forschungsaufenthaltes am 3.6.1995 den Ablauf einer Naßschnee-Lawine unmittelbar beobachten und per Video-Film und zeitlichen Intervallfotos exakt dokumentieren. Die Lawine wurde durch den heftigen, plötzlichen Abfluß von Schmelzwasser ausgelöst, das in einer flachen, 3-4 m tiefen Schneemulde nahe der Ausmündung des Gletscherkars Kärkerieppe aufgestaut war. Das deutsch-schweizerische Team filmte die Lawine oben an ihrem Ausgangspunkt. Die hangabwärtige Bewegung wurde durch mehrere Schmelzwasserwellen verstärkt, die sukzessive aus dem großen, geböschten Wasserreservoir in der Schneeansammlung in der Karnische freigesetzt wurden. Der Bewegungsverlauf der Lawine wurde von einer im Talgrund fest installierten Kamera aufgezeichnet. Die Dokumentation lieferte eine Reihe neuer Erkenntnisse über die Merkmale und den Bewegungsverlauf von Naßschnee-Lawinen (vgl. GUDE & SCHERER 1995, 1998; RAPP 1995):

- A. Schmelzwasser sammelt sich sogar in geböschten Schneefeldern an, wobei der wassergetränkte Schnee blau gefärbt wird. In der Bodenschicht einer 3-4 m mächtigen Schneeansammlung wurde vor dem Lawinen-Abgang ein Wasserstand von bis zu 2,5 m Wassersäule gemessen. Die Schneeoberfläche an diesem aufgestauten, subnivalen See war ca. 8° geneigt.
- B. Bei einem raschen Freisetzen des Schmelzwassers entsteht hangabwärts im Bachbett ein hoher Wasserdruck, der die Schneedecke und Eis von unten her sprengt. Feldbeobachtungen und Fo-

tos zeigen, wie bis zu 15 m hohe Wasserfontainen gebildet werden, wodurch die Stirn der Lawine in zwei Loben geteilt wird, die zusammen eine Breite von ca. 70 m aufweisen. Dieser Auslöse-Mechanismus durch artesisches Wasser als Startpunkt der Naßschnee-Lawine erinnert an „Water blowouts“ bei der Initiierung von Erdrutschen (vgl. RAPP 1996b).

- C. Die Bewegung wird im oberen Abschnitt der Naßschnee-Lawine von fließendem Wasser und einem Gemisch aus Schneeklumpen („snösjok“) bestimmt. Im unteren Abschnitt ist die Erosionsleistung dort am größten, wo gleitende schwere Schneemassen Steine und Blöcke im oberen Teil des Schwemmfächers losreißen und sie anschließend rückenförmig etwa parallel zur nahezu geradlinig verlaufenden Lawinenfront wieder ablagern.

Die Rolle des sehr hohen Schmelzwasserdruckes in geböschten Schneefeldern, die rasche Auslösung von Naßschnee-Wellen beim hangabwärtigen Abfluß und die kraftvollen Eruptionen von ausgeblasenem Wasser an schneebedeckten Abflußkanalabschnitten und lokalen Schwellen im Bachbett verdienen besondere Beachtung.

3.1.5. Murgänge

Murereignisse vollziehen sich in den Abisko-Bergen seltener als die Auslösung von Naßschnee-Lawinen. Räumlich betrachtet ist ihre hangformende Wirkung allerdings häufig beachtlich, da Murströme zumeist vergesellschaftet vorkommen und dadurch größere Hangabschnitte überprägen. Ein eindrucksvolles Beispiel bilden die Murgänge am Westhang des Nissuntjärro-Berges im Nissunvagne-Tal (mehr als 200 einzelne Murbahnen, vgl. Foto 11) vom 23.6.1979 (vgl. u. a. RAPP & NYBERG 1981a, 1981b, RAPP 1987). Es handelt sich nach Ausweis der einschlägigen Literatur um die größte Ansammlung von Murgängen aus einem einzigen Ereignis in Nordeuropa, möglicherweise sogar weltweit. Die Murgänge wurden von NYBERG (1985) zusammen mit Murbahnen in anderen Gebieten Skandinaviens detailliert untersucht. In den Abisko-Bergen, insbesondere in den Amphibolit-Bergen, scheint die Entwicklung von Muren begünstigt zu sein. Der Formenschatz und die Vegetationsbedeckung der Murgänge im Gebiet deuten auf die Auslösung größerer Muren im Zeitinterwall von vielen Jahrzehnten oder Jahrhunderten, wobei die Ereignisse vornehmlich durch heftige Regenfälle im Sommer oder Herbst initiiert werden.

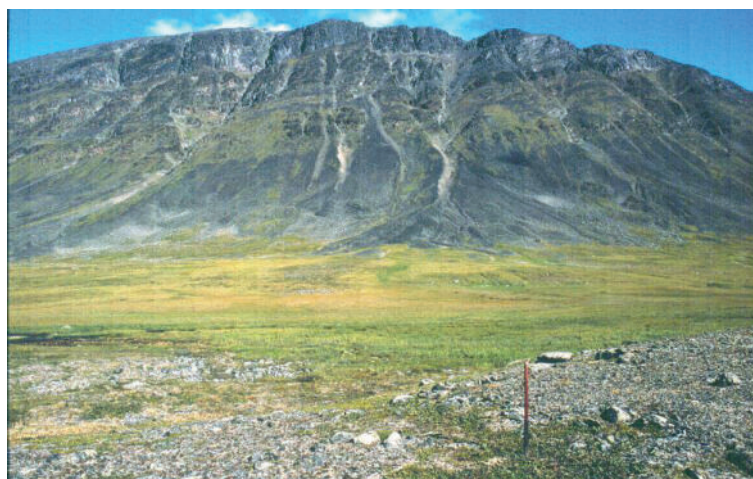


Foto 11: Murgänge am Westhang des Nissuntjärro-Berges im zentralen Nissunvagne-Tal. Die Muren wurden durch Starkregen-Ereignisse am Oberhang ausgelöst. Der mit dem abfließenden Wasser hangabwärts transportierte Schutt wurde am Hangfuß in Gestalt flacher Schuttloben und -zungen akkumuliert. Im Vordergrund ist eine vegetationsbedeckte fossile Eiskeilspalte am Rande eines flachen Moränenhügels zu erkennen. 10.8.2013

RAPP & NYBERG (1981a, 1981b) definieren nordskandinavische alpine Muren („debris flows“) als rasche Bewegung eines blockreichen Schuttgemisches aus Gestein und Boden, das als nasse, lobenförmige Masse hangabwärts fließt. Mächtige Murströme können im Periglaziärklima durch eine Wasserübersättigung des Substrats als Folge extremer Regenfälle (Starkregen) ausgelöst werden. Als erosiver Teil können bei einer Hangneigung von 25–40° eine Rutschungsnarbe oder eine Rinne (Gully) entwickelt sein. Als Akkumulationsformen finden sich Uferwälle („debris flow levees“) aus blockigem Material, die hangabwärts bei einer

Neigung von 6-25° als blockreiche Stirnloben mit dachziegelartig eingeregeltten Blöcken (Imbrikation), die einen Kern aus „Schlamm“ oder einer Schuttmischung bedecken, enden. Nach RAPP & NYBERG kann nach der Materialzusammensetzung zwischen „Schuttströmen“ und „Schlammströmen“ unterschieden werden. Letztere weisen dieselben morphologischen Merkmale wie die Schuttströme auf, sind aber feinkörniger. Sie bestehen ebenfalls aus einer Rutschungsnarbe im Topbereich, einer Erosionsrinne, Uferwällen und einem blockreichen Frontlobus oder einem weiträumigen Fächer aus feinkörnigerem Material an der Stirn. Da in den Abisko-Bergen die grobkörnigere Variante dominiert, wird im Folgenden, in Anlehnung an NYBERG (1985), die Bezeichnung „debris flow“ (deutscher Terminus „Murstrom“, kurz „Mure“) verwendet, zumal sich der Feinmaterialgehalt der Ablagerungen unter der grobkörnigeren Oberfläche im Gelände ohne Grabungsbefund nur schwer bestimmen läßt.

RAPP (1987) hat das räumliche Verbreitungsmuster von Muren im Raum Abisko – Kebnekaise für den Zeitraum 1952-1980 analysiert. Er unterscheidet drei Größenordnungen von Regengebieten, in denen Muren im Gebiet ausgelöst worden sind („rainfall impact size classes“): Das größte Gebiet, als „rainfall impact region“ bezeichnet, umfaßt eine Fläche von mehr als 6000 km², auf der am 5-6. Oktober 1959 ein zyklonaler Frontalregen niederging. Er initiierte Muren und Massenbewegungen an Steilhängen von der norwegischen Atlantikküste bis in die Umgebung Abiskos. Als Beispiele für „rainfall impact cells“ nennt RAPP das Tafala-Tal am Kebnekaise-Berg (11 km², 7. Juli 1972) und das Nissunvage-Tal bei Abisko (50 km², 23. Juni 1979). Die beiden Gebiete waren durch heftigen, intensiven Regen (Starkregen), wie in Konvektionszellen, gekennzeichnet. Als kleinste „rainfall impact size class“ gliedert RAPP „rainfall impact spots“ aus, in denen nur einzelne oder wenige Muren oder Massenbewegungen ausgelöst worden waren. Beispiele solcher Gebiete bilden der Kaisepakte-Berg am Torneträsk (1956), das Kärkevage-Tal (1975) sowie die Umgebung der Torneträsk-Eisenbahn-Haltestelle (1979). Alle aufgeführten Ereignisse einschließlich der Muren im Nissunvage-Tal (23. Juni 1979) folgten auf Warmluft-Anomalien. Im letzten Fall lag 15-19 °C warme, feuchte Luft über den nordschwedischen Bergen, die auch südlich des Nissunvage an den Steilhängen der Berge Kälkastjåkka (1391 m), Pakkupahuktjåkka (1700 m) und Kiellastjåkka (1803 m) an der Nordostflanke des unteren Aliseatnu-Tales westlich des Flußdeltas in den Rautasjaure-See infolge heftiger Regenfälle eine Vielzahl von Muren auslöste. Eine einzelne Mure wurde zudem am Nordhang des Rippatjåkka-Berges 2 km westlich der Eisenbahnstation Torneträsk initiiert. RAPP & NYBERG (1981a) schätzen die Niederschlagsmenge im Nissunvage-Tal während des Ereignisses auf 30 mm pro Stunde, möglicherweise sogar 40-50 mm im Sturmzentrum.

Obwohl die Muren in den Abisko-Bergen nach Ausweis zahlreicher Geländebefunde und der Auswertung eines umfangreichen Klimadatenmaterials durch heftige Regenfälle im Sommer und Herbst ausgelöst worden sind (vgl. u. a. NYBERG 1985) und nicht, wie oftmals vermutet wird, durch Schneeschmelzwasser im Frühjahr, darf nicht vergessen werden, dass auch die lokalen Standortfaktoren, wie z. B. Relief (Hangneigung, Exposition), Substrat (Körnung, Durchfeuchtung, eventuell Permafrost im Untergrund) und Vegetationsbedeckung des Hanges (Art und Dichte der Vegetation, Rhizosphäre) bei der Initiierung von Muren eine wichtige Rolle spielen. Diese internen Faktoren bestimmen die Hangstabilität und damit, ob eine Mure ausgelöst wird oder nicht, d. h. die Sensibilität des Hanges bei plötzlicher, heftiger Regenwasserzufuhr (Gefährdungspotenzial). Ein Starkregen muß nicht zwangsläufig zur Entwicklung von Muren führen, wenn die lokalen Standortbedingungen (Varianzfaktoren) ungünstig sind. Daher ist die Vorhersage von Mureneignissen anhand einer Wetterprognose kaum möglich, da die internen Standortfaktoren oft kleinräumig wechseln. Im Lockersubstrat muß offensichtlich ein bestimmter Reibungsschwellenwert überschritten werden, damit ein Murabgang stattfinden kann. Außer den Substrateigenschaften spielt vor allem die oberflächen-nahe Durchwurzelung eine wichtige Rolle, da sie den Hang stabilisieren kann. Im Nissunvage sind die Talhänge weithin von einer Mischung aus Verwitterungsschutt und blockreicher, sandiger Grundmoräne bedeckt, die hangaufwärts ausdünn und stellenweise unterhalb der Steilwände und -hänge in eine Blockstreu übergeht. Die Vegetation besteht an den Unterhängen an feuchten Plätzen aus *Salix*- (Weiden-) Gebüsch, ansonsten aus Grasgesellschaften. Hangaufwärts schließen sich bei hinreichend feinkörnigem Substrat Zwergsträucher an, die bei zunehmender Hangneigung und Feinmaterialarmut von Schuttflächen mit einzelnen Grasinseln abgelöst werden. Oberhalb der durch Steinschlagtrichter und -rinnen gegliederten

Steilwände dominieren feinmaterialarme Blockfelder mit langfristigen Schneeflecken. In den Mulden sammelt sich das durch heftige Regenfälle bereitgestellte Niederschlagswasser und wird zu den Plateaurändern geleitet, wo es sich in den trichterförmig erweiterten Steinschlagrinnen sammelt und in ihnen den Steilwandbereich passiert, ehe es in die lockermaterialbedeckten Hangabschnitte gelangt und dort infolge der spärlichen Vegetationsbedeckung erosiv wirksam werden kann. Außer dem Niederschlagswasser dürfte auch Schmelzwasser von den langfristigen Schneeflecken und, vor allem seit der Klimaerwärmung im Zuge des Klimawandels, von abtauemdem, eisreichem Permafrostboden von den Gipfelblockfeldern zur Talsohle gelangen. Einige Murgänge haben ihren Ausgangspunkt in geböschten Blockfeldpartien des Nissuntjärro-Berges. Dort wird die durch Niederschläge bereitgestellte Wassermenge offensichtlich durch Schmelzwasser vergrößert, was die Auslösung von Muren in diesem Gebiet zweifellos begünstigt

Der genaue Mechanismus der Murbewegung in den Abisko-Bergen ist bisher kaum bekannt. Im Unterschied zu den Naßschnee-Lawinen existieren keine detaillierten Augenzeugenberichte oder Video-Aufnahmen von niedergehenden Muren, die den Bewegungsverlauf exakt wiedergeben. Die Art und Geschwindigkeit der hangabwärtigen Substratverlagerung muß daher aus dem resultierenden, am Hang zurückgelassenen Formenschatz geschlossen werden. An einigen Hangabschnitten (ca. 5,5 km²) des gut erforschten Nissunvagne-Tales finden sich jedoch wertvolle Hinweise auf den genauen Bewegungsverlauf, insbesondere im Falle des Murreignisses vom 23. Juni 1979, dessen meteorologischer Auslöser ebenfalls bekannt ist (vgl. u. a. NYBERG 1985). Dort setzen viele Murgänge unterhalb von Rutschungsnischen („slide scars“) an, entweder in den stellenweise stärker geböschten Gipfelblockfeldern des Nissuntjärro-Berges oder an den von Verwitterungsschutt mit Grundmoränennestern bedeckten Oberhängen unterhalb der stark zergliederten Felswände (vgl. Foto 12). Das Material ist auf einer oder mehreren Gleitbahnen an seiner Basis hangabwärts verlagert worden ehe es infolge einer Wasserübersättigung in eine viskose oder plastische Fließbewegung überging, die den bereits beschriebenen, für Murgänge typischen erosiven und akkumulativen Formenschatz schuf. Über die Fließgeschwindigkeit des feuchten bis nassen, stein- und blockreichen, sandigen Schutt- und Bodengemisches existieren sehr unterschiedliche Auffassungen (vgl. Zusammenfassung in NYBERG 1985). Sie reichen von einer recht langsamen Fließbewegung – ähnlich dem Fließen zähflüssiger Massen, wie z. B. von nassem Beton – bis hin zur Fließgeschwindigkeit von heißen, dünnflüssigen Lavaströmen. Nach NYBERG gelten folgende Merkmale als gesichert:

- A. Die Bewegung vollzieht sich in Schüben in unterschiedlich langen Zeitabständen, bedingt durch Schuttstau in der Abflußbahn und anschließendem Dammbbruch durch den Druck der nachfolgenden, hangabwärts strömenden Schuttmassen.
- B. Auf einen Schuttschub folgt in der Regel eine raschere, turbulenter Fließphase, während der weniger Grobkomponenten hangabwärts verlagert werden.
- C. An der Oberfläche größerer, viskoser Murströme werden frontnah größere Blöcke transportiert, die in einer Feinmaterialmatrix „schwimmen“.
- D. Die Oberfläche der Mure ist relativ glatt, was eher auf einen langsamen als auf einen turbulenten Fließvorgang deutet.
- E. Der zentrale Teil der Mure kann mit gleich bleibender Geschwindigkeit ohne interne Schervorgänge, quasi wie ein Festkörper, fließen. Auf diese Weise können einzelne Gesteinsfragmente nahezu abrasionsfrei transportiert werden, so dass Krustenflechten an ihren Oberflächen erhalten bleiben.
- F. An Hängen von mehr als 10° Neigung wird die Geschwindigkeit in etwa beibehalten, sofern es nicht zu Staus kommt. Auf flacheren Hängen haben die Schuttkörper die Tendenz auszutrocknen, wodurch die Reibung zunimmt und die Murströme schließlich zum Stillstand kommen.



Foto 12: Typischer Murgang mit Erosions- und Akkumulationsbereich im westlichen Nissunvage-Tal. Das abfließende Wasser hat den Hangschutt unterhalb des Felskopfes in Gestalt einer Rinne erodiert und das abgetragene Material als breiten Schuttlobus auf der Vegetationsdecke akkumuliert. 10.8.2013

Muren werden in aller Regel durch einen hohen Porenwasserdruck in der Lockermaterialdecke von Berghängen ausgelöst, wobei die Lockersedimente zumindest einen geringen Feinmaterialanteil enthalten. Die erste Bewegung vollzieht sich zumeist in Form eines Gleitvorganges. Das dazu erforderliche Wasser wird durch heftige, ergiebige Regenfälle bereitgestellt, vermutlich lokal ergänzt durch Schneeschmelzwasser (rasche frühsummerliche Schneeschmelze, langfristige Schneefelder) sowie Schmelzwasser von abtauendem Permafrost im Untergrund (Plateau- und Gipfelblockfelder). Die Plätze mit Massendefizit („points of failure“ nach NYBERG 1985) befinden sich im Allgemeinen auf konkaven Hangsegmenten, auf denen Wasserabfluß und -zufluß gebündelt werden. Im Nissunvage-Tal transportierten einzelne Murströme an den Hängen zwischen 10 und 10 000 m³ Lockermaterial an einem einzigen Tag (vgl. NYBERG 1985). Die geomorphologische Wirksamkeit dieser Art der Schuttverlagerung im Relief ist daher erheblich und kann andere hangformende Prozesse, wie z. B. die Steinschlagfähigkeit im Steilrelief, bezogen auf den erforderlichen Zeitraum, deutlich übertreffen. Nach RAPP & NYBERG (1981a) stellt die Murbildung des Jahres 1979 im Nissunvage-Tal und dessen Umgebung ein wesentliches geomorphologisches und ökologisches Ereignis dar, das sowohl langfristige Folgen für das Relief der Blockfelder, Steinschlagrinnen und Bachbetten als auch für die Akkumulationsformen auf Murkegeln, Deltas und am Grunde von Seen hatte. In den tributären Kerbtälern erreichten die meisten Murströme den Bachlauf und wurden fluviatil erodiert und entfernt, während die Schuttloben in den durch eine flache Talsohle gekennzeichneten Trogtälern an den Unterhängen überdauern konnten.

Wo Muren in vegetationsbedecktem Gelände niedergehen, wird die Vegetationsdecke der Hänge vom Murschutt überflossen und dabei zumeist zerstört. Die resultierenden Narben in der Vegetationsdecke haben unter den strengen kaltklimatischen Verhältnissen in den höheren Lagen der Abisko-Berge sehr lange Bestand ehe sich eine neue Vegetationsdecke entwickelt. Die meisten Murströme sind auf Hängen oberhalb der Waldgrenze zu finden, wo die Klimabedingungen für die Entwicklung einer dichten Pflanzendecke besonders ungünstig sind und die Narben im Pflanzenkleid nur sehr langsam verheilen. An den SO-exponierten Hängen des Pakkapahuktjåkka-Berges (1700 m) erstrecken sich die Murströme vom 23. Juni 1979 unter den stark zerrunsten Steilwänden allerdings bis in die mit Birken- und Weidengebüsch bestandenen Hänge an der Nordflanke des Aliseatnu-Flußtales. Trotz der etwas günstigeren Klimaverhältnisse und geschützteren Lage unterhalb der Waldgrenze sind die Spuren der Murströme noch immer als deutliche, weithin sichtbare Narben im ansonsten dichten Pflanzenkleid zu erkennen. Die unterschiedlich weit fortgeschrittene Wiederbesiedlung der Murgänge mit Pflanzen zeigt an, dass in den Abisko-Bergen unterschiedlich alte Murströme existieren, und dass verschiedene Generationen von Muren ausgewiesen werden können. In dieselbe Richtung weisen morphologische Merkmale, wie sich überlappende Schuttkörper und Erosions-

spuren, sowie Grabungsbefunde zum stratigraphischen Bauplan der Murablagerungen. Dabei ist zu beachten, dass sich die hangabwärtige Bewegung der Muren in Schüben vollzieht, so dass übereinander gelagerte Schuttdecken und -loben von demselben Murereignis stammen können (vgl. Abb. 16 und 17; NYBERG 1985). Es empfiehlt sich daher, zur eindeutigen, sicheren Unterscheidung von verschiedenen alten Murablagerungen an einer Lokalität weitere, ergänzende Daten heranzuziehen. Viel versprechende Methoden zur Altersbestimmung von Murströmen sind die Dendrochronologie und die Lichenometrie. Die Dendrochronologie (Altersbestimmung von Bäumen anhand der Jahresringzahl im Stamm) ist allerdings nur auf Hängen unterhalb der Baumgrenze durchführbar und läßt sich daher nur im Falle weniger Murströme in den Abisko-Bergen (z. B. Pakkapahuktjåkka-Hänge) anwenden. Das Alter der Murströme oberhalb der Baum- / Waldgrenze läßt sich am besten mit Hilfe der Lichenometrie (Altersbestimmung mit Hilfe von Krustenflechten-Radien auf größeren Gesteinsfragmenten) bestimmen.

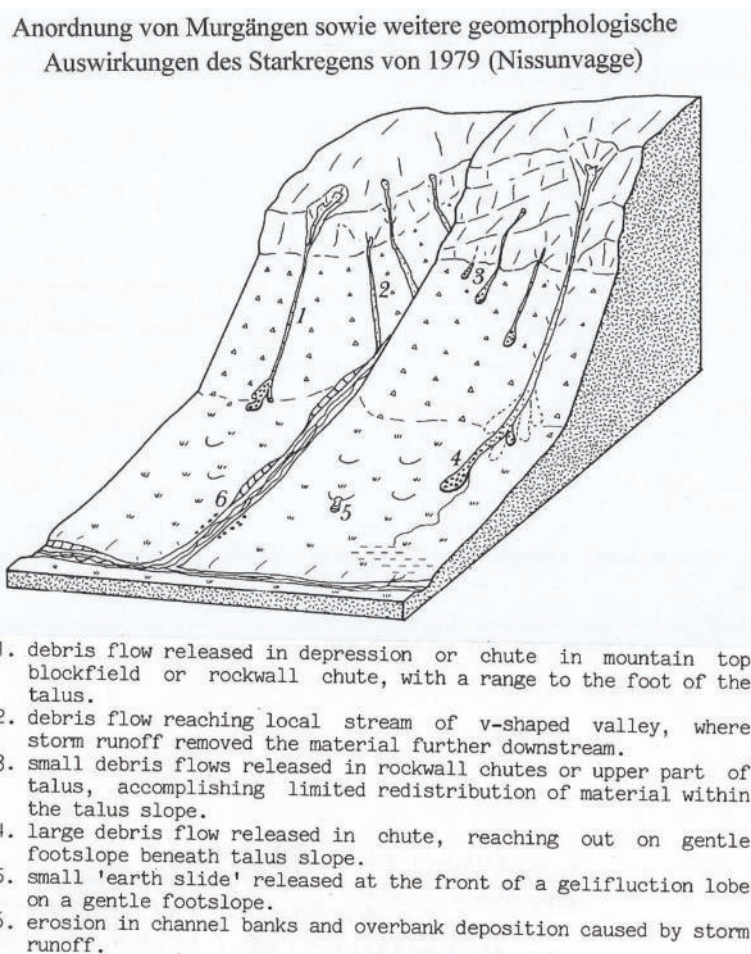


Abb. 16: Anordnung von Murgängen sowie weitere geomorphologische Auswirkungen des Starkregens von 1979 (Nissunvagge) (aus NYBERG 1985)

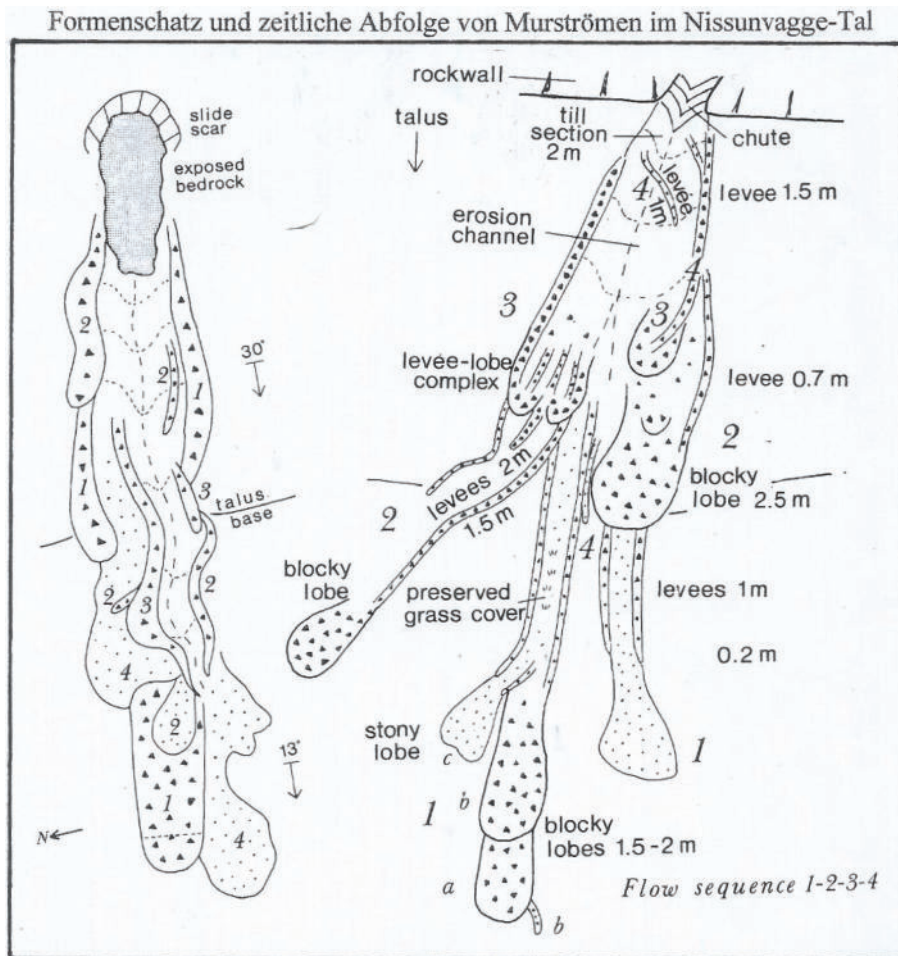


Abb. 17: Formenschatz und zeitliche Abfolge von Murströmen im Nissunvagge-Tal (aus NYBERG 1985)

RAPP & NYBERG (1981a, 1981b) und NYBERG (1985) haben Murströme im Nissunvagge-Tal (Nis-suntjärro-Südhang) und im Alisatnu-Tal (Pakkapahuktjåkka-Südhang) lichenometrisch nach der Methode von KARLÉN (1973, 1975) datiert, weisen aber darauf hin, dass es sich bei den Ergebnissen nur um Richtwerte handelt, die durch weitere Forschungen präzisiert werden müssen. Es ging den Autoren vor allem darum, die Häufigkeit der Murereignisse im Postglazial zu ermitteln, weniger darum, absolute Jahreszahlen für einzelne Murereignisse für eine Murchronologie im Gebiet zu finden. Es wurden Radien der Krustenflechten *Rhizocarpon geographicum* und *Rhizocarpon alpicola* auf Blöcken an der Oberfläche von Uferwällen und Stirnloben verschiedener Murströme gemessen und mit bekannten Werten von Thalli-Wachstumsraten in Nordskandinavien verglichen. Dabei wurde entsprechend KARLÉN's Ergebnissen (1975) vorläufig angenommen, dass sich die Wachstumsraten der Flechten auf verschiedenartigen Festgesteinen nur unwesentlich unterscheiden. Die Ergebnisse aus den Abisko-Bergen und anderen Gebieten Nordschwedens (u. a. Tarfala-Tal im Kebnekaise-Gebiet) deuten auf eine relativ geringe Häufigkeit von Murereignissen mit Zeitabständen von einigen Jahrzehnten oder Jahrhunderten zwischen der Auslösung größerer Murströme, wobei die Murhäufigkeit im Laufe der letzten 500 Jahre im Vergleich zum Zeitraum 500-2500 Jahre B.P. offensichtlich zugenommen hat. Im Nissunvagge-Tal lassen sich nach NYBERG (1985) während der letzten 2500-2600 Jahre 6-10 verschiedene Murereignisse unterscheiden, im rund 30 km weiter südlich gelegenen Tarfala-Tal 7-8. Spuren älterer Murströme wurden nicht gefunden, d. h. die Murgänge stammen nicht aus dem Spätglazial oder frühen Postglazial. Die genaue Anzahl der postglazialen Murereignisse läßt sich anhand der lichenometrischen Befunde nicht ermitteln, da die Radien der untersuchten Flechten-Thalli stark variieren, was nicht zwangsläufig altersbedingt ist, sondern auch auf lokal unterschiedlichen Standortfaktoren während eines einzigen Murereignisses beruhen kann. Die nach Ausweis der Flechten-Datierungen kürzeren Zeitabstände zwischen den Murereignissen während der letzten 500 Jahre können unterschiedlich interpretiert

werden (vgl. NYBERG 1985): Sie können tatsächlich eine größere Häufigkeit von Muren anzeigen; sie können aber auch Schwierigkeiten bei der Identifizierung sehr alter Murgänge als morphologische Einheiten im Relief widerspiegeln, wenn sie z. B. kollabiert, kryoturbat verformt oder von jüngeren Murströmen überflossen worden sind. Ferner sind die alten Daten unzuverlässiger als die jüngeren, da die Flechten-Wachstumskurve von KARLÉN (1973) für große Flechtenradien auf einer einfachen Extrapolation beruht. Nach JONASSON, NYBERG & RAPP (1997) weisen lichenometrische Befunde auf eine Häufung von Murerignissen in Kaltphasen des Holozäns, wie z. B. die „Kleine Eiszeit“, die durch ein Vorstoßen vieler Gletscher gekennzeichnet war.

In der jüngeren Vergangenheit fanden in den Abisko-Bergen größere Murerignisse im Oktober 1959 (Nordwestteil) und im Juni 1979 (Südostteil) statt. Auslöser waren Starkregen, im ersten Fall im Zusammenhang mit Frontalregen, im zweiten Fall mit Konvektionsregen. Das 1959er Ereignis vollzog sich nahe des Höhepunkts eines kurzen Warmlufteinbruchs, das 1979er Ereignis nahe des Minimums einer Kältewelle (vgl. JONASSON, NYBERG & RAPP 1997). Da die Auslösung von Murströmen auch von Standortfaktoren wie Hangneigung, Verfügbarkeit von Lockermaterial, Vegetationsbedeckung des Hanges etc. abhängig ist, kommt es nicht immer zu einem Murerignis, wenn die klimatischen Bedingungen günstig erscheinen – der Schwellenwert unterliegt wahrscheinlich zeitlichen und räumlichen Schwankungen. Nach JONASSON (2012, persönliche Beobachtungen, vgl. CALLAGHAN, JONASSON et al. 2013) kam es im Oktober 1959, Juni 1979, Juli 1983, August 1998, November 1999, Juli 2004 und Juli 2012 in der Torneträsk-Region zu Starkregen, die erhebliche Schäden durch Erosionsprozesse anrichteten. 1999 und 2004 wurden u. a. die Trassen der Eisenbahn und der Straße Kiruna – Narvik beschädigt. Auch an den Trogtalhängen führten die heftigen Regenfälle zu raschen, „katastrophenartig“ ablaufenden Massenbewegungen, die stellenweise mit einem beträchtlichen Sedimentabtrag verbunden waren. Das Material gelangte in einigen Fällen bis in die Bachbetten und über die Vorfluter (Nissunjåkka, Abiskojåkka) bis in den Torneträsk-See.

3.1.6. Formen der Nivation

In den Hochlagen der Abisko-Berge, insbesondere im nordwestlichen, durch hohe winterliche Schneemengen gekennzeichneten Teil, überdauern mächtigere Schneeanisammlungen oftmals bis weit in den Sommer (vgl. Fotos 13 und 14). Außer diesen langfristigen-saisonalen Schneeflecken existieren Schneefelder, vorzugsweise in den Plateau- und Gipfelblockfeldern in Höhenlagen über 1000 m ü. M., in denen Permafrostboden in bisher unbekannter Verbreitung und Mächtigkeit auftritt. Ferner finden sich langfristige Schneeanisammlungen in tieferen, schattigen Lagen (z. B. in tief eingeschnittenen Kerbtälern, Canyons, Trogtälern, Karen etc.) bis hinab in Höhenlagen von rund 550-600 m ü. M. Die Verbreitung, Anordnung und Form der Schneeflecken und -felder werden durch das Relief vorgezeichnet. Eine auf Luft- und Satellitenfotos sowie Feldstudien gestützte Verbreitungsanalyse belegt, dass sich die langfristigen Schneeanisammlungen von Jahr zu Jahr nahezu an denselben Plätzen einstellen – eine sehr wichtige Voraussetzung für die Entwicklung von Nivationsformen. In den Tieflagen der Abisko-Berge begrenzen nicht nur die geringeren winterlichen Niederschlagsmengen und die höheren Sommertemperaturen im Vergleich zu den höheren Lagen das Vorkommen langfristiger Schneeflecken, sondern auch das dichtere und höhere Vegetationskleid. Die stellenweise sehr dichte (Birken-) Waldvegetation behindert die Umlagerung des winterlichen Schnees, so dass größere Schneemengen nur an wenigen Plätzen angehäuft werden können. Dagegen ist die Schneedrift oberhalb der Waldgrenze sehr stark, wodurch mächtige leeseitige Schneewehen entstehen können. Fast alle langfristigen Schneeflecken und -felder sind in Leelagen zu den im Winter vorherrschenden Winden aus westlichen Richtungen anzutreffen, wobei Nordost- und Ostauslagen bei weitem überwiegen. Viele Schneeanisammlungen, aber nicht alle, besetzen Mulden. Nach dem Habitus lassen sich transversale, longitudinale, runde und unregelmäßig gestaltete Schneeflecken unterscheiden. Die transversalen Schneeflecken sind mehr oder weniger isohypsenparallel angeordnet, während die longitudinalen Schneeanisammlungen in Richtung des Hanggefälles verlaufen. Mit Fortschreiten der Ablationsperiode verändern sich die Abmessungen und der Umriß der Schneeflecken, wobei der Formtyp bisweilen wechselt.



Foto 13: Transversale, langfristige Schneeflecken in Leelagen am gestuften Osthang des Kappastjärro-Berges. Die Schneeannehlungen überdauern jedes Jahr in denselben Hangmulden. Beim Abschmelzen des Schnees wird vegetationsfreier Schutt freigelegt, der oftmals durch Schnee- und Eisdruck zu Pflasterböden verfestigt ist. Fast alle Hohlformen sind im schiefrigen Festgestein angelegt. 14.8.2015

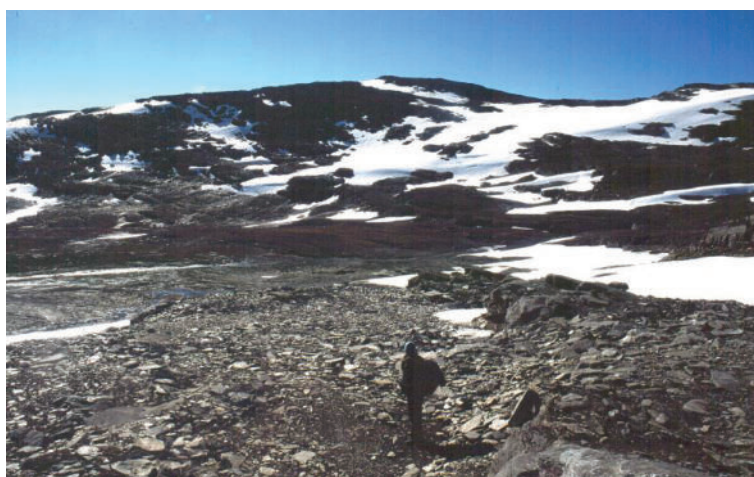


Foto 14: Ausgedehnte Blockfelder mit Felsköpfen im Passbereich zwischen Ekman-Gletscher und Kuoblavagge (ca. 1300 m ü. M.). Die nordexponierten Hänge des Latnjatjärro (1450 m ü. M.) sind von weitflächigen Schneefeldern bedeckt, die das Vorkommen von weiträumigem Permafrost im Untergrund indizieren. 15.8.2015

An den langfristig-saisonalen und perennierenden Schneeflecken und -feldern sind verschiedene geomorphologische Prozesse wirksam, die unter der Sammelbezeichnung „Nivation“ („Schneeflecken-Erosion“) zusammengefasst werden können. Dabei handelt es sich um ein Prozeßgefüge, in dem kryoklastische Gesteinsverwitterung („Frostsprennung“), chemische Verwitterung, Gelisolifluktion (frostdynamisch bedingtes „Bodenfließen“), Ablation („Abspülung“), Kongeliturvation (frostdynamisch bedingte „Bodendurchmischung“), Sturzdenudation und Schnee- / Eisdruck zusammenwirken (vgl. u. a. SCHUNKE, 1974, HALL 1985, THORN 1988, NYBERG 1986, 1991, 1993, BERRISFORD 1991, CHRISTIANSEN 1998, THORN & HALL 1980, 2002). Es führt im Laufe der Zeit oftmals zur Ausbildung eines charakteristischen „niveogenen“ Formenschatzes.

Unter den niveogenen Formen lassen sich Nivationswannen und Nivationsnischen unterscheiden. Ihre Morphogenese ist an Schneeflecken mit einem runden oder ovalen Grundriß geknüpft. Während die Nivationswannen vornehmlich in nahezu ebenem Gelände, wie etwa den Plateaublockfeldern entwickelt sind, besetzen die Nivationsnischen stärker geböschte Hänge (vgl. MEIER, 1987, 1991a, 1996, 2020). Bei den schneegefüllten Hohlformen ist nicht immer zweifelsfrei festzustellen, in welchem Maße die Entwicklung der Mulde auf Nivationsprozessen beruht. Es kann sich auch um eine präexistente, andersartig entstandene Hohlform handeln, die aber die Ansammlung und das längerfristige Überdauern eines Schneeflecks begünstigt hat. Oder eine bereits vorhandene Hohlform ist durch Nivationsprozesse überprägt und vergrößert

worden (vgl. THORN 1988, THORN & HALL 2002). Wannen- und Nischenformen, deren Morphogenese vollständig und ausschließlich auf Nivationsprozessen beruht, scheinen selten zu sein, doch ist die Unterscheidung der verschiedenen Muldenvarianten bisweilen problematisch. Hinweise auf eine maßgebliche Beteiligung von Nivationsprozessen ergeben sich u. a. aus der Gestalt und Dimension der Hohlform sowie aus verschiedenen charakteristischen Prozeßspuren am Grunde und im Umkreis der Hohlform. Die in den Plateau- und Gipfelblockfeldern der Hochlagen beobachteten Nivationswannen haben Durchmesser von bis zu 25 m und maximale Tiefen von ca. 1,5 m. Alle Mulden sind im Blockschutt angelegt, keine im Festgestein. Wo Feinmaterial im Untergrund vorhanden ist, haben sich am Wannensboden durch Schnee- und Eisdruck stellenweise Pflasterböden entwickelt. Solche Erscheinungen der Schuttglättung finden sich auch am Grunde vieler Nivationswannen in moränischen und (glazi-) fluvialen Ablagerungen abseits der Blockfelder. Die ebenfalls im Lockergestein angelegten Nivationsnischen sind in typischer Ausprägung lehnses-selartig in den Hang eingelassen. Ihr Radius beträgt zumeist weniger als 100 m, ihre Tiefe 5-15 m. Nivationsnischen am oberen Rande von Steinschlagrinnen und am Talschluß von Ravinen und Kerbtälern können größere Dimensionen aufweisen. Besondere Beachtung verdienen die Nivationsnischen am oberen Rande des Nissunjäkka-Canyons, die nach RAPP (1985a, 1986) eine weichseleiszeitliche Inlandeisbedeckung mit „kaltem“, am Permafrost-Untergrund angefrorenem, nicht erosivem Eis überdauert haben.

Um die klimatischen Bedingungen und die Einzelprozesse der Nivation in den Abisko-Bergen möglichst genau zu ermitteln, wurden von NYBERG (1986, 1991, 1993) 4 Schneefleck-Lokalitäten im Nordwestteil des Gebietes instrumentiert und Prozeßspuren, Formen und Ablagerungen im Umkreis der Schneeansammlungen studiert und kartiert. Die beiden höchstgelegenen, benachbarten Schneeflecken (ca. 1200 m ü. M.) befinden sich am Südhang des Låktatjåkka-Berges, rund 500 m von der Låktatjåkka-Touristenhütte entfernt. Sie wurden aus zwei Gründen ausgewählt: Sie repräsentieren einen langfristig-saisonalen und einen perennierenden Schneefleck und sind an einem einstrahlungsreichen Südhang gelegen, was eine Vielzahl geomorphologischer Prozesse als Folge der Schneeschmelze und Frostwechselaktivität erwarten läßt. Zum Vergleich wurden zwei Schneeflecken am Osthang des Njulla-Berges (920 m ü. M.) und auf einer Terrasse 2 km westlich von Björkliden (680 m ü. M.) untersucht (vgl. LINDH, NYBERG & RAPP 1988). Die Messungen und Beobachtungen an den Lokalitäten erstreckten sich über den Zeitraum 1984-1987. Die automatisierten Temperaturmessungen an einem Felskopf oberhalb der Låktatjåkka-Schneeflecken sowie im Lockermaterial deuten auf kurzfristige Frostwechsel mit geringen geomorphologischen Auswirkungen. Das Vorherrschen von Frostwechselzyklen mit geringer Intensität impliziert, dass die tiefer reichende frostdynamische Gesteinsverwitterung auf dem jahreszeitlichen Gefrierzyklus beruht. Verwitterungsmaterial wird nach NYBERG (1993) vornehmlich durch die Auflösung der winterlichen Gefronnis gebildet und im Frühsommer mobilisiert. Dies läßt darauf schließen, dass die Blockfelder in den Abisko-Bergen hauptsächlich durch eine langzeitige Gesteinsverwitterung als Folge des jährlichen Frostwechsels entstanden sind, oder dass die Frosttätigkeit unter früheren, kälteren Verhältnissen effektiver war. Ein Vergleich der Frostwechselhäufigkeit an der exponierten Felsoberfläche, an der Lockermaterialoberfläche, im Lockermaterial und an der Luft (an einer in der Nähe installierten Messstation) zeigt erhebliche Unterschiede: Die Anzahl der Frostwechsel im Lockermaterial ist deutlich geringer als an den Oberflächen und in der Luft, wobei die Amplitude der Zyklen bei Eindringtiefen von maximal 5 cm (mit Ausnahme des tiefer eindringenden Jahreszyklus) ebenfalls geringer ist. Die Messdaten belegen eindrucksvoll, dass Lufttemperaturwerte wenig aussagefähig sind für eine Abschätzung der geomorphologisch wirksamen Frostwechselzyklen. Dies gilt umso mehr bei Verwendung von Lufttemperaturdaten weit entfernter meteorologischer Messstationen, wie der Talstationen Abisko und Katterjåkk, die sich zudem in wesentlich geringerer Höhenlage ü. M. befinden als die zu untersuchenden Nivationserscheinungen. Die Anzahl der Luftfrostwechseltage war im Sommer an den Schneeflecken am Låktatjåkka-Südhang deutlich größer als an den Messstationen Abisko und Katterjåkk. Dies änderte sich im Spätherbst ins Gegenteil, als die Temperaturen in den Hochlagen unter den Gefrierpunkt fielen und dort verweilten, aber in den tieferen Lagen ein Wechsel zwischen Gefrieren und Auftauen (Frostwechsel-Verhalten) begann (vgl. NYBERG 1993).

Trotz der geringen Anzahl von Frostwechselzyklen im Substrat, die von NYBERG (1993) auch für einen westexponierten, grasbedeckten Gelisolifluktionshang am Nissuntjärro-Berg im Südostteil der Abisko-Berge nachgewiesen werden konnte (1050 m ü. M., Lufttemperatur-Messung in ca. 1000 m ü. M.) finden

sich in den Hochlagen („Frostschuttstufe“), insbesondere in den Plateau- und Gipfelblockfeldern, Spuren der kryoklastischen Gesteinsverwitterung aus jüngster Zeit. Dazu zählen vor allem Steine und Blöcke mit „frischen“ flechtenfreien Bruchflächen, die in der Umgebung langfristiger Schneeflecken und an anderen feuchten Plätzen in großer Zahl vorkommen. Die Beobachtung belegt, dass die frostdynamische Gesteinsverwitterung bei hinreichender Durchfeuchtung des Substrats bis in die Gegenwart anhält, wenn auch in relativ bescheidenem Umfang. Erstaunlicherweise wurden sogar in der untermalpiner Vegetationsstufe vereinzelt Blöcke mit „frisch“ anmutenden Kernsprüngen angetroffen. Anzeichen für Verwitterungsvorgänge in der jüngeren Vergangenheit wurden sowohl in den Schiefergesteinen der nordwestlichen Abisko-Berge als auch in den Amphibolit-Bergen im Südosten gefunden, wobei die meisten Funde auf den Nordwestteil entfallen. Dies kann petrographisch bedingt sein, eine Folge des höheren Feuchtigkeitsangebotes für die Verwitterung aufgrund der höheren Niederschlagsmengen darstellen oder rein zufällig sein, etwa in Folge einer besseren Geländekenntnis vom Gebiet. Es bestehen allerdings keine Zweifel, dass die frostmechanische Gesteinszerlegung am Rande langfristiger Schneeflecken im Vergleich zur schneefreien Umgebung infolge des größeren Feuchtigkeitsangebotes eine Intensivierung erfährt. Am Rande der Schneeflecken ist das Festgestein oder der Verwitterungsschutt stärker zersetzt als in der weiteren Umgebung. In den Blockfeldern ist der Detritus in Schneeflecknähe häufig besonders kleinstückig. Die Beobachtungen werden durch Langzeitbeobachtungen an Schneeflecken auf der norwegischen Varanger-Halbinsel (1978-1989) gestützt (vgl. MEIER 1996, 2020).

Außer der kryoklastischen Gesteinsverwitterung und bescheidenen chemischen Verwitterungsvorgängen (vgl. NYBERG 1991) finden an den langfristig-saisonalen und perennierenden Schneeflecken zahlreiche geomorphologische Prozesse statt, die in ihrer Gesamtheit und Verknüpfung das Prozeßgefüge der Nivation ausmachen. Dazu zählen vor allem Massentransporte und -bewegungen, die das von der Verwitterung bereitgestellte Material im geböschten Gelände hangabwärts verlagern. Unter diesen erlangen Abspülung und Gélisolifluktion die größte Bedeutung. Der Abtransport der feineren Verwitterungsprodukte von den stellenweise felsigen Rückhängen der Nivationsnischen erfolgt überwiegend durch Schmelzwasser an der Basis der Schneeflecken (subnival). Das Schmelzwasser tritt am unteren Schneefleckrand entweder linear in Abflußkanälen (Tunneln) unter dem Schnee oder flächenhaft als „sheet wash“ hervor. Oberflächliche Ausspülung von Feinmaterial bis hin zur Entwicklung eines oberflächlichen Steinpanzers sowie Feinmaterialabtrag in Spülrinnen erlangen große Bedeutung sofern keine retardierende geschlossene Vegetationsdecke vorhanden ist. Die flachen Spülrinnen am unteren Schneefleckrand erweitern sich an steileren Hängen häufig zu scharf eingeschnittenen Hangkerben und -rinnen, die an lockermaterialbedeckten Hängen bis ins anstehende Festgestein zurückgreifen können. Auf nahezu ebenen Geländepartien wird das mit dem Schneeschmelzwasser angelieferte Feinmaterial in Gestalt dünner, schluffig-sandiger Sedimentdecken abgelagert. Tritt feinsedimenthaltiges Schmelzwasser gebündelt an Tunnelöffnungen am Schneefleckrand hervor, können lokal kleine Schwemmfächer gebildet werden. Der Bereich flächenhafter Hangabspülung („sheet wash“) erstreckt sich vom unteren Schneefleckrand zumeist 10-20 m hangabwärts. Er wandert entsprechend dem zurückweichenden Schneefleckrand im Laufe der Ablationsperiode allmählich hangaufwärts. Das mit dem Schmelzwasser angelieferte Feinmaterial und die starke Substratdurchfeuchtung an den unteren Rändern der langfristigen Schneeflecken begünstigen gélisolifluidale Massenbewegungen. Daher weisen die Hänge unterhalb der Schneeflecken häufig ein buckliges Mikrorelief auf oder sind mit loben- und zungenförmigen Gélisolifluktionskörpern besetzt. Die Gélisolifluktion tritt an Hängen mit bewegungshemmender Gras- oder Zwergstrauchvegetation in „gebundener“ Form in Erscheinung. Als besonders förderlich für die Mobilität des Substrats ist der im Umkreis der langfristigen Schneeflecken lange erhaltene oberflächennahe winterliche Frostboden anzusehen (vgl. u. a. SCHUNKE 1974, 1975, NYBERG 1991, MEIER 1996, 2020), der als Wasserstauer fungiert, ein Versickern des am Schneefleckrand freigesetzten Schmelzwassers verhindert und dadurch eine Durchtränkung des oberflächennahen Substrats zur Folge hat. Bei seiner Auflösung liefert er zusätzliches Schmelzwasser, das die Bodenfeuchte weiter erhöht. Eine Verlagerung von Verwitterungsmaterial über die Schneeoberfläche („supranival“) oder durch den Schneekörper („ennival“) zum unteren Schneefleckrand ist nur möglich, wenn der Rückhang der Nivationsnische (Lockermaterial oder Fels) die Schneeoberfläche überragt, sei es im Laufe der Akkumulationsperiode im Winter

oder zu Beginn der Ablationsperiode im Frühsommer. Damit Verwitterungsmaterial auf die Schneeoberfläche gelangen kann, darf allerdings keine Randkluft entwickelt sein, in der sich das Material verfängt und ansammelt. Nach Ausweis der Feldbefunde spielt diese Art der Schuttverlagerung offenbar keine große Rolle, denn es wurde nur selten Verwitterungsmaterial auf den Schneeflecken angetroffen. Allerdings wurde verschiedentlich leichtes Feinmaterial (Phyllitplättchen, Torffasern, Pflanzenreste) auf den Schneeoberflächen beobachtet, das offensichtlich durch Winddrift dorthin transportiert worden ist. Dieses äolische Sediment dürfte allerdings im Sommer durch Schneeschmelz- und Regenwasser rasch abgespült werden. Bei stichpunkthaften Grabungen in einigen Schneefeldern wurde nur minerogenes Material gefunden, das einen äolischen Transport aufgrund seiner Korngröße ausschließt.

Nach oder gegen Ende der Ablationsperiode wurden am Platze langfristiger, mächtiger Schneeansammlungen in den Mulden nicht selten Pflasterböden als Erscheinungen der Schuttglättung beobachtet. Sie zeugen von der Wirksamkeit von Schnee- / Eisdruck im Prozeßgefüge der Nivation. Die Pflasterböden bestehen aus einer unregelmäßig mosaikartigen Anordnung mehr oder weniger flacher Oberflächen von Gesteinsfragmenten in einem einheitlichen Niveau, einer künstlichen Pflasterung vergleichbar. Dabei reihen sich die einzelnen Steine und Blöcke oft dicht aneinander und erscheinen in das Feinmaterial wie eingewalzt. Die Körnung der Feinmaterialmatrix variiert entsprechend der Herkunft des Lockermaterials. In der Frostschuttstufe handelt es sich zumeist um in situ gebildeten Detritus, an den Hängen hingegen oftmals um eine Mischung von lokalem Verwitterungsmaterial und schluffig-sandiger Grundmoräne. Die Feldbefunde belegen die Mitwirkung von Eisdruck bei der Pflasterbodenbildung: An der Basis vieler abschmelzender Schneeflecken war eine Eisschicht entwickelt, die dem oberflächlich aufgetauten Untergrund zumindest im Zentrum des Schneeflecks auflag. Durch die Existenz einer solchen Eisschicht an der Sohle des Schneeflecks wird der Druck auf einen möglicherweise aus dem Pflasterboden herausragenden Stein verstärkt, da dem Stein auf diese Weise der Schneedruck einer größeren Umgebung zuteil wird (vgl. MEIER 2020). Ohne eine derartige Eisschicht wirkt sich das Gewicht der insgesamt amorphen Schneemasse nur durch den Druck einer schmalen Schneesäule direkt auf den Stein aus. Von einigen abschmelzenden Schneeflecken wurden Sedimentreste freigegeben, deren Material offensichtlich von den Rückhängen der Mulden stammt und vom Schneeschmelzwasser dorthin verfrachtet worden war. Minerogene Tunnelfüllungen unter dem Schnee, analog den Oswällen bei abschmelzenden Gletschern, wurden aber selbst an mächtigen Schneeansammlungen nicht beobachtet. Dem Anschein nach wurden derartige Sedimentstrukturen, falls sie überhaupt gebildet worden waren, beim Abschmelzen und Kollabieren der Schneeflecken zerstört. Obwohl sich mehrere mächtige Schneeflecken nach Ausweis der Randkluft an ihrem oberen Rand hangabwärts bewegt hatten, wurden keine Schleifspuren an der Oberfläche der minerogenen Unterlage (Detritus-Grundmoränen-Gemisch) gefunden. Dieser Befund deckt sich mit den Beobachtungen von NYBERG (1991) an Schneeflecken am Låktatjåkka-Südhang und von MEIER (1996) an Schneeflecken auf der Varanger-Halbinsel. Dort hatten mehrere mit Farbe markierte Steine in einer Nivationsmulde ihre Lage im Zeitraum 1981-1987 nicht verändert. Zudem wurden keine geomorphologischen Spuren von Kriech- oder Gleitbewegungen an der Sohle der Schneeflecken festgestellt. Dagegen wurden am felsigen Grunde von zwei bis spät in den Sommer schneegefüllter Mulden einzelne, mit Schliffmarken oder frischen Bruchflächen versehene Steine und Blöcke angetroffen, die höchstwahrscheinlich durch die hangabwärts gleitenden Schneemassen verlagert und gegen den felsigen Untergrund gepresst worden waren. Diese Beobachtungen stützen die Auffassung NYBERGs (1991), wonach die Art des Substrats unter den Schneeflecken möglicherweise einen Kontrollfaktor darstellt.

NYBERG (1991) unterscheidet an den studierten Schneeflecken (vgl. Abb.18) drei Zonen unterschiedlicher geomorphologischer Aktivität: Rückhang / Felswand, Schnee-Unterlage und hangabwärts angrenzende Frontzone, wobei letztere während des Sommers sukzessive in Richtung auf den zurück schmelzenden Schneefleckrand verlagert wird:

1. Die schuttbedeckten Rückhänge der Schneeflecken am Njulla und am Låktatjåkka-Südhang unterlagen der Rillenerosion, wodurch Material auf den Schneefleck oder in die Randkluft transportiert wurde. Ferner fanden kleine Schuttrutschungen und gelisolifluidale Massenbewegungen statt. Diese Prozesse verlagern das Material vermutlich schneller als die Verwitterung neuen

Detritus anliefert, so dass letztendlich die Felsoberfläche oberhalb der Schneeflecken freigelegt wird. Sobald das Lockermaterial entfernt ist, bestimmt die Verwitterung der Festgesteine die Rückverlegung des Hanges, die dann viel langsamer erfolgt, wie Messungen am Björkliden-Schneefleck vermuten lassen. Die aktuelle Gesteinsverwitterung durch Frostwechseltätigkeit ist im Gebiet offensichtlich wenig effektiv. Die minerogenen Ablagerungen an der Oberfläche der Schneeflecken und die geringe Steinschlagfähigkeit indizieren keine kräftige rezente Frostverwitterung, da ein Teil dieser Sedimente durch Wind und Wasser dorthin transportiert worden sein kann. Größerer Schutt könnte über einen längeren Zeitraum gebildet worden sein.

2. Die Unterlage der Schneeflecken repräsentiert einen weitgehend inaktiven, geschützten Bereich, selbst wenn etwas Material von den Rückhängen dort abgelagert worden ist. Eine Abrasion durch gleitenden Schnee hatte nur lokal an einer Felsoberfläche stattgefunden. Schuttunterlagen wurden im Unterschied zu Felsunterlagen von der Schneeansammlung selbst kaum beeinflusst, bestenfalls durch chemische Verwitterungsvorgänge, die durch das perkolierende Schneeschmelzwasser begünstigt werden. An perennierenden Schneeflecken verhindert jedoch Permafrost das Eindringen von Schmelzwasser in das Substrat. Unter mächtigen Schneeansammlungen mit großer Dichte, die nahezu ebene Geländepartien überlagern, können Pflasterböden gebildet werden.
3. Die Frontalzone am unteren Rand der Schneeflecken stellt einen morphologisch aktiven Bereich dar. Die intensivste Morphodynamik vollzog sich an den Schneeflecken am Låktatjåkka-Hang während der Ablationsperiode als Schneeschmelzwasser in subnivalen Tunneln abfloß, dessen Feinsedimentlast in Gestalt kleiner Wälle abgesetzt wurde (Unterschied zu den eigenen Beobachtungen!). Die Abspülung (Abluation) wird durch die Andauer und Intensität des Schmelzwasserabflusses an der Stirn des Schneeflecks kontrolliert, wobei von Jahr zu Jahr unterschiedlich große Sedimentmengen angeliefert werden. Die Ablagerung besonders großer Sedimentmengen durch „Hangarbeit“ („slope work“ nach NYBERG 1991) im Frühsommer ist typisch. Der lange in Schneeflechnähe existierende winterliche Frostboden verhindert ein rasches Eindringen des Schmelzwassers in den Untergrund. Durch seine wasserstauende Wirkung wird der Boden durchfeuchtet. Dies begünstigt in Kombination mit der Feinmaterialzufuhr durch das abfließende Schneeschmelzwasser gelisolifluidale Massenbewegungen an den Hängen unterhalb des Schneeflecks. Die Befunde von den Schneeflecken am Låktatjåkka-Hang weisen auf eine geringe Wirksamkeit der chemischen Verwitterung im Vergleich zu tiefer gelegenen Standorten (vgl. RAPP 1960). Dies läßt sich möglicherweise auf die geringere Löslichkeit der Gesteine und die auch im Sommer niedrigeren Temperaturen in den Hochlagen der Abisko-Berge zurückführen.

Geomorphologischer Formenschatz im Umkreis von zwei langfristigen Schneeflecken am Låktatjåkka-Berg

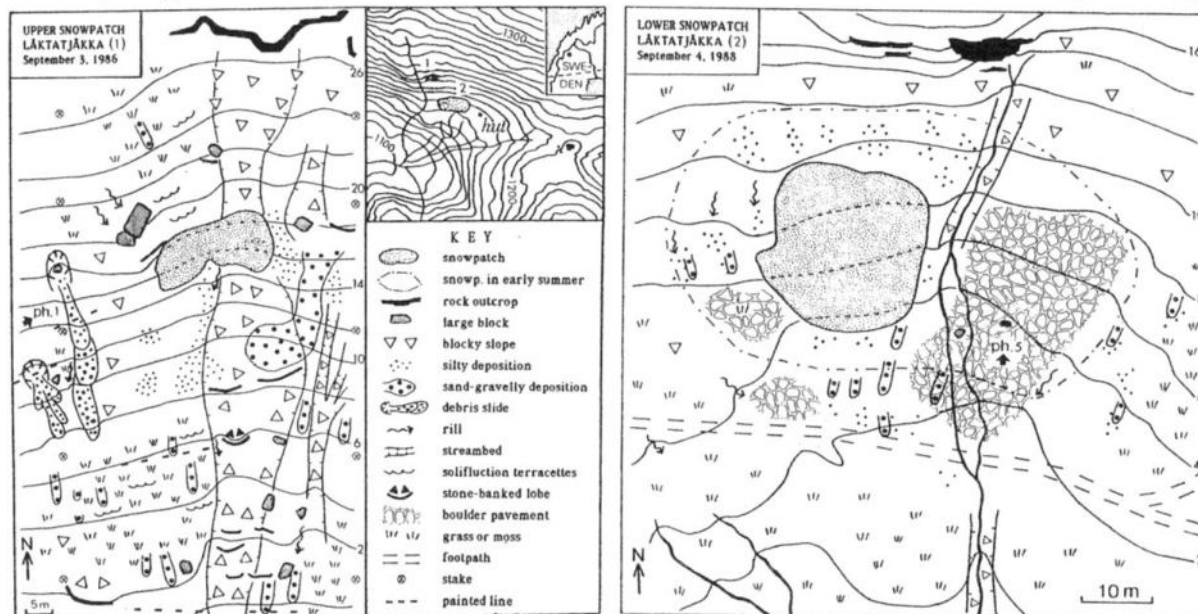


Abb. 18: Geomorphologischer Formenschatz im Umkreis von zwei langfristigen Schneeflecken am Låktatjåkka-Berg (aus NYBERG 1991)

Die Formenentwicklung durch das Prozeßgefüge der Nivation wird außer durch die lokalen petrographischen Verhältnisse auch durch die präexistenten Reliefmerkmale kontrolliert. Bis in die frühen 1990er Jahre wurde von einer weit reichenden Zerstörung der älteren Reliefformen in Skandinavien durch das pleistozäne Inlandeis ausgegangen, so dass den aktuellen Nivationsformen automatisch ein postglaziales Alter zugeschrieben wurde, was den mäßigen Entwicklungsgrad des Formenschatzes erklären sollte. Scharf („lehrbuchhaft“) ausgeprägte Nivationsnischen sind im nordschwedisch-nordnorwegischen Hochgebirge offenbar selten. Auch in den Abisko-Bergen ist die gegenwärtige Überprägung des im Festgestein angelegten Reliefs gering, legt man die Befunde zur Verwitterungsaktivität im Låktatjåkka-Gebiet zugrunde (vgl. NYBERG 1991). Nischen mit Schnee-Einlagerungen existieren zwar an den Flanken einiger canyonartig eingetiefter Täler, sind aber teilweise im Lockermaterial ausgeprägt. Die im Festgestein angelegten Nischen enthalten weichseiszeitliches Grundmoränenmaterial und müssen daher vor der letzten pleistozänen Vereisung angelegt worden sein, entweder in Interstadialen, Interglazialen oder gar präglazial, etwa im Tertiär. An den langfristig-saisonalen und perennierenden Schneeflecken in den nordwestlichen Abisko-Bergen wurden nur flache Mulden- und Wannenformen angetroffen, die besser als „leeseitige Schnee-Akkumulationsplätze“ („leeward accumulation sites“ nach THORN 1988) denn als Nivationsnischen bezeichnet werden können (vgl. NYBERG 1991). Die glaziäre Überprägung des Reliefs war in den Gebirgshochlagen offensichtlich wesentlich stärker als im Falle der Canyon-Täler, die der glaziären Erosion infolge ihrer Lage im Relief und ihrer schmalen Form weniger ausgesetzt waren (vgl. RAPP 1986). Als Beispiel für ein derartiges, vom pleistozänen Inlandeis wenig überprägtes Tal führt RAPP (1985a, 1986) den 3,5 km langen, 50-80 m tiefen, in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Nissunjåkka-Canyon an. Der im Amphibolit-Gestein angelegte Canyon ist in eine flachwellige, von Grundmoräne bedeckte Hochfläche (650-800 m ü. M.) eingelassen. Die Waldgrenze verläuft in rund 650 m ü. M. Die durch eine niedrige Gras- und Zwergstrauch-Vegetation gekennzeichnete Hochfläche ist wind- und kalteexponiert. Im Winter kommt es zu heftigen Winden aus westlichen Richtungen, die Treibschnee an die oberen, ostexponierten Canyonränder blasen und dort mächtige Schneeanstimmungen bilden. Die oberen Canyonränder verlaufen nicht geradlinig. In die Wände und Steilhänge sind zahlreiche uhrglasförmige Mulden eingelassen. In ihnen sammelt sich der Treibschnee jeden Winter an denselben Plätzen und schmilzt im Laufe des Sommers auf dieselbe Weise wieder ab. Dabei wird Lockermaterial aus der Mulde hangabwärts verlagert und das Festgestein am Rande und am Boden der Schneeflecken nach und nach freigelegt. Ein großer Teil des Materials gelangt bis zum Talboden und wird dort in Gestalt von Kolluvialkegeln und -fächern, von RAPP (1985a, 1986) kurz als

„Nivationskegel“ bezeichnet, abgelagert. Ihr Böschungswinkel ist mit 23-28° geringer als derjenige von Sturzschutthalden und -kegeln entsprechender Gesteine (35-40°). Die Akkumulationsformen bestehen nach Ausweis von Anschnitten durch den Nissunjäkka-Bachlauf aus stark vermischtem Lockermaterial ohne erkennbare Schichtung, Sortierung oder Zurundung, das offenbar durch fließendes Wasser, (Naß-) Schneelawinen, Muren und gelisolifluidale Prozesse aus den Mulden an den oberen Canyonrändern in die Hangfußbereiche verlagert worden ist. Die in die oberen Canyonwände steil ins Festgestein eingeschnittenen halbkreisförmigen Hohlformen repräsentieren nach RAPP präweichseleiszeitlich angelegte Nivationsnischen, da sie stellenweise weichseleiszeitliche Grundmoräne enthalten, erkennbar an erratischen Granit-, Syenit- und Gneis-Blöcken. Das Inlandeis schmolz im Gebiet vor etwa 9 000 Jahren B.P. ab. Danach konnten die postglazialen Nivationsprozesse nur einen Teil der Grundmoränendecke aus der Festgesteinshohlform entfernen und 50-70 m tiefer ablagern. Sowohl der Canyon als auch die Nivationsnischen überdauerten die weichseleiszeitliche Eisbedeckung unter „kaltem“, nicht erosivem, am Permafrost-Untergrund angefrorenem Eis. Nach RAPP (1983a) könnten auch die bis zu 50 m tiefen und bis zu 100 m breiten Rinnen („chutes“) am südexponierten Steilhang des Tjåmuhas-Berges zwischen den Tälern Pallenvagge und Siellavagge durch präweichseleiszeitliche Nivationsprozesse entstanden sein. Sie sind im amphibolitischen Festgestein angelegt, zeichnen sich durch ein U-förmiges Querprofil aus und enthalten longitudinale Schneeflecken bis weit in den Sommer. An ihren Ausmündungen finden sich kolluviale Ablagerungen aus Gesteinschutt in Gestalt von Sturzschutthalden, Lawinenblockschuttungen oder Murkegeln. Die Dimensionen dieser Akkumulationen sind allerdings zu gering im Vergleich zum Gesamtvolumen des aus den Rinnen abgetragenen Materials. RAPP hält es daher für möglich, dass es sich bei den Rinnen um einen besonderen Typ von Nivationsnischen handelt, der älter als das Postglazial ist und sich im Laufe eines langen Zeitraumes entwickelt hat ohne durch zwischenzeitliche Inlandeisbedeckungen während der Weichsel-Eiszeit und früher zerstört worden zu sein. Nach RAPP überdauerten viele Nivationsnischen (und Gletscherkare) im Festgestein die Inlandeisbedeckungen, da die Nischen mit lokalem Firn und Eis ausgefüllt waren, wodurch das Haupteis ohne große abradierende Wirkung über das Terrain hinweg glitt (Theorie der nivalen Erosion / glaziären Protektion nach RAPP 1983a). Offenbar waren die klimatischen Verhältnisse im Postglazial nicht streng genug für die Entwicklung von Nivationsnischen im Festgestein bzw. die dafür zur Verfügung stehende Zeit war zu kurz.

Wie die Formen- und Prozeßanalyse ausweist, resultiert die Formung an den langfristigen Schneeflecken in den Abisko-Bergen (und auf der nordnorwegischen Varanger-Halbinsel, vgl. u. a. MEIER 1996, 2020) aus dem Zusammenspiel verschiedener Einzelprozesse. Ihre besondere Wirksamkeit ergibt sich hauptsächlich aus der Konzentration der Prozesse auf engem Raum zu einem oftmals sehr komplexen Prozeßgefüge sowie aus dem Umstand, dass die geomorphologischen Prozesse an den Schneeflecken besonders lange, nämlich bis weit in den Sommer oder Herbst, stattfinden, während die Morphodynamik in der schneefreien Umgebung verlangsamt abläuft oder gar ruht (vgl. LINDH, NYBERG & RAPP 1988, NYBERG 1991). Den Feldbefunden zufolge besteht an den langfristigen Schneeflecken ein zeitliches und räumliches Kontinuum der Massenbewegungen und -transporte von Frühjahr bis Herbst. Mit Einsetzen der Ablationsperiode im Mai / Juni wird an den Schneeflecken vor allem die Abspülung aktiv; Schmelzwasser gelangt von den Rückwänden oder -hängen der Mulden an die Sohle der Schneeflecken und kann, sofern der Schneefleck nicht am Untergrund angefroren ist, subnival abfließen. Die Gefornis in den rückwärtigen Felswänden oder Steilhängen beginnt sich aufzulösen, neu gebildeter Frostschutt stürzt ab oder wird abgespült. Die meisten Schneeflecken reichen zu Beginn der Abschmelzperiode noch dicht an ihre Rückwände und -hänge heran, so dass ein Teil des Verwitterungsmaterials auf die Oberfläche des Schneeflecks stürzt und bei geeigneter Neigung und Schneehärte zum unteren Schneefleckrand wandern kann. Nach dem Abschmelzen der Schneeauflage beginnt der Boden aufzutauen. Die Auflösung des interstitiellen Eises sowie die fortgesetzte Schmelzwasserzufuhr vom nahe gelegenen Schneefleckrand bewirken eine starke Durchfeuchtung des Bodens, die gelisolifluidale Massenbewegungen vom Typ des Durchtränkungsfließens initiiert. Mit Fortschreiten der Ablationsperiode verliert die Schuttverlagerung an der Schneefleckoberfläche an Bedeutung, denn es verringert sich die Menge des aus den Wänden und Steilhängen angelieferten Materials, während sich zugleich der Abstand zwischen dem oberen Schneefleckrand und dem Wandfuß oder Steilhang vergrößert, so dass der Sturzschutt die Schneefleckoberfläche kaum noch erreicht. Im weiteren Verlauf des Sommers

taut der Boden ganz auf; die Bodenfeuchte nimmt ab (vgl. MEIER 1996, 2020). Nach NYBERG (1991) ist die rezente Morphodynamik an den langfristigen Schneeflecken in den nordwestlichen Abisko-Bergen durch Transportprozesse geprägt. Die Kerngebiete der perennierenden Schneeflecken bleiben im Sommer am Untergrund angefroren und sind daher geomorphologisch inaktiv. In den Hochlagen begünstigt das Fehlen einer Vegetationsdecke eine kräftige Abspülung hangabwärts der Schneeflecken. Gelsolifluidale Massenbewegungen werden dort durch das Fehlen von Feinmaterial behindert, insbesondere in den Blockfeldern. Unterschiede zwischen verschiedenen Festgesteins- und Detritustypen sind zu erwarten. Sowohl die mechanische als auch die chemische Verwitterung sind an den von NYBERG (1986, 1991, 1993) studierten hochgelegenen Schneefeldern am Låktatjåkka-Südhang gegenwärtig kaum wirksam. Da die dort anstehenden kristallinen Glimmerschiefer relativ leicht verwittern und die Südexposition die Frostwechselaktivität begünstigt, ist auch an den anderen Schneefeldern im Gebiet mit einer niedrigen Verwitterungsrate zu rechnen, vielleicht mit Ausnahme wenig resistenter Gesteine wie Tonschiefern und Marmor (vgl. NYBERG 1991). Aufgrund des an den Schneeflecken langfristig zur Verfügung stehenden hohen Feuchtigkeitsangebotes sind die erwähnten Prozesse im Vergleich zur schneefreien Umgebung jedoch länger wirksam. Wie bereits von mehreren Autoren betont (vgl. Zusammenfassung in THORN & HALL 2002) übertrifft die Verfügbarkeit von Wasser die Temperaturverhältnisse als entscheidender Faktor für die erhöhte Morphodynamik an langfristigen Schneeflecken. Nivationsformen entwickeln sich aktuell in den Abisko-Bergen nur langsam. Deutlich ausgebildete Nivationsnischen sind daher selten mit Ausnahme von Formen, die sich über lange Zeiträume entwickeln konnten und in Schutzlagen, wie tief eingeschnittenen Canyon-Tälern, sogar pleistozäne Inlandeisbedeckungen bis in die Gegenwart überdauern konnten.

3.1.7. Formen der Gelsolifluktion

Die flachen bis mäßig steilen, im Lockermaterial angelegten Hänge oberhalb der Waldgrenze sind in den Abisko-Bergen weithin von Erscheinungen des Bodenfließens geprägt. Letztere stellen die im Gebiet am häufigsten anzutreffenden Periglaziärphänomene dar. Ihr Formeninventar bedeckt einen erheblichen Teil der Landoberfläche abseits der Felsflächen und feinmaterialarmen autochthonen Blockfelder. Um die oftmals maßgebliche Beteiligung frostdynamischer Vorgänge an den solifluidalen Massenbewegungen hervorzuheben, wird nach einem Vorschlag von KARTE (1979) der Terminus „Gelsolifluktion“ verwendet. Er umfasst nach KARTE alle frostdynamisch bedingten, hangabwärtigen (klinotropen) langsamen Massenbewegungen, die sich durch eine regelhafte Verbreitung auf allen dafür geeigneten Hängen, durch eine gewisse zeitliche Kontinuität des Bewegungsvorganges, laminar-turbulente Fließbewegungen mit tiefenwärts abnehmender Bewegungsintensität und einer basalen Stau- und Gleitfläche während der Auftauphase auszeichnen. Nach dem Grade der Beeinflussung der Bodenbewegungen durch die Vegetationsbedeckung kann zwischen gebundener Gelsolifluktion bei geschlossener Pflanzendecke, halbgebundener oder gehemmter Gelsolifluktion bei aufgelockerter Pflanzendecke und ungebundener oder freier Gelsolifluktion bei fehlender Pflanzendecke unterschieden werden. Außer den Erscheinungen der amorphen Gelsolifluktion sind in den Abisko-Bergen die typischen Formen der differenzierten Gelsolifluktion entwickelt. Außer durch vornehmlich flächenhaft wirksame Massenbewegungen und deren Formenschatz macht sich die Gelsolifluktion gelegentlich durch Einzelercheinungen wie Wander- und Bremsblöcke bemerkbar.

Für den Terminus „Solifluktion“ für Bodenfließen gibt es in der einschlägigen Literatur bisher keine eindeutige, allgemein akzeptierte Definition. Dies resultiert vor allem aus der Tatsache, dass langsame, hangabwärts gerichtete Verlagerungen von feinmaterialreichem Substrat durch verschiedene geomorphologische Prozesse verursacht werden können, die einen ähnlichen Formenschatz am Hang erzeugen. An der Entwicklung der einzelnen Formen und Ablagerungen können zudem verschiedene Prozesse beteiligt sein. Eine zweifelsfreie Zuordnung anhand des Erscheinungsbildes auf der Basis morphologischer Kriterien ist oft nicht möglich. Aufschluß über die relevanten Prozesse geben Grabungsprofile sowie detaillierte Messungen zum Bewegungsverlauf im Substrat über längere Zeiträume unter besonderer Berücksichtigung der lokalen Standortbedingungen, was in der Regel zeitraubend und damit kostenintensiv ist. In der Fachliteratur wird Solifluktion vornehmlich als Oberbegriff für „Frostkriechen“ („frost creep“) und „Gelifluktion“ verwendet. Nach FRENCH (2007) besteht Solifluktion aus den Prozessen des Frostkriechens, das im Herbst und in Verbindung mit tageszeitlichem Frost stattfindet, und der Gelifluktion, die sich im Frühjahr vollzieht, wenn

der saisonale Frostboden von der Oberfläche her auftaut. MATSUOKA (2001) beschreibt Gelifluktion hingegen als die Bewegung einer plastischen Bodenlage, die aus den Setzungsvorgängen beim Auftauen eines saisonal gefrorenen Bodens und / oder dem Zufluß von zusätzlichem Schneeschmelz- oder Regenwasser resultiert. RIDEFELT, die umfangreiche Studien zur Gelifluktion in den nordwestlichen Abisko-Bergen durchgeführt hat, versteht unter dem Terminus Solifluktion sowohl eine langsame hangabwärtige Fließbewegung von wassergesättigtem, ungefrorenem Bodenmaterial als auch eine durch Frostwechseltätigkeit verursachte hangabwärtige Verlagerung von Bodenmaterial (vgl. RIDEFELT & BOELHOUWERS 2006). Der in der vorliegenden Arbeit verwendete Terminus Gelifluktion schließt klinotrope Bodenbewegungen durch Gelifluktion und Frostkriechen auf Hängen mit saisonaler und perennierender Bodengefrorenis ein.

Die amorphe, nicht formbildende Gelifluktion tritt als Fließerde- und Wanderschuttdecken mit glatter oder unregelmäßig bucklig-wulstiger Oberfläche in Erscheinung. Die Fließerdedecken unterscheiden sich von den Wanderschuttdecken vor allem durch ihren höheren Feinmaterialgehalt und, dadurch begünstigt, ihren zumeist dichteren Vegetationsbesatz (vgl. MEIER 1987, 1991a, 1996, 2017, 2020). Ihre Verbreitung konzentriert sich auf die Hänge oberhalb der Waldgrenze, insbesondere den unteren Abschnitt der (Gebirgs-) Tundrenstufe, während die Wanderschuttdecken hauptsächlich im Grenzsäum Tundren- / Frostschuttstufe entwickelt sind. Ein wesentliches gemeinsames Merkmal der Fließerde- und Wanderschuttdecken ist die vorherrschende Einregelung der Grobkomponenten mit ihren Längsachsen in Richtung des Hanggefälles. Die Oberfläche der Fließerdedecken ist relativ glatt oder in flache Wellen und Wülste gelegt. Gelegentlich finden sich als Ausdruck lokaler Veränderungen der Bewegungsgeschwindigkeit stufen- oder zungenförmige Gebilde. Fließerdedecken unter dichter Grasvegetation enthalten oftmals Wanderblöcke, die sich rascher hangabwärts bewegen als ihre feinmaterialreiche Umgebung. Das genaue Verbreitungsmuster der Fließerdedecken in den Abisko-Bergen läßt sich mangels geeigneter Aufschlüsse kaum abschätzen. Manche Fließerdedecken laufen bei abnehmendem Gefälle an den Unterhängen loben- oder zungenförmig aus und sind dort leicht zu erkennen. Auflauferscheinungen hinter größeren (erratischen) Blöcken und Felsköpfen sowie hangparallele Rasenwülste sind als weitere Indikatoren für klinotrope Feinmaterialbewegungen in Fließerdedecken anzusehen. Säbelwüchsige Birken an der Baumgrenze und selbst im Birkenwald weit darunter deuten auf die Existenz von Fließerdedecken, wobei sich das Maximalalter der Bodenbewegungen durch Dendrochronologie (Altersbestimmung der Bäume durch Auszählen der Jahresringe im Stamm, bei polykormen Birken im dicksten Stamm) erfassen läßt. Die dendrochronologischen Befunde, ergänzt durch die Beobachtung von schräg gestellten Zaunpfählen in der Umgebung Abiskos, belegen gelisolifluidale Bodenbewegungen sogar im Tiefland am Torneträsk während der letzten 50-60 Jahre. Den Feldbefunden zufolge finden sich Fließerdedecken bei Hangneigungen ab ca. 5°, auf feinkörnigen, schluffig-sandigen, stark durchfeuchteten Hangabschnitten sogar bei Böschungswinkeln von 2-3°. Wanderschuttdecken wurden bei Hangneigungen ab 5-6° angetroffen, erreichen bei Böschungswinkeln über 10° jedoch ihre größte Verbreitung. Ihre Oberfläche ist teils glatt und ungegliedert, teils durch ein charakteristisches Mikrorelief aus flachen Wülsten und Stufen gekennzeichnet. Oftmals ist zu beobachten, wie Gesteinstrümmer, die ursprünglich zusammengehörten, auseinanderdriften und gröbere Fragmente stromlinienförmig sind, auf diese Weise die Fließrichtung nachzeichnend (vgl. MEIER 1996, 2020). Hinter größeren Hindernissen, wie Felsköpfen und großen Blöcken sowie in Mulden, kommt es häufig zu Stauerscheinungen. Über die flächenhafte Ausdehnung und Mächtigkeit der Wanderschuttdecken lassen sich kaum allgemein gültige Aussagen treffen. Außer lokal begrenzten, wenige Dezimeter mächtigen Schuttschleiern existieren >1 m mächtige, viele Hektar umfassende, gelisolifluidal bewegte Schuttdecken. Die Wanderschuttdecken erreichen in Mulden und auf Hangverflachungen ihre größte Mächtigkeit. Mitunter sind mehrere Schuttkörper übereinander abgelagert worden. Viele Wanderschuttdecken haben ihren Ursprung in den Plateau- und Gipfelblockfeldern oder gehen aus Sturzschuttablagerungen unter Felswänden hervor. Diese durch „Zufuhr-Gelifluktion“ gebildeten Wanderschuttdecken erstrecken sich oftmals bis in die Zwergstrauch- oder Grasvegetation der Tundrenstufe. Wo die talwärts gerichtete Bewegung des Wanderschutts durch eine Hangverflachung und / oder eine dichte Vegetationsdecke gebremst wird, kommt es an der Stirn häufig zur Entwicklung auffälliger Schuttloben und -zungen.

Die differenzierte Gelifluktion erzeugt in der Fließerde und im Wanderschutt häufig einen vielgestaltigen Kleinformenschatz (vgl. Foto 15). Auf engstem Raum finden sich Strukturen unterschiedlicher Gestalt und Größe, die sich nicht selten überlagern. Der Gestalt nach dominieren lappen- und stufenförmige Formen, die sich in Anlehnung an STINGL (1969) stark vereinfacht unter Berücksichtigung ihrer Vegetationsbedeckung unter den Sammelbezeichnungen „Gelifluktionsloben und -stufen im Rasen“, kurz „Rasenloben und -stufen“ sowie Gelifluktionsloben und -stufen im Schutt“, kurz „Schuttloben und -stufen“ zusammenfassen lassen. Zwischen den von einer geschlossenen Vegetationsdecke überzogenen Rasenloben und -stufen und den im unbewachsenen Schutt ausgeprägten Schuttloben und -stufen existieren Übergangsformen mit einer aufgelockerten Vegetationsdecke.



Foto 15: Formenschatz der differenzierten Gelifluktion am Nordwestrand der Rakkaslako II-Verebnung (ca. 900 m ü. M.). Die grasbedeckten Formen haben sich in schluffig-sandigen, grobmaterialreichen, durch Schneeschmelzwasser stark durchfeuchteten Lockersedimenten entwickelt. Vor dem Felsriegel ist eine intakte Lobenfront zu erkennen, während die Formen im Vordergrund stellenweise vom Bachlauf angechnitten sind. 16.8.2015

Die Rasenloben sind durch einen lappenförmigen Grundriß gekennzeichnet (vgl. Foto 16). Formen mit einem langgestreckten, zungenförmigen Grundriß herrschen vor. Die Breite der Rasenzungen nimmt hangaufwärts im Allgemeinen zu; ihre Stirn ist bisweilen sekundär ausgelappt. Mehrere dicht nebeneinander angeordnete Rasenloben können eine „Lobenfront“ bilden (vgl. Foto 17). Außer Rasenloben mit einer geschlossenen Vegetationsdecke existieren Formen mit Barflecken im Rückenbereich. Die Lobenstirn erhebt sich im Profil entweder mit einer sanften Wölbung, steigt steil an oder hängt leicht über und wölbt sich dann prall konvex zum Lobenrücken empor. Die Stirnhöhe der Loben liefert Hinweise auf die lokale Bewegungstiefe der Fließerde. Sie reicht von weniger als 10 cm bis knapp 2 m, wobei Werte von 0,5-1,2 m in den Abisko-Bergen offenbar am häufigsten sind. Rasenloben-Großformen können Längen um 50 m und Breiten von 8-10 m erreichen. Solche Großformen wurden vorzugsweise auf feinmaterialreichen, stark durchfeuchteten Trogtal-Unterhängen beobachtet. Dort garantieren langfristige Schneeflecken an den Oberhängen eine Substratdurchfeuchtung bis weit in den Sommer. Die einzelnen Rasenloben überlagern sich häufig als Folge zeitlich und / oder räumlich variierender Fließgeschwindigkeiten im Substrat. Manche Hänge sind durch regelmäßig angeordnete Rasenloben (Lobenfronten) auffällig gegliedert. Die Rasenstufen unterscheiden sich von den Rasenloben durch ihren stufenförmigen Aufriß und ihre Anordnung quer zum Hanggefälle. Die Stufenstirn verläuft entweder geradlinig oder hangabwärts leicht durchgebogen. Bei scharfer Ausprägung und dichter Staffelung bewirken die Rasenstufen eine markante Hangtreppe. Außer Rasenstufen mit geschlossener Vegetationsbedeckung finden sich an manchen Hängen, insbesondere in windexponierter Lage auf Bergrücken und Kuppen, auch Formen mit vegetationsbedeckter Stufenstirn und kahler Stufenfläche, die dem Formenschatz der halbgebundenen (gehemmten) Gelifluktion zuzurechnen sind (vgl. MEIER 1996, 2020). Die Abmessungen der Rasenstufen sind geringer als bei den Rasenloben. Stufenhöhen von 10-30 cm und Stufenlängen von 1-5 m wurden am häufigsten beobachtet. Die einzelnen Rasenloben und -stufen sind zumeist in Feldern vergesellschaftet. Ihre Verbreitung reicht vom Birkenwaldbereich bis an die Untergrenze der Frostschuttstufe mit Schwerpunkt im unteren Bereich der Tundrenstufe.

Unterhalb der Waldgrenze existieren inselhaft Vorkommen auf waldfreien Hangabschnitten sowie vereinzelt sogar im aufgelockerten Birkenwald. Die meisten Formen dort sind vermutlich inaktiv, doch deuten säbelwüchsige Baumstämme an einigen Plätzen, insbesondere unterhalb langfristig Schmelzwasser spendender Schneeansammlungen, auf gelisolifluidale Massenbewegungen in jüngster Zeit.



Foto 16: Rasenloben mit einem lappenförmigen Grundriß am nordexponierten Hang des größeren Permafrosthügels auf der Rakkaslako III-Verebnung. Die 20-30 cm mächtigen Loben aus schluffig-sandigen Feinsedimenten mit kantengerundeten Grobkomponenten sind in der Auftauschicht des Permafrostbodens (Permafrosttafel in 75-90 cm Tiefe) entwickelt und überlagern sich stellenweise. 14.8.2011

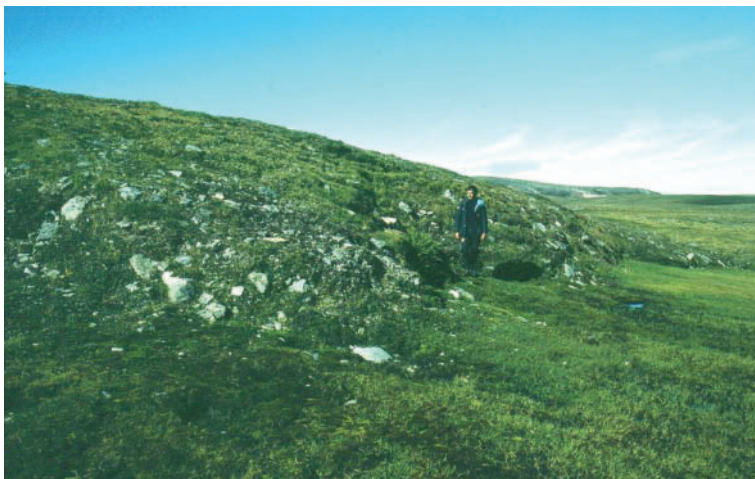


Foto 17: Teilaspekt einer mächtigen Rasenlobenfront mit schütterer Vegetationsdecke in der unteralpinen Vegetationsstufe am Nordufer des Rakkasjåkka-Baches (ca. 800 m ü. M.). Der aus sandig-blockigem Moränenmaterial und lokalem Verwitterungsschutt bestehende Gelisolifluktionskörper hat sich in eine vernäbte Mulde vorgeschoben. Auffällig ist die Anreicherung der gröberen, kantengerundeten Komponenten an der Lobenstirn. 17.8.1985

Im Grenzsaum Tundren- / Frostschuttstufe vollzieht sich ein allmählicher Übergang von vegetationsbedeckten zu vegetationsfreien Loben- und Stufenformen, oftmals über das Formeninventar der halbgebundenen (gehemmten) Gelisolifluktion. Auf den flachen Hängen der Frostschuttstufe sind im feinmaterialhaltigen Schutt bei hinreichender Durchfeuchtung Schuttloben mit zungen- oder halbkreisförmigem Grundriß als Formen der ungebundenen Gelisolifluktion entwickelt. Die Einzelformen sind oft eng vergesellschaftet und treten sowohl nebeneinander als auch übereinander auf. Auf terrassierten Hangabschnitten mit regelhaft wechselnden Neigungswinkeln sind die Schuttzungen nicht selten stockwerkartig angeordnet. Die Oberfläche der Schuttloben wird hauptsächlich von Grobmaterial gebildet. Im Stirnbereich tritt gelegentlich sandig-schluffiges Feinmaterial zutage. Platten- oder quaderförmige Gesteinsfragmente lassen oftmals eine randparallele, bogenförmige Anordnung erkennen, die den Umriss des Schuttlobus nachzeichnet. An der Lobenstirn ist das Feinmaterial bisweilen in schmale, randparallel verlaufende Wülste gelegt, zwischen denen plattige Gesteinstrümmer stecken. Ausschlaggebend für eine derartige Einregelung ist nach

STINGL (1969) die Bewegung des Feinmaterials, während die Grobkomponenten nur passiv mitgeschleppt werden. Die selteneren Schuttstufen zeichnen sich durch einen prägnanten stufenförmigen Aufriß aus. Ihre quer zum Hanggefälle verlaufende Stirn wird vorzugsweise von Blockmaterial gebildet. Auf der Stufenfläche stellenweise zutage tretendes Feinmaterial ist oftmals von einem Steinpanzer überzogen, der durch Auswehung (Deflation), Ausspülung (Ablation) des Feinmaterials oder „Auffrieren“ von gröberer Komponenten an die Oberfläche und dortige Anreicherung entstanden sein kann oder durch eine Kombination dieser Prozesse. Die Stirnhöhe der in den Abisko-Bergen beobachteten Schuttloben beträgt 0,3-2,0 m, die Länge mehrere Meter bis Zehnermeter. Stellenweise werden diese Abmessungen deutlich übertroffen (vgl. Foto 18), etwa am Rande der Plateau- und Gipfelblockfelder, wo durch subkutane Feinmaterialausspülung aus den Blockfeldern durch Schneeschmelzwasser und anschließende Ablagerung des Materials auf flacheren Hangpartien besonders günstige Formungsbedingungen gegeben sind. Die Tiefe der gelisolifluidalen Substratverlagerungen und damit auch die maximale Stirnhöhe der Ablagerungen wird u. a. durch die Mächtigkeit der Lockermaterialdecke über dem Festgestein sowie – in den Hochlagen – durch die Mächtigkeit der saisonalen Auftauschicht („active layer“) des im Untergrund vorhandenen Permafrostbodens (Lage der Permafrosttafel) begrenzt. Schuttloben und -stufen sind inselhaft auch in vegetationsbedecktem Terrain anzutreffen, insbesondere unterhalb von Sturzschuttakkumulationen, die als „Schuttlieferanten“ fungieren (vgl. MEIER 1996, 2020). Wo Täler an Hochflächen grenzen, gelangt oftmals Wanderschutt durch „Zufuhr-Gelisolifluktion“ von den Plateaus auf die vegetationsbedeckten Hänge der Talflanken und bildet dort bei geänderten Gefällsverhältnissen Schuttloben und -stufen. Eindrucksvolle Beispiele finden sich u. a. an den Trogtalhängen der südöstlichen Abisko-Berge (Nissunvagge, Pallenvagge).

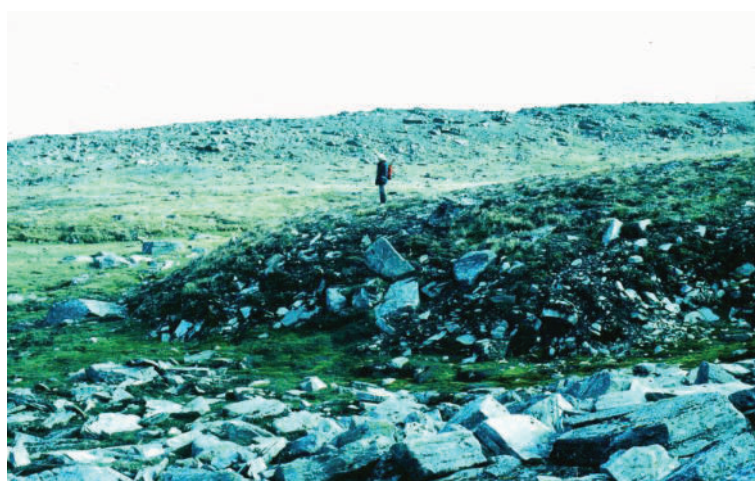


Foto 18: Bis zu 4 m mächtiger Schuttlobus am südlichen Talhang des Rakkasjokka-Tales an der Einmündung des südwestlichen Seitentälchens (ca. 1100 m ü. M.). Der im unteren Abschnitt der Frostschuttstufe entwickelte Schuttkörper zeichnet sich durch eine größere Anreicherung von feinkörnigerem Moränenmaterial im steinig-blockigen Detritus aus, die die gelisolifluidale Schuttbewegung begünstigt hat. 20.8.1987

Wander- und Bremsblöcke werden traditionell und in einschlägigen Lehrbüchern (vgl. u. a. BALLANTYNE 2018) als Erscheinungen der (Geli-) Solifluktion aufgefasst, da ihre Verbreitung eng an gelisolifluidal überprägte Hänge geknüpft ist. Der genaue Mechanismus der Wanderblockbewegung ist indessen unklar; Bremsblöcke können sogar bewegungslos auf einem lockermaterialbedeckten, gelisolifluidal geprägten Hangabschnitt liegen. Es ist evident, dass sowohl Wanderblöcke als auch Bremsblöcke nur im Zusammenhang mit den Eigenschaften und der Mobilität der Lockermaterialdecke auf den benachbarten Hangpartien betrachtet werden können. Bei den Wanderblöcken oder „gleitenden Blöcken“ handelt es sich um Blöcke mit einer Längserstreckung von wenigen Dezimetern bis zu mehreren Metern, die auf Hängen unterschiedlicher Neigung und Vegetationsbedeckung auftreten und schneller abwärts bewegt werden als ihre feinmaterialreiche Umgebung. Hinter ihnen ist eine Schleif- oder Gleitspur entwickelt, während ihre Stirnpartie von einem Stauchwulst umgeben ist (vgl. u. a. MEIER 1987, 1991a, 1996, 2020). Die Verbreitung der Wanderblöcke erstreckt sich von den Tieflagen am Torneträsk bis in die Hochlagen der Abisko-Berge. Wander-

blöcke wurden sowohl im Birkenwald als auch im Tundren- und Frostschuttbereich angetroffen. Verbreitungsschwerpunkte bilden die flachen bis mäßig steilen vegetationsbedeckten Hänge oberhalb der Waldgrenze, insbesondere die von einem Gemisch aus Verwitterungsschutt und Grundmoräne bedeckten Unterhänge der Trogtalflanken, wo sie vielfach mit Formen der gebundenen Gelifluktion vergesellschaftet sind. Da sie auch im Grenzsaum Tundren- / Frostschuttstufe und sogar darüber in blockhaltigen Schuttdecken vorkommen, wo die spärliche Vegetation kaum retardierend auf Bewegungen im Feinmaterial wirken kann, erscheint es kaum gerechtfertigt, die Wanderblöcke generell als Erscheinungen der gebundenen Gelifluktion zu klassifizieren, wie in Lehrbüchern üblich. Bei der Mehrzahl der in den Abisko-Bergen beobachteten Wanderblöcke handelt es sich um kantengerundete Erratika. Es dominieren verstreute Einzel-exemplare. Kleinere Gruppen von Wanderblöcken wurden vorzugsweise am unteren Rande von Sturzschtalthalden angetroffen. Ihr Material stammt aus der Steinschlagstätigkeit an den nahe gelegenen Felswänden und ist aufgrund des kurzen Transportweges zumeist scharfkantig. Die meisten Wanderblöcke wurden auf 10-25° geneigten Hängen beobachtet. Zur Abgrenzung der Wanderblöcke gegenüber anderen am Hang befindlichen Blöcken dient ein dreiteiliger Formkomplex, der aus dem eigentlichen Wanderblock, einem Stauchwulst an seiner Stirnseite sowie einer länger gestreckten Gleitspur (Schleifspur) oder Auswanderungsnische auf seiner Rückseite besteht (vgl. MEIER 1996). Gestalt und Größe dieses Formkomplexes sind sehr variabel. Die Blockform ist in Abhängigkeit vom Ausgangsgestein sehr unterschiedlich: Von flachen und lang gestreckten Blöcken bis hin zu kurzen, relativ hohen Blöcken sind viele Formen vertreten; ebenso weist der Zurundungsgrad erhebliche Unterschiede auf. Die Längsachse der Blöcke ist zumeist in Gefällsrichtung angeordnet, die Blocklagerung ist bisweilen flacher als der Böschungswinkel des Hanges. Bei der hinter dem Block ausgeprägten Hohlform kann es sich um eine Auswanderungsnische oder eine Schleifspur (Gleitspur) handeln. Als Auswanderungsnische wird eine Stelle bezeichnet, an der der Wanderblock lag, bevor er sich hangabwärts bewegte; eine Schleifspur ist jene gegenüber der Umgebung vertiefte Bahn, die ein Wanderblock als Folge seiner talwärtigen Bewegung am Hang zurück läßt. Die Auswanderungsnischen weisen häufig einen halbkreisförmigen Grundriß auf; die wenige Dezimeter bis mehrere Meter langen Schleifspuren verlaufen zumeist schnurgerade in Gefällsrichtung. Der Stirnwulst der meisten Wanderblöcke erstreckt sich nicht nur auf die hangabwärts gerichtete Frontpartie, sondern umgibt auch die Flanken der Blöcke oder zieht gar als Uferwall an den Seiten der Schleifspur hangaufwärts (vgl. MEIER 1987, 1996, 2020).

Welche geomorphologischen Prozesse die hangabwärtige Verlagerung der Wanderblöcke verursachen wird mangels geeigneter Prozeßstudien kontrovers diskutiert. Die in der deutschsprachigen Fachliteratur ebenfalls verwendete Bezeichnung „gleitende Blöcke“ läßt eher auf Gleit- oder Rutschvorgänge als auf gelifluktionale Prozesse schließen. Der englische Terminus „ploughing block“ („pflügender Block“) beschränkt sich nach BALLANTYNE (2018) auf große Blöcke, implizierend, dass eine gewisse Mindestgröße erforderlich ist, damit sich die Blöcke rascher als das Lockermaterial in ihrer Umgebung hangabwärts bewegen können. Ferner kann es bei der klinotropen Verlagerung auch zu Drehbewegungen kommen, wodurch die Längsachsen in Gefällsrichtung eingeregelt werden. Die Blockbewegung erfolgt relativ langsam, zumeist werden nur wenige Millimeter oder Zentimeter pro Jahr zurückgelegt. Bei günstigen Rahmenbedingungen können diese Werte jedoch deutlich überschritten werden. So berichtet MEIER (1996) von einem Wanderblock auf der nordnorwegischen Varanger-Halbinsel, der in drei Jahren 22-23 cm hangabwärts verlagert worden war, begünstigt durch eine langfristige starke Durchfeuchtung des ca. 30° geneigten Moränenhanges an der niederschlagsreichen Barentssee-Küste. Ob die Bewegung dabei in einem Rutsch oder in Etappen erfolgt war, ließ sich nicht mehr feststellen. Feldbeobachtungen an 75 Wanderblöcken auf der Varanger-Halbinsel lassen vermuten, dass sich die Wanderblockbewegung dort vornehmlich während und im Anschluß an die Schneeschmelze sowie nach heftigen Regenfällen vollzieht, wenn das Feinmaterial der Hänge stark durchfeuchtet ist und bei Belastung plastisch reagieren kann. Die meisten Autoren führen die Wanderblockbewegung auf Kriech- und / oder Fließvorgänge im Boden zurück (vgl. BALLANTYNE 2018). Frosthebung und anschließende Absenkung („Frostbodenkriechen“, engl. „frost creep“) bewirken auf geneigter Unterlage einen klinotropen Materialversatz. Dabei wandern Blöcke aufgrund der größeren Masse rascher hangabwärts als das häufig bewachsene Feinmaterial. Ferner könnte auch die im Vergleich zum umgebenden Boden größere thermische Leitfähigkeit der Blöcke für die Bewegung eine Rolle spielen. Nach

BALLANTYNE wird die Gefrierfront beim saisonalen Gefriervorgang im Block schneller als in der Umgebung abgesenkt, was Eisbildung unter dem Block und eine Heraushebung des Blockes im rechten Winkel zur Hangneigung zur Folge hat. Ein solcher „Eisfuß“ wurde von MEIER verschiedentlich unter Wanderblöcken auf der Varanger-Halbinsel beobachtet. Während des saisonalen Auftauvorganges erreicht die Auftaufront die Basis des Blockes bereits, wenn der Boden in der Umgebung noch gefroren ist, wodurch der Porenwasserdruck unter dem Block auf ein supra-hydrostatisches Niveau angehoben wird. Die Bewegung wird durch das Auftauen des Bodens am hangabwärtigen Rande des Blockes ausgelöst und vollzieht sich sowohl als vertikales Setzen als auch als Gleiten des Blockes über den aufgeweichten oder wässrigen Boden, als deren Folge der Boden vor dem Block zu einer Hügelform aufgepresst wird (vgl. BALLANTYNE 2018). Der Anteil der basalen Gleitbewegung und des Kriechvorganges in Gestalt des „differential thaw settlement“ an der Wanderblockbewegung sind nach BALLANTYNE bisher nicht bekannt. Der Aktivitätsgrad der während der Feldbegehungen in den Abisko-Bergen beobachteten Wanderblöcke ist sehr unterschiedlich. Offensichtlich handelt es sich bei vielen auf vegetationsbedeckten Hängen vorkommenden Wanderblöcken um gegenwärtig inaktive Formen. Dies gilt für alle im Birkenwald angetroffenen Wanderblöcke. Das Beobachtungsmaterial im Waldbereich ist allerdings limitiert, da die Entdeckung und Identifizierung der Wanderblöcke dort aufgrund der dichten Vegetation erheblich erschwert ist. Eine eindeutige Identifizierung und Unterscheidung von anderen „normalen“ Blöcken ist nur anhand des charakteristischen Formkomplexes aus Wanderblock, Stauchwulst und Auswanderungsnische / Schleifspur möglich. Oberhalb der Waldgrenze wurden sowohl aktive als auch inaktive Wanderblöcke angetroffen. Bei den inaktiven Wanderblöcken sind Stirnwulst und Auswanderungsnische mit Gräsern und / oder Zwergsträuchern bewachsen (Tundrenstufe). Viele auf den ersten Blick inaktiv erscheinende Wanderblöcke müssen sich jedoch in jüngster Zeit bewegt haben, wenn auch nur über kurze Distanzen: Während die Stirnwülste und Auswanderungsnischen / Schleifspuren eine dichte Vegetationsdecke aufwiesen, war hinter den Blöcken ein wenige Zentimeter breiter vegetationsfreier Spalt zu finden, dessen Morphogenese sich nur mit einem hangabwärts gerichteten Blockversatz erklären läßt.

Während sich die Wanderblöcke schneller als ihre feinmaterialreiche Umgebung bewegen, existiert auch die umgekehrte Erscheinung, dass sich kleinstückiger Schutt und Feinmaterial hinter größeren Blöcken staut oder diese umfließt. Diese „Wanderungs-Staublöcke“ oder „Bremsblöcke“ (vgl. HÖLLERMANN 1964) liegen dem Untergrund entweder fest auf oder wandern langsamer als das umgebende Feinmaterial. Die Blöcke können im Festgestein, Blockschutt oder Permafrostboden im Untergrund verankert sein. Aufgrund der erheblichen Mächtigkeit der saisonalen Auftauschicht des Permafrostbodens in den Hochlagen dürfte letzteres in den Abisko-Bergen kaum zutreffen. Die Verbreitung der Bremsblöcke erstreckt sich von den Tieflagen am Torneträsk bis in die Plateau- und Gipfelblockfelder, sofern kleinstückiger Verwitterungsschutt vorhanden ist. Sie konzentriert sich auf 10-30° geneigte, kahle oder schütter bewachsene Hänge. Der zur Abgrenzung dienende Formkomplex, bestehend aus dem eigentlichen Bremsblock, dem auf seiner Rückseite aufgestauten Material sowie einer häufig auf der Stirnseite des Blockes entwickelten Hohlform, ist hinsichtlich Größe und Gestalt sehr variabel. Ist die Längsachse der Blöcke in Gefällsrichtung angeordnet, dürfte eine klinotrope Bewegung stattgefunden haben, die allerdings langsamer war als jene der angrenzenden Schuttdecke. Das auf der bergwärtigen Seite der Bremsblöcke aufgestaute Material zeichnet sich oftmals durch eine dachziegelartige Lagerung (Imbrikation) aus (vgl. MEIER 1996, 2020). Auf der talwärtigen Seite der Bremsblöcke ist oft eine flache Depression ausgebildet, die sich durch das im Vergleich zum Bremsblock raschere Abwandern von kleinstückigem Schutt und Feinmaterial erklären läßt. Bremsblöcke sind in den Abisko-Bergen häufig an der Oberfläche von vegetationsfreien oder -armen Fließerde- und Wanderschuttdecken anzutreffen.

Nach BALLANTYNE (2018) können die flächenhaft auf den Hängen der Kaltgebiete ablaufenden gelisolifluidalen Massenbewegungen durch 4 verschiedene geomorphologische Prozesse verursacht werden, die allesamt aus dem zyklischen Gefrieren und Auftauen von Böden (Lockersedimenten) resultieren (vgl. auch MATSUOKA 2001). Von diesen vollzieht sich das Kriechen durch die Tätigkeit von Nadeleis am dichtesten an der Erdoberfläche, indem eine dünne Lage aus Bodenpartikeln von langen, dünnen Eiskristallen, die sich durch Fröste bei ausstrahlungsreichen Wetterlagen an der Erdoberfläche bilden, angehoben wird und hangabwärts beim Schmelzen des Eises abgelagert wird. Frostkriechen ist ähnlich, erstreckt sich

aber bis in eine größere Tiefe und beinhaltet eine hangabwärtige Bodenbewegung, die durch wiederholte Wechsel von Volumen-Expansion („Frosthebung“) durch Gefrieren und Kontraktion (Setzung) durch Auftauen hervorgerufen wird. Die Frosthebung erfolgt im rechten Winkel zur Hangneigung, der Setzungsvorgang beim Auftauen in nahezu vertikaler Richtung. Gemäß der Periodizität der Frostwechsel kann zwischen tageszeitlichem Frostkriechen und jahreszeitlichem Frostkriechen unterschieden werden. Eine wesentliche Voraussetzung für den Prozeß des Frostkriechens ist die Bildung und das Abschmelzen von Segregationseis im Boden. Das Segregationseis liegt vornehmlich in Gestalt von Eislinsen vor, die etwa parallel zur Gefrierfront zum Zeitpunkt ihrer Bildung angeordnet sind. Die Frosthebung durch Segregationseisbildung beruht in erheblichem Maße auf dem Gefrieren von Zuschußwasser aus der Umgebung, so dass die Körnung des Substrats, insbesondere die Menge und Größe der darin enthaltenen Hohlräume, die Verfügbarkeit von hinreichend Wasser sowie das Ausmaß und die Geschwindigkeit der Abkühlung eine entscheidende Rolle spielen. Das Feuchtereservoir und die Transportkapazität der Substrate sind wichtige Kontrollfaktoren der Segregationseisbildung, was am Beispiel der eindrucksvollen, aus einer lokalen Anreicherung von Segregationseis in Mooregebieten resultierenden Palsahügel besonders deutlich wird (vgl. u. a. MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996, 2015, 2020). Gelifluktion stellt eine langsame, hangabwärts gerichtete Verlagerung von plastischem Bodenmaterial dar, das aus dem Auftauen von Segregationseis im saisonalen Frostboden und / oder dem Zufluß von zusätzlichem Schneeschmelz- oder Regenwasser resultiert (vgl. MATSUOKA 2001). Falls das Schmelzwasser nicht abfließen kann, vermindert der erhöhte Porenwasserdruck die Reibung im auftauenden Boden, der dann plastisch reagiert. Als weiteren Prozeß der gelisolifluidalen Massenverlagerung nennt BALLANTYNE (2018) das plug-ähnliche, hangabwärtige Fließen („plug-like deformation“) der saisonalen Auftauschicht des Permafrostbodens, das durch das Auftauen eisreichen Bodens unmittelbar oberhalb der Permafrosttafel verursacht wird. Die 4 genannten Prozesse der gelisolifluidalen Massenbewegung erzeugen nach BALLANTYNE differenzierte vertikale Geschwindigkeitsprofile, können aber auch in Kombination auftreten. RIDEFELT (2009) zufolge beschränkt sich die gelisolifluidale Morphodynamik in den nordwestlichen Abisko-Bergen auf die Prozesse des Frostkriechens und der Gelifluktion.

In früheren Studien wurden gelisolifluidale Massenbewegungen mit Hilfe von markierten Steinen, aufgemalten Linien an der Erdoberfläche oder in den Boden gerammten Stangen erfasst, die von Fixpunkten aus eingemessen wurden. Auf diese Weise konnten allerdings nur Bewegungen nahe der Bodenoberfläche gemessen werden. Um auch Bewegungen in größerer Tiefe zu erfassen, wurden biegsame oder segmentierte Behälter senkrecht in den Boden eingelassen und deren Deformation später beim Ausgraben gemessen. In den letzten 20-25 Jahren wurden anspruchsvollere Methoden angewendet, wobei vor allem elektronische Sensoren im Boden in Verbindung mit digitalen Dataloggern zum Einsatz kamen, wodurch eine Vielzahl unterschiedlichster Daten gleichzeitig erhoben werden konnte (vgl. BALLANTYNE 2018). In den Abisko-Bergen führte RAPP (1960) die ersten Messungen zur Gelisolifluktion im Kärkevage-Tal durch. Die Meßreihe erstreckt sich über den Zeitraum 1952-1960. RAPP ergänzte diese Messungen in Zusammenarbeit mit STRÖMQUIST (vgl. RAPP & STRÖMQUIST 1979) und ÅKERMAN (vgl. RAPP & ÅKERMAN 1993) bis Ende der 1970er Jahre. Danach hat ÅKERMAN die Messungen bis 2002 fortgeführt, gefolgt von RIDEFELT & BOELHOUWERS bis 2008 (vgl. RIDEFELT, ÅKERMAN et al. 2009), so dass eine komplette 56 Jahre lange Meßreihe (1952-2008) aus den nordwestlichen Abisko-Bergen (Kärkevage) vorliegt. Auch RUDBERG (1962) und MATSUMOTO & ISHIKAWA (2002) nahmen Messungen an Gelisolifluktionsloben in demselben Tal vor. Die Gesamtheit der Daten belegt aktive gelisolifluidale Massenbewegungen mit mittleren jährlichen Geschwindigkeiten von 0,4-10,1 cm im oberflächennahen Substrat der Loben.

Die langfristigen jährlichen Messungen und Beobachtungen zur Gelisolifluktion in den nordwestlichen Abisko-Bergen stellen wahrscheinlich die weltweit längste lückenlose Aufzeichnungsreihe zur gelisolifluidalen Morphodynamik dar, woraus sich interessante Möglichkeiten ergeben, das Beziehungsgefüge zwischen den gelisolifluidalen Prozessen und den einwirkenden Kontrollfaktoren näher zu analysieren. Die vorliegenden Daten erlauben allerdings nur Rückschlüsse auf die Verflechtungen an den Standorten der Datenerhebungen, die innerhalb eines kleinen, relativ speziellen Gebietes (Kärkevage-Tal) mit einigen Besonderheiten gelegen sind und vornehmlich an Lobenfronten gewonnen wurden. Sie sind daher nur kleinräumig repräsentativ und von Bedeutung. Das Datenmaterial liefert keine Hinweise auf die Variabilität der gelisolifluidalen Massenbewegungen, das resultierende Formeninventar sowie die geoökologischen Kontrollfaktoren

der Morphodynamik im Gesamttraum der Abisko-Berge. Die Untersuchungen wurden überwiegend im „Hang-Maßstab“ durchgeführt, der zu kleinräumig ist um die zeitliche und räumliche Variabilität der gelisolifluidalen Morphodynamik eines größeren Gebietes (regional) zuverlässig charakterisieren zu können (vgl. RIDEFELT 2009). Ausnahmen bilden die regionalen Beobachtungen von NYBERG (1985, 1991, 1993) und RIDEFELT & BOELHOUWERS (2006) sowie die Studie von BEYLICH (2008) im Latnjavagge-Tal (Erhebungen im „Einzugsgebiet“-Maßstab). Methodisch kamen in den Abisko-Bergen mit Farbe markierte Steine, Holz- und Stahlstangen oder eine Kombination davon zum Einsatz. Zwar lassen sich mit den Stangen auch Hebungsraten abschätzen, doch wurde diese Möglichkeit von den meisten Autoren nicht genutzt. Als Bezugspunkte der Messungen fungierten immobile größere Blöcke oder Felsköpfe. Die vorliegenden Messdaten aus den nordwestlichen Abisko-Bergen indizieren für die letzten 50 Jahre eine Zunahme der gelisolifluidalen Bewegungsraten, die sich mit dem Verlauf der Jahresmitteltemperaturen korrelieren läßt. Niederschlagsärmere Gebiete mit geringerer Bodenfeuchte zeichnen sich durch niedrigere Bewegungsraten aus. Ein Klimawandel-Szenario mit höheren Niederschlagsmengen dürfte daher größere gelisolifluidale Bewegungsraten zur Folge haben (vgl. RIDEFELT, BOELHOUWERS & EIKEN (2009)). Großräumige Veränderungen der gelisolifluidalen Morphodynamik könnten somit Auswirkungen auf Erosions- und Akkumulationsprozesse an den Hängen haben und dadurch zu Veränderungen in den Sedimentbilanzen von Einzugsgebieten („catchments“) führen.

Die aufgeführten Studien zur Aktivität der gelisolifluidalen Massenbewegungen in den Abisko-Bergen wurden ausschließlich an Erscheinungen der differenzierten, formbildenden Gelisolifluktion durchgeführt, die morphologisch im Gelände und im Luftbild leicht zu identifizieren sind. Inwieweit ungegliederte Fließerde- und Wanderschuttdecken als Phänomene der amorphen Gelisolifluktion im Gebiet existieren, läßt sich mangels typischer morphologischer Indikatoren kaum abschätzen. Auflauferscheinungen hinter größeren, unbeweglichen Blöcken und Felsköpfen sowie schräg gestellte Zaunpfähle und säbelwüchsige Baumstämme zählen zu den wenigen zuverlässigen Indikatoren. Natürliche Aufschlüsse, wie etwa an Bachanschnitten in Hanglage, die eine Identifizierung von Fließerde- oder Wanderschuttdecken anhand der hangabwärts gerichteten Einregelung der Grobkomponenten erlauben, sind ebenso selten wie künstliche Aufschlüsse durch Baumaßnahmen (Straßen-, Haus- oder Seilbahnbau). Um die lokale Variabilität der Gelisolifluktionserscheinungen und die das Verbreitungsmuster bestimmenden Milieufaktoren zu ermitteln, ist es erforderlich, auch Gebiete abseits des gelisolifluidalen Formeninventars zu studieren. Als Varianzfaktoren der gelisolifluidalen Morphodynamik sind nach Untersuchungen von MEIER (u. a. 1996, 2017, 2020) in Finnmark und Troms in Norwegisch Lappland vor allem die edaphischen Bedingungen (Körnigkeit und Feuchte des Bodens), Neigung und Vegetationsbedeckung des Hanges sowie die Schneeverhältnisse (Mächtigkeit und Dauer der Schneedecke, Auftautiefe im Umkreis langfristiger Schneeflecken) von Bedeutung. RIDEFELT, BOELHOUWERS & ETZELMÜLLER (2011) haben im Nordwestteil der Abisko-Berge an 7 Lokalitäten (3 im Kärkevagge-Tal, Låktajäkka-Gipfel, Låktajäkka-Tal, unteres Kåppasvagge-Tal, Njulla-Gipfel) über einen Zeitraum von 5 Jahren (2004-2008) Bewegungsraten an Gelisolifluktionsformen und in deren formfreier Umgebung gemessen und wichtige, für die Gelisolifluktion relevante Umweltfaktoren erfasst. Die Studien belegen, dass die Milieufaktoren und deren Verknüpfung untereinander in Abhängigkeit von den lokalen Verhältnissen unterschiedlich wirksam sind. Selbst wo kein gelisolifluidaler Formenschatz existierte, konnte aktive Gelisolifluktion nachgewiesen werden. Die Stoffumsätze an den Hängen waren dort am größten, wo keine Formen ausgeprägt waren. Dies bestätigt, dass sich der Anteil der Gelisolifluktion an der Landschaftsentwicklung nicht am gelisolifluidalen Formenschatz allein ablesen läßt (vgl. RIDEFELT, BOELHOUWERS & ETZELMÜLLER 2011). Die skandinavischen Autoren kommen zur Schlussfolgerung, dass die Gebiete ohne Gelisolifluktionsformen möglicherweise größere Sedimentmengen verlagern als jene, in denen ein gelisolifluidaler Formenschatz entwickelt ist, und dass die Gelisolifluktion im Westabschnitt des nordwestlichen Teiles der Abisko-Berge aufgrund des größeren Feuchtigkeitsangebotes infolge der höheren Niederschläge die Landschaftsentwicklung am stärksten beeinflusst. Eigene Feldstudien in den südöstlichen Abisko-Bergen lassen auf eine geringere Wirksamkeit der gelisolifluidalen Morphodynamik im Vergleich zum Nordwestteil schließen. Allerdings beschränken sich die Beobachtungen auf die zumeist recht gut erkennbaren Erscheinungen der differenzierten Gelisolifluktion, die vor allem an N- und NO-

exponierten Hängen unterhalb von langfristigen Schneeflecken in Leelagen zu den vorherrschenden Winden aus westlichen Richtungen oberhalb der Waldgrenze anzutreffen sind, wobei feinmaterialreiche, stark durchfeuchtete Unterhänge bevorzugt werden. Die Verbreitung von ungegliederten Sedimentdecken der amorphen Gelifluktion läßt sich schwer abschätzen, doch scheinen ungegliederte Wanderschuttdecken insbesondere im Grenzsaum Tundren- / Frostschuttstufe weit verbreitet zu sein. Dort laufen die ungegliederten Wanderschuttdecken der Oberhänge bei abnehmendem Neigungswinkel an den Unterhängen oftmals als Loben- oder Stufenformen aus. Die Bodenfeuchte ist für das Vorkommen gelifluktueller Massenbewegungen offenbar eine wichtige Voraussetzung (limitierender Faktor), doch werden die Differenzierungsvorgänge hauptsächlich durch die Standortfaktoren Feinmaterialgehalt und Frostempfindlichkeit des Bodens, Hangneigung und Vegetationsbedeckung des Hanges kontrolliert. Nach RIDEFELT & BOELHOUWERS (2006) fördert eine große Bodenfeuchte die gelifluktuale Morphodynamik und begünstigt die Entwicklung von Loben- und Stufen-Großformen im Formenschatz. Die beiden Autoren konnten im Nordwestteil der Abisko-Berge mit statistischen Methoden regionale Trends erkennen: Die Abmessungen der Rasenloben und -stufen nehmen sowohl höhenwärts als auch von Westen nach Osten ab, wobei letzteres aus dem Niederschlagsgradienten resultiert, der durch eine Abnahme der Niederschlagsmengen in östlicher Richtung (von Katterjåkk über Björkliden nach Abisko) gekennzeichnet ist. Die größten Gelifluktionsformen sind an Plätzen mit einem besonders großen Bodenfeuchtereservoir zu finden, das durch das Abschmelzen einer mächtigen winterlichen Schneedecke und langfristige Schneeansammlungen in Leelagen zur Verfügung gestellt wird. Die von RIDEFELT & BOELHOUWERS festgestellte Abnahme der Formengröße läßt sich möglicherweise mit dem geringeren Feinmaterialgehalt des Schuttes erklären.

Stichpunktartige Grabungen im Frontbereich mehrerer Rasenloben in Unterhanglagen am Pallentjåkka (Nissunvagge, Pallenvagge) und im Rakkaslako-Tal deuten an, dass sich die gelifluktuale Massenbewegungen langsam und offenbar in Schüben vollziehen. Aktivitätsphasen mit langsamem klinotropen Vorrücken werden von Stillstandsphasen abgelöst. Wie die an der Basis der Loben vorgefundenen, hangabwärts ziehenden humosen Horizonte und Humusbänder verdeutlichen, erfolgt die Bewegung als ein langsames Überwälzen des Untergrundes, wobei die Vegetationsdecke (Gräser, Zwergsträucher) im Frontbereich zu meist nicht zerstört wird. Die dunkel gefärbten fossilen Humushorizonte und -bänder sind wenige Zentimeter mächtig und lassen sich mit Unterbrechungen an der Basis der helleren, feinmaterialreichen Schuttkörper verfolgen. Sie sind durch Einrollen und „Überfahren“ der Vegetationsdecke durch den vorrückenden Lobus entstanden. Im Stirnbereich der Loben wurden bis zu 4 verschiedene Humuslagen beobachtet, die übereinander in die Schuttkörper zurückgreifen und verschiedene Aktivitätsphasen in der Vergangenheit indizieren. An anderer Stelle treten die verschiedenen Aktivitätsphasen auch morphologisch deutlich in Erscheinung. Der Frontbereich der Loben ist durch kleinere Sekundärloben und Wülste gegliedert, die übereinander gestapelt sind und verschiedenen Aktivitätsphasen zugeordnet werden können. Nur im Frontbereich weniger Rasenloben wurden Risse in der Vegetationsdecke oder ausfließendes Feinmaterial als Folgen einer besonders raschen Fließbewegung, etwa in Folge einer raschen Erhöhung der Bodenfeuchte infolge eines Starkregen-Ereignisses, beobachtet.

3.1.8. Formen der Bodenmusterung

Die Formen der Bodenmusterung treten in den Abisko-Bergen in zahlreichen Typen in Erscheinung. Den Texturböden ohne Detritussortierung können die Strukturböden gegenüber gestellt werden, die sich durch eine frostdynamisch gesteuerte, in vertikaler und horizontaler Richtung ablaufende Trennung von Fein- und Grobmaterial in ursprünglich durchmischtem Detritus auszeichnen. Von den vielfältigen Varianten des Texturbodens finden sich u. a. Palsas, pingöähnliche Permafrosthügel, mehrjährige Frostblister, Pounus, Thufur, Mudpits und (fossile) Eiskeilpolygone. Die Formen können ähnlich den Strukturbodenvarianten in unterschiedlichen Aktivitätsstadien (aktiv, inaktiv, fossil) vorliegen.

3.1.8.1. Palsas

Die morphologisch auffälligsten Frostmusterböden in den Abisko-Bergen bilden aufgrund ihres Erscheinungsbildes und ihrer Abmessungen die Permafrosthügel und fossilen Eiskeilpolygone. Sie fanden da-

her schon früh wissenschaftliches Interesse. Dies gilt in besonderem Maße für die Palsas in den leicht zugänglichen Mooregebieten am Südufer des Torneträsk-Sees entlang der Eisenbahn- und Straßenverbindung Kiruna – Narvik, zusätzlich begünstigt durch die Nähe zur naturwissenschaftlichen Forschungsstation in Abisko.

Klassische fennoskandische Palsas können nach SEPPÄLÄ (1988) als Torfhügel mit einem Kern aus gefrorenem Torf und / oder Mineralboden definiert werden, die sich innerhalb der Zone des diskontinuierlichen Permafrostbodens 0,5-10,0 m über die umgebende Mooroberfläche erheben und im Sommer von einer frostfreien Torfhülle umgeben sind (vgl. Fotos 19 und 20). Sie stellen die zuverlässigsten morphologischen Permafrostindikatoren in der Zone des diskontinuierlichen Dauerfrostbodens in Lappland dar. Ihre Verbreitung ist eng an vermoorte oder versumpfte Geländedepressionen mit einem hohen Grundwasserstand oder Staunässe geknüpft und erstreckt sich von den Tieflagen am Torneträsk (ca. 360 m ü. M.) bis in die Hochtäler der südöstlichen Abisko-Berge (Nissunvagne, ca. 950 m ü. M.). Die weitflächigsten Palsamoore befinden sich am Ufer des Torneträsk sowie am Fuße des Glintrandes zur nördlich vorgelagerten Seenplatte (bei Katterjåkk, westlich des Låktatjakko-Eisenbahnhalteplatzes). Abseits dieser Gebiete existieren kleinere Palsamoore im Aliseatnu-Tal (nahe der Ausmündung des Bieggaluoppal-Sees (ca. 760 m ü. M.) und nahe der Einmündung des Vierrajåkka-Baches (ca. 700 m ü. M.). Einzelne Palsahügel wurden u. a. im Nissunvagne (am Nissunvagnejåkka-Bach), im Pallenvagne (nahe der verfallenen Hütte) und am Fuße des Pajep Paddustievva („Opferplatz“; unauffälliger, spaltenarmer Plateaupalsa) beobachtet. Außerdem existieren an einigen Plätzen Zerfallsstadien von Torfhügeln, die vermutlich kollabierende Palsas darstellen. Die Palsamoore am Ufer des Torneträsk / Glintrandes sind im subarktischen Birkenwald gelegen, diejenigen im Aliseatnu-Tal im unteren Abschnitt der stellenweise durch dichtes *Salix*- (Weiden-) Gebüsch gekennzeichneten unteralpinen Vegetationsstufe. Die höchst gelegenen intakten Palsahügel wurden in versumpften Geländedepressionen innerhalb von Zwergstrauch- und Wiesengesellschaften oberhalb des *Salix*-Gebüsches angetroffen (Pallenvagne, Nissunvagne). Die Obergrenze der Palsaverbreitung wird durch die obere Verbreitungsgrenze vermoorter Geländedepressionen mit ausreichender Torfmächtigkeit bestimmt, wobei die Mindestmächtigkeit der im Sommer thermisch isolierenden, den gefrorenen Palsakern vor dem Auftauen schützenden Torfdecke in Abhängigkeit von den jeweiligen klimatischen Verhältnissen standörtlich wechseln kann. Gleichlaufend mit der höhenwärts abnehmenden Sommerwärme kann auch die Mächtigkeit der schützenden Torfhülle sukzessive abnehmen bis schließlich überhaupt keine Torfdecke mehr erforderlich ist und die Entwicklung und der Fortbestand eines reinen Mineralbodenpalsas (Lithalsas) möglich ist (vgl. u. a. MEIER 1996, 2015, 2020). In den Palsamooren am Torneträsk und im Raum Katterjåkk-Låktatjakko beträgt die Torfmächtigkeit nach Ausweis stichpunkthafter Sondierungen und Handbohrungen zwischen 60 und 95 cm, wobei Torfdecken von mehr als 85 cm Mächtigkeit offenbar selten sind. Bei den Palsavorkommen am „Opferplatz“ und in den Hochtälern Nissunvagne und Pallenvagne wurden Torfmächtigkeiten von 30-45 cm gemessen.



Foto 19: Junger, embryonaler, schildförmiger, spaltenfreier, vermutlich 4 Jahre alter Palsa mit heller, abgestorbener, hygrophiler Moorvegetation im Palsamoor Stordalen im Stordalen-Naturreservat zwischen der E10 und dem Torneträsk-Ufer östlich von Abisko. Im Moor werden zahlreiche permafrostbezogene Messungen durchgeführt, um die Folgen des Klimawandels auf das Moor-Ökosystem zu ermitteln. 28.8.2014



Foto 20: Palsamoor mit degradierenden Plateaupalsas und bis zu 2 m hohen Wallpalsas zwischen der E10 und der Eisenbahntrasse Kiruna-Narvik südlich des Stordalen-Naturreservates. Die flachen Plateaupalsas weisen zahlreiche, durch Bodeneisauflösung entstandene wassergefüllte Thermokarstmulden auf. Die Wallpalsas am Moorrand unterliegen der Blockerosion. 28.8.2014

Die Palsahügel in den Abisko-Bergen treten in unterschiedlichen Formvarianten und Entwicklungsstadien in Erscheinung. Es lassen sich plateau-, wall-, strang- und kuppelförmige sowie komplizierter zusammengesetzte Formen ausweisen, die nach einer im angrenzenden nordnorwegischen Raum entwickelten morphologischen Klassifikation als Plateau-, Wall-, Strang-, Kuppel- und Komplexpalsas bezeichnet werden können (vgl. u.a. ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1987, 1996, 2015, 2020) und sich auch durch ihre Abmessungen unterscheiden. In den weiträumigen Mooren am Torneträsk dominieren flachwellige, 0,5-1,5 m hohe Plateaupalsas („Torfplateaus“), deren Oberfläche stellenweise durch Spalten gegliedert ist. An den zumeist steilen Plateaurändern vollzieht sich nicht selten ein Wechsel zu kuppelförmigen Hügeln, deren Flanken bei den höheren Formvarianten Merkmale der „Blockerosion“ aufweisen. Die Plateaupalsas repräsentieren mit einer Ausdehnung von bis zu 3 ha den flächenmäßig größten Palsatyp. Die Wallpalsas bilden langgestreckte Torfrücken, die in ihrem Verlauf häufig der Neigung des Moores folgen. Bei räumlicher Vergesellschaftung sind die bis zu 100 m langen, 1-2 m hohen, bis zu 10 m breiten Einzelexemplare mit ihren Längsachsen parallel zueinander angeordnet. Im Unterschied zu den Wallpalsas sind die schmalen, mitunter geschwungen verlaufenden Strangpalsas mit ihren Längsachsen vorzugsweise isohypsenparallel, d. h. quer zur Neigungsrichtung des Moores, angeordnet. Die Mehrzahl der Strangpalsas ist 25-50 m lang, 5-10 m breit und 0,5-1,0

m hoch. Sie sind flacher als die Wallpalsas und treten fast nur vergesellschaftet auf. Stellenweise bilden sie Netzwerke, so dass ihr Erscheinungsbild an Moorstränge in Strangmooren erinnert. Im Gegensatz zu den letztgenannten weisen sie jedoch einen Permafrostkern auf und zeichnen sich durch eine andersartige Vegetationsbedeckung aus. Lokal finden sich jedoch Übergangsformen zwischen Palsamooren mit Strangpalsas und permafrostfreien Strangmooren, wie im kontinentaleren norwegisch-russischen Grenzgebiet (Pasvikta). Die frei liegenden, kreisrunden bis ovalen Kuppelpalsas erreichen in den Palsamooren am Torneträsk bei Durchmessern von 30-40 m Höhen von bis zu 3,5 m. Mit zunehmender Höhenlage verringern sich die Abmessungen der Kuppelpalsas. Auf den Talböden der südöstlichen Hochtäler werden die Hügel nach Ausweis der Feldstudien kaum höher als 1,5 m. Als Komplexpalsas werden größere, unregelmäßig geformte Palsas bezeichnet, die durch Zusammenwachsen benachbarter Formen unterschiedlichen Typs und Entwicklungsstandes gebildet worden sind, wobei weder im Luftbild noch im Gelände die Ausweisung einzelner Palsaindividuen möglich ist. Sie können Flächen von bis zu 1,5 ha bedecken. Von den Plateaupalsas unterscheiden sie sich außer durch ihre stellenweise größere Höhe und ihren stärker zerlappten Rand vor allem durch ihr unruhiges, in Voll- und Hohlformen gegliedertes Relief, das bisweilen kleinere, wassergefüllte Thermokarstmulden einschließt.

Wie die Auswertung zahlreicher Grabungsprofile in der nordnorwegischen Provinz Finnmark zeigte, beruht die Aufwölbung der Substratlagen im Moor bei der Palsabildung auf einer Eissegregation im Torf und / oder Mineralboden der Moorunterlage in Gestalt von Eislamellen, -linsen, -bändern, -schichten oder -bänken (vgl. u. a. ÅHMAN 1977, MEIER 1985, 1987, 1996, 2015, 2020). ÅKERMAN & JOHANSSON (2008) beobachteten in Bohrkernen aus den Palsamooren Kursflaket und Storflaket am Torneträsk einen durchschnittlichen Gehalt an sichtbarem Eis von 7-8 % (Mittelwert für den Zeitraum 1980-2000), wobei im oberen Abschnitt der Permafrostkörper sogar Eisgehaltswerte von ca. 30 % bzw. 35 % auftraten. An der Basis des gefrorenen Schluffs wurden ebenfalls hohe Werte an sichtbarem Eis ermittelt (> 20 %). Im Palsamoor Kursflaket wurden die höchsten Werte (>50 %) in 2,75-4,25 m Tiefe erreicht. Bei den Palsas mit Mineralbodenkern ist die Grenze zwischen Torfhülle und Mineralbodenkern in der Regel scharf ausgeprägt. Aus den Palsamooren am Torneträsk existieren nach Kenntnis der Autoren nur Bohrkern, aber keine Grabungsprofile. Dennoch bestehen keine Zweifel, dass die Aufwölbung der Torflagen zu Hügelformen im Moor durch eine Eisanreicherung im Untergrund hervorgerufen wird, wobei der Umfang der Eisbildung sowohl die Abmessungen der Palsahügel als auch deren Gestalt bestimmt. Grabungsprofile durch Palsas in Finnmark belegen, dass sich die Eisbildung bei den Palsas mit Mineralbodenkern vornehmlich im pelitischen Mineralboden vollzieht und die Torfhülle hauptsächlich als thermisch isolierende Schutzschicht gegen die Sommerwärme fungiert. Die Grenzfläche zwischen der Torfhülle und dem Mineralbodenkern verläuft bei intakten Palsas nahezu konform zur Palsaoberfläche, so dass die Palsagestalt weitgehend durch die Eisanreicherung im Mineralboden kontrolliert wird. Für den Umfang der Segregationseisbildung im Mineralboden spielen die Körnungsverhältnisse und die Frostempfindlichkeit der Sedimente sowie die Wasserzufuhr aus dem Moor eine entscheidende Rolle. Feinkörnige Sedimente mit einer hohen Wasserhalte- und Transportkapazität, wie z. B. Schluffe, begünstigen die Segregationseisbildung durch kapillares Ansaugen von Wasser (Kryosuktion). Das Gefüge der Eisverteilung im gefrorenen Mineralboden läßt sich anhand von tiefen Grabungsprofilen in Palsas an der norwegischen Barentsseeküste skizzieren (vgl. u. a. MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996, 2015, 2020): Der feinkörnige Mineralboden wird unterhalb der Permafrosttafel von einem Netzwerk aus dünnen Eislamellen durchzogen. Die Eislamellen sind nur wenige Millimeter dick; sie sind im oberen Teil des gefrorenen Mineralbodens 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 vergrößert sich die Maschenweite des Eislamellennetzes; 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. Ferner finden sich Eislinien und -bänder, die in 2-3 m Tiefe bis zu 10 cm mächtig sind. In 3-4 m Tiefe, nahe des Moorwasserspiegels, treten mehrere Dezimeter dicke, bis zu 5 m lange Blankeissschichten auf. Bei einigen Palsas wurden bis zu 1 m mächtige Eisschichten angetroffen. Im Unterschied zu den Angaben von ÅKERMAN & JOHANSSON (2008) wurde im oberen Abschnitt der Permafrostkörper (nahe der Permafrosttafel) kein erhöhter Eisgehalt festgestellt. Stattdessen nahm der

Eisgehalt im gefrorenen Mineralboden tiefenwärts deutlich zu mit Maximalwerten im Bereich des Moorwasserspiegels und darunter, wie Bohrkerne ausweisen. Als mögliche Ursache für den abweichenden Befund kommen vor allem Unterschiede in der Sedimentbeschaffenheit und in der Wasserzufuhr in den untersuchten Palsas in Frage.

Wie die vor allem in den 1960er (vgl. u. a. SVENSSON 1962, ÅHMAN 1977) und 1980er Jahren (vgl. u. a. MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996, 2015, 2020) zu beobachtende enge räumliche Vergesellschaftung von jungen, hellen, spaltenfreien Palsas und alten, kollabierenden Palsas ausweist, durchlaufen die einzelnen Palsas einen Entwicklungszyklus, dessen Umfang und Länge von verschiedenen Faktoren beeinflusst werden, wobei die klimatischen Rahmenbedingungen zu den wichtigsten Steuerfaktoren zählen (vgl. ÅHMAN 1977, MEIER 1996). Die Entwicklung von Palsas in einem Moor steht in engem Zusammenhang mit den jahreszeitlichen Schwankungen der thermischen Leitfähigkeit von Torf. Trockener, faseriger Torf ist im Allgemeinen nicht frostempfindlich (vgl. KUJALA, SEPPÄLÄ & HOLAPPA 2008). Eisschichten im gefrorenen Torf bestehen wahrscheinlich aus Aggradationseis, das beim Wachstumsprozess an der Palsabasis gebildet worden ist (vgl. SEPPÄLÄ & KUJALA 2009, SEPPÄLÄ 2011). Der trockene Torf bildet eine gute Isolierschicht, die sich durch eine geringe thermische Leitfähigkeit auszeichnet. Die Leitfähigkeit von wassergesättigtem Torf ist viel größer, und die von gefrorenem wassergesättigtem Torf noch höher (vgl. KUJALA, SEPPÄLÄ & HOLAPPA 2008). Wenn die Oberfläche eines embryonalen Palsas über das Niveau des umgebenden Moores gehoben wird, trocknet der oberste Torf aus, wodurch der darunter befindliche Frostboden vom tiefenwärts gerichteten, sommerlichen Wärmefluß abgeschnitten wird und möglicherweise als Permafrost längere Zeit überdauert. Sobald sich die Permafrostlinse durch Eisbildung von unten her vergrößert, wird der Torf durch Frosthhebung nach oben gepresst. Dadurch vergrößert sich die Mächtigkeit der oberflächlichen trockenen Torflage, was eine weitere Permafrostaggradation an der Basis der Eislinse ermöglicht. Der Schutz der Palsagipfel und -flanken durch eine Lage trockenen Torfes während des Sommers bietet eine mögliche Erklärung, warum Palsas sogar in Gebieten mit positiven Jahresmitteltemperaturen langfristig überdauern können, wie in den Palsamoores bei Lakselv und im Komagelvtal (östliche Varanger-Halbinsel) in der Fjordregion Nordnorwegens (vgl. MEIER 1985, 1987, 1991a, 1996, 2015, 2020).

Es existieren zwei Haupttheorien um die Anlage eines Palsas im Moor und das initiale Wachstum einer embryonalen Hügelform über das Niveau des umgebenden Moores zu erklären. Die beiden Alternativen schließen sich nicht aus, sondern sind kompatibel. Die erste Variante beinhaltet eine lokal besonders dünne Schneemächtigkeit im Moor, verursacht etwa durch eine punktuelle Schneeausblasung durch böige Winde, wodurch der Bodenfrost am Platze der Palsaentwicklung tiefer in den Torf eindringen kann. Die Theorie wird eindrucksvoll gestützt durch ein Experiment von SEPPÄLÄ (1982) im Palsamoor Skallovarri nahe Utsjoki in Finnisch Lappland: Unter einer drei Winter lang künstlich schneefrei gehaltenen Fläche im Moor drang der Frost tiefer ein als in den angrenzenden schneebedeckten Moorpartien, so dass sich eine 1,1 m mächtige Permafrostlage bildete und der schneefreie Bereich 0,3 m über das Moorniveau angehoben wurde und ein anthropogen erzeugter Palsahügel entstand. Die zweite Variante gründet sich auf den Auftriebseffekt („buoyancy theory“ nach OUTCALT & NELSON 1984), wodurch Bereiche aus gefrorenem Torf, die eine geringere Dichte als die umgebenden Feuchtgebiete aufweisen, Auftrieb erhalten und „schwimmend“ das Moorniveau überragen. Der oberflächliche Torf der „driftenden“ Masse schützt anschließend den darunter befindlichen Frostboden vor dem Auftauen im Sommer. SEPPÄLÄ & KUJALA (2009) vermuten, dass sich unter dem „schwimmenden“ gefrorenen Palsakern eine Wasserlinse bildet, die im darauf folgenden Winter zu einer Aggradationseislinse gefriert. Im Laufe der nächsten Jahre wiederholt sich der Zyklus aus Anhebung infolge Auftriebs und basaler Eisaggradation, so dass sich die Permafrostaggradation tiefenwärts fortsetzen kann bis sie sich in den Mineralboden der Moorunterlage erstreckt, wodurch eine zusätzliche Hebung des Palsakörpers infolge Segregationseisbildung in den frostempfindlichen minerogenen Sedimenten des Untergrundes in Gang gesetzt wird. Durch die anhaltende abwärtige Permafrostaggradation und die gleichzeitige Segregationseisbildung durch Wasser, das durch Kryosuktion von unten und vom Palsarand angesogen wird, unterliegt der Palsakörper einer weiteren Hebung bis schließlich ein thermisches Gleichgewicht zwischen dem eindringenden Frost und dem geothermischen Wärmefluß aus dem Erdinneren erreicht ist. Die tiefenwärts gerichtete Permafrostaggradation läßt infolge der Bildung mächtiger Eisschichten

und -bänke an der Permafrostbasis allmählich nach. Im Reifestadium des Palsas kann sich der Permafrostkörper weit und tiefer in den Untergrund erstrecken als der Palsa die Mooroberfläche überragt. ÅKERMAN & JOHANSSON (2008) und JOHANSSON, ÅKERMAN et al. (2011) maßen Permafrosttiefen von 16 m (Läkta-Eisenbahnhalteplatz), 15 m (Kursflaket) und 12 m (Storflaket) in minerogenen Sedimenten unter flachen < 2 m hohen Plateaupalsas am Rande der Abisko-Berge (1980er Jahre). ÅHMAN (1977) berichtet von 18 m mächtigem Permafrostboden unter einem flachwelligen, bis zu 2 m hohen Plateaupalsa bei Lakselv am inneren Porsangerfjord, der sich sogar bis unter das Niveau des Meeresspiegels erstreckt (1960er Jahre), obwohl die Jahresmitteltemperaturen und jährlichen Wärmebilanzsummen nahe der Lokalität seit mindestens 50 Jahren positiv sind (vgl. MEIER 1987, 1991a, 1996, 2015).

Nach der Heraushebung des embryonalen Palsakörpers über den Moorwasserspiegel wird die hygrophile Moorvegetation durch eine xerophile Vegetation ersetzt. Mit zunehmender Höhe unterliegt der junge Palsa immer stärker erosiven Prozessen. Wo die Vegetationsdecke durch Windkorrasion oder Rentiertritte beschädigt ist, kann der nackte, trockene Torf der exponierten Palsakronen durch Deflation und Ablation (insbesondere bei Starkregen-Ereignissen) abgetragen werden. Spannungsrisse infolge der Volumenzunahme des wachsenden Palsakörpers fungieren als Leitlinien der Erosion und werden rasch geweitet. Die dabei gebildeten Torfblöcke gleiten an den steiler werdenden Palsaflanken herab („Blockerosion“) und zerfallen im „Palsalagg“, einer schmalen Wasserrinne, die viele Palsas umgibt. Die genannten Prozesse beschädigen oder zerstören die thermisch isolierende Torfhülle der Palsas und führen allmählich zum Auftauen des ungeschützten Permafrostkernes, wodurch der Palsakörper schließlich kollabiert. Am Ende „versinkt“ die permafrostfreie Palsaruine in einem Thermokarstteich, der bisweilen von einem die Umrisse des ehemaligen Palsas nachzeichnenden Ringwall umgeben ist.

Der im Folgenden skizzierte Entwicklungszyklus ist sowohl für reine Torfpalsas als auch für Palsas mit Mineralbodenkern typisch. Er 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 entworfenen, stark schematisierte Entwicklungsgang gründet sich vornehmlich auf die eigenen langjährigen Feldstudien in Finnmark, schließt aber die Ergebnisse anderer Autoren aus Palsamooren in Finnisch Lappland (vgl. u. a. SEPPÄLÄ 1988, SEPPÄLÄ & KUJALA 2009, SEPPÄLÄ 2011, etwas abgewandelt) und Nordschweden (vgl. u. a. ZUIDHOFF 2003, ZUIDHOFF & KOLSTRUP 2005) ein. Bei der Ausgliederung der verschiedenen Entwicklungsstadien wird zum Zwecke einer detaillierteren Differenzierung des Kreislaufes nach einem Vorschlag von ZUIDHOFF & KOLSTRUP auch die Vegetation berücksichtigt (vgl. MEIER 2015):

- A. Das Initialstadium eines Palsas entwickelt sich an einer Stelle im Moor, an der die winterliche Schneedecke besonders dünn ist oder fehlt, so dass der Frost tief in den Torf eindringt und während des folgenden Sommers teilweise erhalten bleibt, wodurch die Mooroberfläche einige Zentimeter aufgewölbt wird. Der morphologisch unauffällige Palsa ist vornehmlich anhand der absterbenden und dadurch grau oder gelbweiß gefärbten hygrophilen Moorvegetation an seiner Oberfläche zu erkennen. Die Schneemächtigkeit und damit die Palsalage im Moor werden maßgeblich durch den Wind und die Vegetation kontrolliert.
- B. 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 Segregationseislinnen und -lamellen zu. Schon nach 6 Jahren können Palsahöhen von 30-35 cm erreicht werden (vgl. MEIER 1996). Der embryonale Palsa bietet dem Wind eine größere Angriffsfläche und trägt daher nur eine dünne winterliche Schneedecke, so dass der Frost relativ ungehindert tief in den Palsakörper eindringen kann. Die helle Palsaoberfläche wird von Resten der vertrockneten, abgestorbenen, hygrophilen Moorvegetation (*Carex*-, *Eriophorum*- und *Sphagnum*-Arten) gebildet, ein Merkmal, das die jungen, embryonalen Palsas von den älteren, begrüneten, mit Zwergsträuchern bewachsenen Palsas unterscheidet. Am Rande des Palsas ist häufig eine feuchte Zone oder offene Wasserfläche anzutreffen („Palsalagg“), deren Wärmekapazität das weitere Palsawachstum bremst oder gar verhindert, so dass viele Palsas klein bleiben oder früh kollabieren (vgl. ÅHMAN 1977).

- C. Ist der gefrorene Palsakern durch Eissegregation an der Gefrierfront und Wasseranziehung aus den angrenzenden Moorpartien (Kryosuktion) so mächtig geworden, dass er 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. Besteht die Moorunterlage aus pelitarmen, wenig frostempfindlichen Sanden und Kiesen, wird sie nicht in die Palsaentwicklung mit einbezogen (reiner Torfpalsa). Wird das Palsamoor hingegen von feinkörnigen, frostempfindlichen, ton- und schluffreichen Sedimenten unterlagert, greift die Segregationeisbildung zumeist auf diese über, so dass ein Palsa mit minerogenem Kern entsteht. Im ersten Fall kann die Moorunterlage die Palsaentwicklung beeinflussen, indem sie als Widerlager fungiert. Im zweiten Fall ist mit einer Beschleunigung des Palsawachstums infolge einer verstärkten Eissegregation im Mineralbodenkern zu rechnen. Die mit der Zunahme des Palsavolumens und der Palsahöhe in immer größerer Zahl aufreißenden Spannungsrisse in der Torfhülle leiten die Permafrostdegradation im organogenen oder minerogenen Palsakern ein und beschleunigen den Palsazerfall.
- D. Ist der Palsa durch Eissegregation im Torf und / oder Mineralboden so weit in die Höhe gewachsen, dass seine Krone den Moorwasserspiegel um mehrere Meter überragt, hat er sein Reifestadium erreicht. Die Palsahülle weist nun zahlreiche Spalten auf, die die Wirksamkeit der thermisch isolierenden Torfhülle mindern, indem sie im Sommer den Zutritt von Warmluft und Regenwasser zum gefrorenen Palsakern gestatten und dort Auftauvorgänge auslösen. Auf den Palsakronen ermöglichen die Spaltenbildung und die damit verbundene Beschädigung der Vegetationsdecke den Zugriff der Winderosion. Durch Deflationsvorgänge und Torfabschwemmung von den Kahlflächen werden die Palsakronen abgeflacht und die Permafrosttafel abgesenkt. Mit zunehmender Spaltentiefe und -breite wird die Palsahülle in gegeneinander bewegliche Torfblöcke und -pakete zerlegt, die an den Palsaflanken auf dem geböschten, gefrorenen Palsakern zum Palsafuß gleiten („Blockerosion“ im Sinne von SVENSSON 1962). Das durch die Tautvorgänge im Palsakern freigesetzte Schmelzwasser gelangt zu Palsarand und vergrößert dort die Laggzone. Das Laggwasser beschleunigt seinerseits aufgrund seiner hohen Wärmekapazität die Auftauvorgänge am unteren Rande des Palsakörpers. Ist die Permafrosttafel bis in den minerogenen Palsakern abgesunken, schreitet der Palsazerfall rasch voran (vgl. ÅHMAN 1977). Das Abschmelzen von mächtigen Blankeislinsen und -schichten im Niveau des Moorwasserspiegels beschleunigt den Palsazerfall ganz erheblich.
- E. Im Finalstadium des Palsazyklus versinken die permafrostfreien Reste des Palsas (Palsaruine) im tiefen Palsalagg, so dass schließlich nur noch eine offene Wasserfläche am Platze des ehemaligen Palsas übrigbleibt. Sie ist durch sukzessive Vergrößerung des Palsalaggs als Folge der Permafrostauflösung und rückschreitende Blockerosion an den Palsaflanken entstanden. Dieser „Palsasee“ (vgl. ÅHMAN 1977), der bisweilen von einem flachen Ringwall aus Torf, der als Relikt des ehemaligen Palsas annäherungsweise dessen Umriss nachzeichnet, umgeben ist, wird nach und nach erneut von *Sphagnum*-, *Carex*- und *Eriophorum*-Arten besiedelt. Nachdem das Seebecken erneut mit Torf aufgefüllt worden ist, kann dort unter günstigen klimatischen Verhältnissen ein weiterer embryonaler Palsa als Beginn eines neuen Entwicklungszyklus angelegt werden.

Als Permafrosterscheinungen stellen die Palsas klimatisch bedingte Phänomene dar, die auf Schwankungen oder Veränderungen der klimatischen Rahmenbedingungen, insbesondere der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse, reagieren. Es ist daher zu erwarten, dass die Vitalität der Palsas gewisse Trends in der Klimaentwicklung widerspiegelt. So könnte man das Auftreten stark erodierter oder kollabierter Palsas in den Mooren der Abisko-Berge als Folge der seit Anfang der 1990er Jahre nachweisbaren Klimaerwärmung deuten, die eine verstärkte Palsadegradation initiiert haben könnte. Bei der Beurteilung des Beziehungsgefüges Klima – Palsamorphodynamik ist jedoch der zyklische Entwicklungsgang der Palsas zu berücksichtigen. Das Vorkommen einiger weniger kollabierender Palsas in einem begrenzten Moorareal muß

nicht zwangsläufig klimainduziert sein; die Degradation kann vielmehr ein natürliches Glied in der zyklischen Individualentwicklung einzelner Palsas im Moor repräsentieren. Dies dürfte vor allem dann der Fall sein, wenn die Degradationsformen in enger räumlicher Vergesellschaftung mit Aggradationsformen, insbesondere embryonalen Palsas, auftreten – eine Tatsache, die oftmals nicht berücksichtigt wird. Für eine zuverlässige Trendanalyse ist daher die Überprüfung möglichst vieler Palsamoore über eine lange Zeitspanne erforderlich (vgl. u. a. MEIER 1987, 1996, 2015, 2020).

Um die mögliche Reaktion der Palsas auf den im Torneträsk-Catchment nach Ausweis des Datenmaterials der Wetterstationen eindeutig nachweisbaren Klimawandels aufzuhellen und die klimatischen Steuerfaktoren der Palsa-Morphodynamik zu ermitteln, haben Wissenschaftler der Universität Lund bzw. der Forschungsstation Abisko (vgl. ÅKERMAN & JOHANSSON 2008, JOHANSSON, ÅKERMAN et al. 2008) nach den Vorgaben des CALM- (Circumpolar Active Layer Monitoring) Programms der IPA (International Permafrost Association) die saisonalen Auftautiefen und die Mächtigkeit der Palsa-Permafrostkörper in 9 Mooren entlang eines West-Ost-Transektivs (Katterjåkk – Bergfors) im Zeitraum 1978-2006 gemessen. Die durch Bohrungen erfassten Permafrostmächtigkeiten (1980er Jahre) sind schneedeckenabhängig, gekennzeichnet durch geringe Tiefen bei großer, thermisch isolierender Schneemächtigkeit (Katterjåkk) und größere Tiefen bei dünner winterlicher Schneedecke (Abisko). Die mittleren saisonalen Auftautiefen vergrößerten sich im Meßzeitraum an allen Lokalitäten, wobei Werte von 0,7-1,3 cm pro Jahr erreicht wurden. An den westlichsten und östlichsten Meßstellen war ab 1997 eine besonders deutliche Zunahme der Auftautiefen zu verzeichnen. Bei Katterjåkk taute der ursprünglich ca. 2 m mächtige Permafrostkörper bis auf einen kleinen Rest im nördlichen Moorabschnitt vollständig ab. Die Mächtigkeit der Auftauschicht läßt sich mit den mittleren Sommertemperaturen der Luft (Juni-August) korrelieren, wobei die Verknüpfung mit den mittleren Wärmesummen der Monate Mai bis September noch enger ist. Eine vergleichbare Zunahme der sommerlichen Auftautiefen in Palsahügeln beschreibt auch MEIER (2015) für den Zeitraum 1981-2011 aus 35 Palsamooren in der norwegischen Provinz Finnmark. Sowohl in der Fjordregion als auch im Binnenland (Finnmarksvidda) vollzog sich eine markante Zunahme der mittleren saisonalen Auftautiefen, insbesondere seit der Jahrtausendwende, die u. a. aus einer Erhöhung der Sommertemperaturen und Wärmesummen resultierte. Eine weitere Zunahme der Auftautiefen und das Abtauen eisreichen Permafrostbodens mit anschließender Thermokarstbildung infolge der prognostizierten Temperaturerhöhung in naher Zukunft hätte weitreichende Folgen für die hydrologischen Verhältnisse, Energiebilanz und Nährstoffversorgung in den Mooren am Torneträsk. An einigen Plätzen hat die größere Feuchte bereits zu einer Veränderung der Moorvegetation geführt (vgl. JOHANSSON, MALMER et al. 2006). Ferner ist u. a. mit einem erhöhten Ausstoß des Treibhausgases CH₄ (Methan) zu rechnen (vgl. CHRISTENSEN, JOHANSSON et al. 2004).

3.1.8.2. Injektionseishügel

Außer den ausschließlich durch eine Eissegregation im Torf und / oder Mineralboden gebildeten Palsas (Segregationseishügel) sind in den Abisko-Bergen Hügelformen entwickelt, deren Morphogenese offensichtlich durch die Bildung von Injektionseis im Substrat initiiert worden ist (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986) und die daher als Injektionseishügel bezeichnet werden können. Sie ähneln in ihrem Erscheinungsbild und ihren Abmessungen Palsas oder Lithalsas, haben aber eine andersartige Entstehung, die Gemeinsamkeiten mit derjenigen von Frostblistern (kleine Variante) und Pingos (größere Variante) aufweist. Die Verbreitung der Hügel beschränkt sich auf die Hochlagen der Abisko-Berge. Der Hügeltyp scheint in Nordfenoskandien nach Ausweis der Fachliteratur äußerst selten zu sein, obwohl singuläre Vorkommen an „Gunststandorten“ offenbar existieren (vgl. MEIER 2015). Es können zwei Hügelvarianten unterschieden werden, die Gemeinsamkeiten, aber auch Unterschiede zu Frostblistern und Pingos in arktischen Gebieten, wie z. B. Nordenskiöldland in Spitzbergen, aufweisen (vgl. MEIER & THANNHEISER 2009, 2011).

3.1.8.2.1. Frostblister

Die morphologisch an kleine Palsas erinnernde Hügelvariante zeichnet sich durch einen kreisrunden, ovalen oder langgestreckten Grundriß aus. Sie erreicht Höhen von bis zu 1,5 m, Durchmesser von bis zu 10 m und bei der langgestreckten Variante Längen von bis zu 15 m. Der Aufriß ist kuppelförmig, seltener

plateauförmig. Charakteristisch sind steile Flanken und tiefe, klaffende Spalten, die auf ein rasches Hügelwachstum schließen lassen. Die Hügel enthalten einen saisonal oder einige Jahre bis Jahrzehnte überdauernden gefrorenen, von organogenen und / oder minerogenen Sedimenten bedeckten Kern aus Injektions-eis in Gestalt einer Blankeislinse. Darüber befindet sich oftmals Segregationseis in Form von Eislamellen, dünnen Eislinsen oder auch Poreneis, insbesondere im Torf. Die Hügel werden hier als Frostblister bezeichnet, obwohl der Terminus „Frostblister“ in der einschlägigen Literatur (vgl. u. a. BALLANTYNE 2018) zumeist für kurzlebige, saisonale, frostdynamisch entstandene Hügel verwendet wird, die sich in der Auftauschicht des Permafrostbodens oder, seltener, im jahreszeitlich gefrorenen Frostboden über Festgestein oder einer wasserstauenden Lockersedimentlage entwickeln. Ihre Verbreitung ist nicht zwingend an das Vorkommen von Permafrostboden geknüpft. Aus Lappland ist bisher nur ein einziges Vorkommen derartiger Hügel abseits der Abisko-Berge bekannt. Diese Hügel haben sich im kalten Winter 2009/10 in einer vermoorten Geländedepression auf dem Sennaland bei Alta (Finnmark) in einer Höhenlage von ca. 320 m ü. M. aufgrund sehr spezieller geomorphologischer, hydrologischer, edaphischer und mesoklimatischer Bedingungen entwickeln können (vgl. MEIER 2015). Die höchsten Hügel (ca. 1 m) kollabierten bis September 2011, die restlichen im folgenden Sommer.

Die Verbreitung der Frostblister konzentriert sich in den Abisko-Bergen auf vernäbte Tal- und Beckenböden in Höhenlagen ab 880 m ü. M., wobei Standorte entlang von Fließgewässern in Hangfußlage 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 Detritus der lokal anstehenden Festgesteine (Nissunvagne, Pallenvagne, Siellavagne). Die größte Konzentration dieses Hügeltyps wurde in den 1980er Jahren auf der Rakkasjokka II-Verebnung des Rakkasjokka-Tales beobachtet, wo mehr als 50 Einzelformen unterschiedlichsten Alters existierten (vgl. Abb. 19, Foto 21; MALMSTRÖM & PALMÉR 1984, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MALMSTRÖM 1987, MEIER 1988/89, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Die Hügel waren entlang der verschiedenen Arme des Rakkasjokka-Bachlaufes entwickelt. Sie waren torf- und vegetationsbedeckt, während mehrere Frostblister im südwestlichen Seitental (vgl. Abb. 20) im nackten, feinmaterialarmen Schutt angelegt waren. Sämtliche Frostblister befinden sich oberhalb der Waldgrenze, in einzelnen Fällen im Grenzsäum Tundren- / Frostschuttstufe. Die Verbreitung erstreckt sich vom maritimer getönten, niederschlagsreicheren Nordwestteil der Abisko-Berge (Rakkasjokka-Tal mit Seitentälern, Kåppasjokka-Tal) mit hohen winterlichen Schneemengen bis in den kontinentaleren, trockeneren und winterkälteren Südostteil (Hochtäler Tjuonavagne, Nissunvagne, Pallenvagne, Siellavagne). Das Verbreitungsgebiet der Frostblister schließt sich höhenwärts an das Verbreitungsgebiet der Palsas an, deren Entwicklung in den Hochlagen der nordwestlichen Abisko-Berge durch die mächtige winterliche Schneedecke, die aufgrund ihrer thermisch isolierenden Wirkung ein tiefes Eindringen der Kältewellen in den Boden erschwert, verhindert wird. In den nordöstlichen Abisko-Bergen kann das Fehlen geeigneter frostempfindlicher Substrate die Palsaentwicklung in den höheren Lagen einschränken, obwohl die frostklimatischen Voraussetzungen weithin erfüllt sind. Ferner kann das Fehlen einer hinreichend mächtigen, den Frostboden im Sommer vor dem Auftauen schützenden Torfdecke die Palsabildung zusätzlich einschränken. Die sanft auf den Talböden auslaufenden hohen Trogtalhänge begünstigen stattdessen durch die Zufuhr von artesischem Wasser die Entwicklung von Injektionseishügeln in den Vernässungszonen entlang der Abflußbahnen.

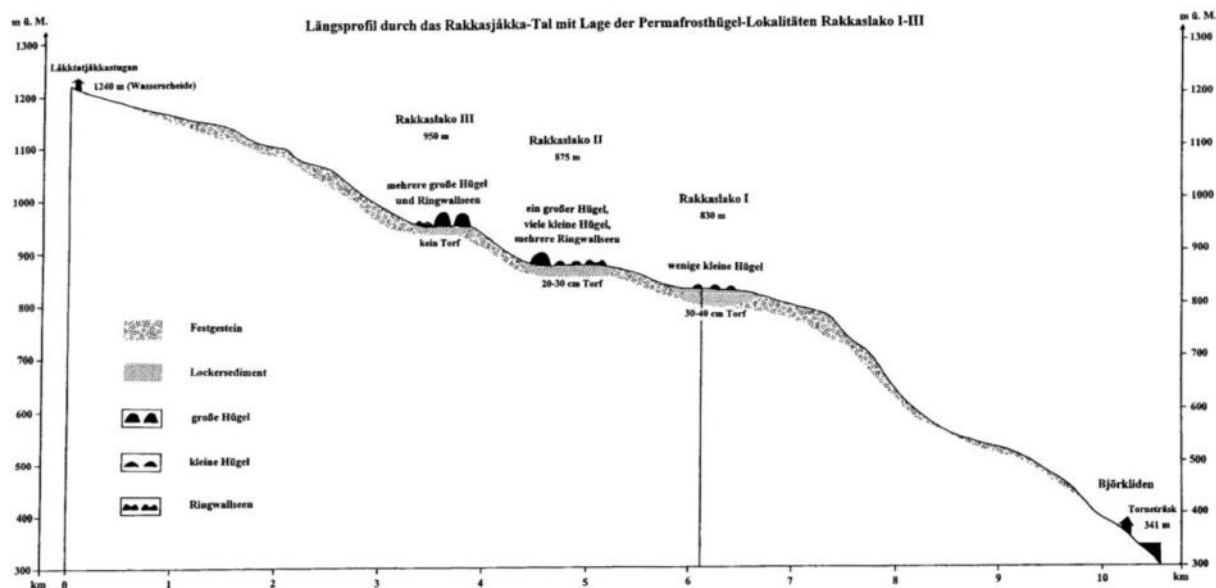


Abb. 19: Längsprofil durch das Rakkasjokka-Tal mit Lage der Permafrosthügel-Lokalitäten I-III (aus MEIER & THANNHEISER 2011)



Foto 21: Kleine, 80-100 cm hohe, vegetations- und torfbedeckte, palsaähnliche Frostblister und Thermokarst-Tümpel auf der Rakkaslako II-Verebnung. Die oberflächennahen Torflagen der vorzugsweise am Rande von Fließgewässern entwickelten Hügel sind von tiefen, klaffenden Dehnungsspalten durchzogen, die sich bis in den Mineralbodenkern der Hügel erstrecken. 16.8.1985

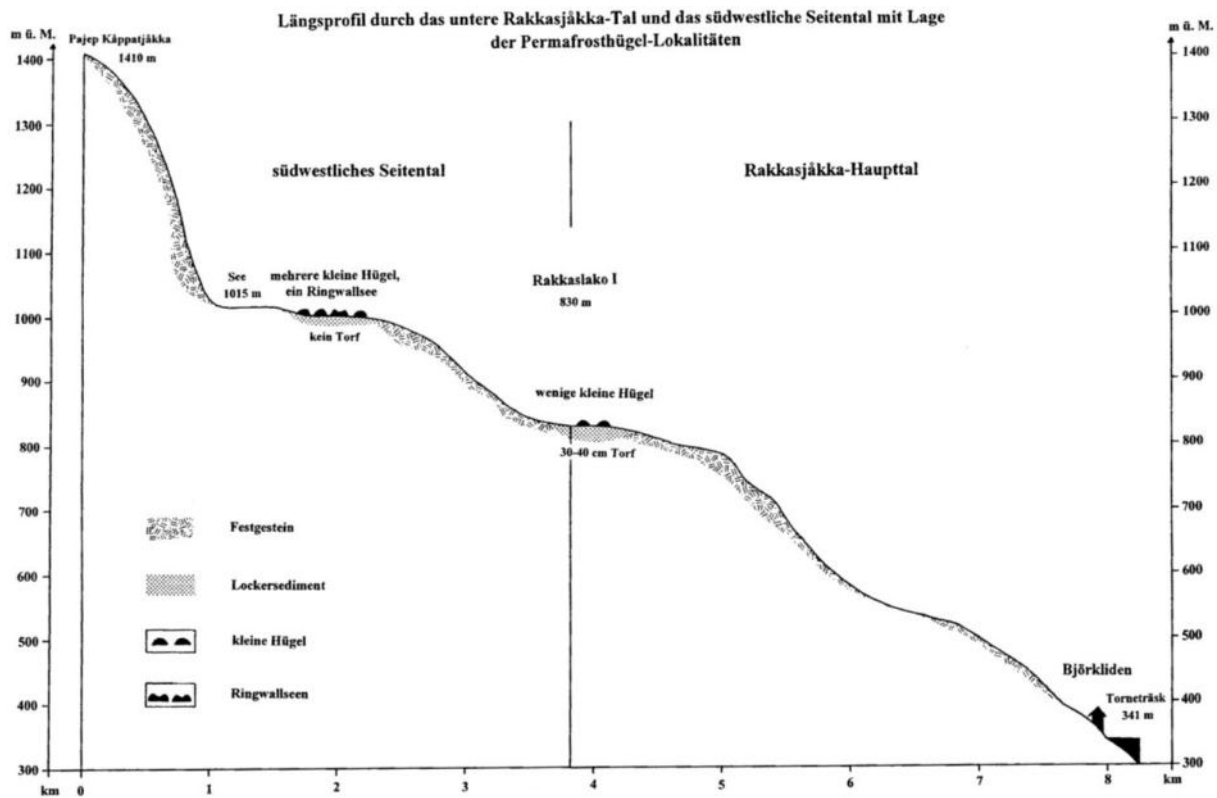


Abb. 20: Längsprofil durch das untere Rakkasjokka-Tal und das südwestliche Seitental mit Lage der Permafrosthügel-Lokalitäten (aus MEIER & THANNHEISER 2011)

Der Bauplan der Frostblister läßt Unterschiede in der strukturellen und sedimentologischen Zusammensetzung der Hügel erkennen. Außer dem Ausgangssubstrat der Hügelbildung variieren der Eisgehalt und das Gefüge der Bodeneisanreicherungen in den Frostbodenkernen der Hügel (vgl. Fotos 22-25, Abb. 21 und 22). Die sommerliche Auftauschicht der mehrjährigen Hügel ist – je nach Substrat und Exposition – 20-65 cm mächtig, wobei die geringsten Auftautiefen im Torf und die größten in pelitarmen sandigen Kiesen sowie in feinmaterialarmen Schuttablagerungen gemessen wurden. Die Frostblister im Grenzsaum Tundren- / Frostschuttstufe sind häufig von einem Auffriersteinpanzer überzogen; unter der oberflächlichen Grobmaterialanreicherung finden sich oftmals feinkörnigere, frostempfindliche Sedimente. Die Permafrostkerne der Torfhügel sind im oberen Abschnitt eisarm. Der Torf ist dort durch Poreneis zementiert, während tiefenwärts auch millimeterdünne Eislamellen und mehrere Zentimeter dicke Eislinsen und -schichten vorkommen können. Die Aufwölbung der Torflagen über das Niveau des Moorwasserspiegels und damit die Hügelbildung wird jedoch im Wesentlichen durch einen Blankeiskern im Untergrund hervorgerufen. Bei Frostblistern mit einem Mineralbodenkern ist die Grenzfläche zur Torfhülle scharf ausgebildet. Die gefrorenen mineralogenen Kerne sind eisreicher als die Permafrostkerne der im Torf angelegten Frostblister. Oberhalb der Blankeiskerne wird der Mineralboden oft von zentimeterdünnen Eislamellen und bis zu 5 cm dicken, zumeist spindelförmigen Eislinsen durchzogen. Größere Steine und Blöcke sind in Eis eingebettet. Die Anordnung und Struktur des Bodeneises oberhalb der Blankeiskerne ähnelt dem Mineralboden-Eisgefüge in den Permafrostkernen der Palsas. Es handelt sich offensichtlich um Segregationseis. Bei manchen Frostblistern ist diese eisreiche Lage über dem Blankeiskern nur geringmächtig (<15 cm) oder fehlt vollständig, insbesondere bei den Torfhügeln. Im letzteren Falle wird die Hügelbildung ausschließlich durch den Blankeiskern im Untergrund hervorgerufen. Das Eis der Blankeiskerne ist wahrscheinlich sehr rasch gebildet worden. Darauf deuten die bei den Grabungsarbeiten häufig beobachteten vertikal orientierten Luftblasen im Eis (vgl. MEIER 1988/89, 2015, MEIER & THANNHEISER 2011). Die Mächtigkeit der Permafrostkerne dürfte auf der Rakkaslako II-Verebnung 1 m kaum überschreiten. Viele Frostblister hatten 1985 Kontakt zur mineralogenen Moorunterlage. Einige „schwammen“ an der Mooroberfläche („Schaukeltest“). Die Tiefenerstreckung der Permafrostkerne und die Größe der Blankeislinsen im Untergrund lassen sich oftmals nur durch Bohrungen ermitteln, da eindringendes Moorwasser tiefere Grabungen verhindert.

In mehreren Hochtälern (Rakkasjåkka-Seitental, Nissunvagge, Pallenvagge) konnten die Blankeiskerne der Frostblisten nicht direkt nachgewiesen werden, da der steinige Untergrund unter dem Wasserspiegel gezielte Bohrungen verhinderte. Die Aufwölbung der minerogenen Locksedimente um 1,2-1,5 m läßt jedoch auf die Existenz mächtiger Blankeiskerne schließen. Das Auftreten von Permafrostböden außerhalb der Hügelformen ist im Rakkasjåkka-Seitental und in den Hochtälern der südöstlichen Abisko-Berge nicht ganz auszuschließen, ist aber aufgrund der grobkörnigen Ablagerungen auf den Talböden nur durch indirekte Prospektionsmethoden nachweisbar.



Foto 22: Querschnitt durch einen torfbedeckten Frostblister auf der Rakkaslako II-Verebnung, 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. 16.8.1985



Foto 23: Grabung in einem vegetationsbedeckten 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. 19.8.1987



Foto 24: Querprofil durch einen 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



Foto 25: Querprofil durch einen spaltenreichen 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 abluar bedingten oberflächlichen Stein- und Blockanreicherung. 19.8.1987

Querprofile durch kleine Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Haupttal (Rakkaslako II) und im südwestlichen Seitental

– halbschematisch –

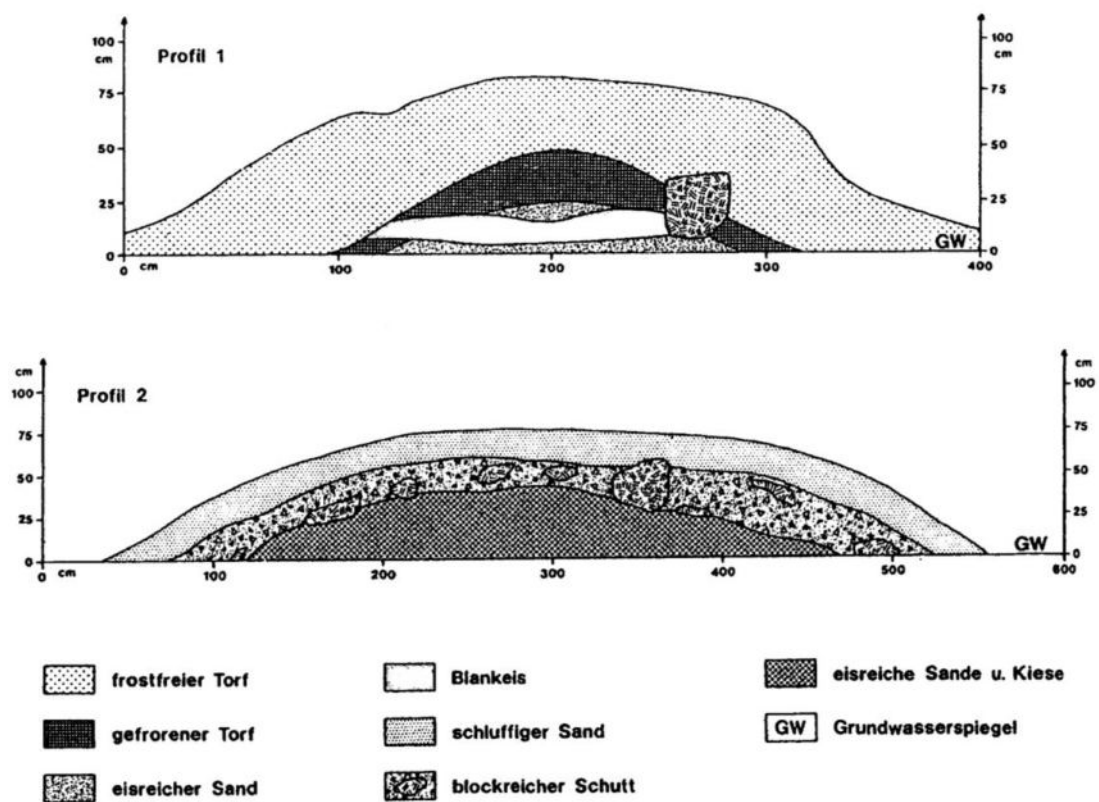


Abb. 21: Querprofile durch kleine Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Haupttal (Rakkaslako II) und im südwestlichen Seitental (aus MEIER 1988/89)

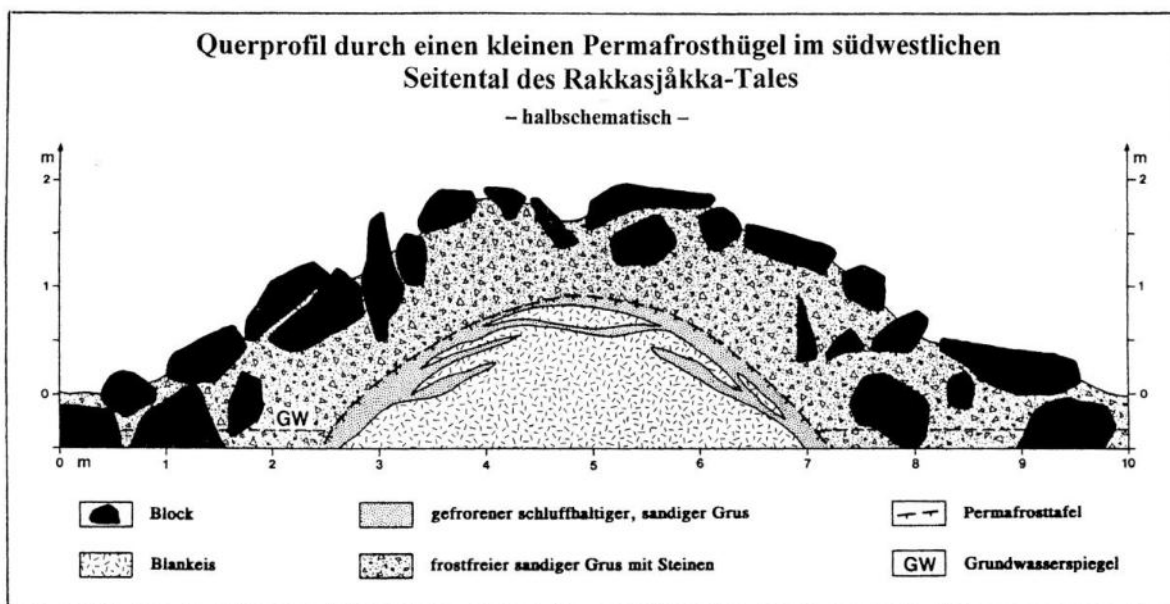


Abb. 22: Querprofil durch einen kleinen Permafrosthügel im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales (aus MEIER 2015)

Die Morphogenese der Frostblister beruht nach Ausweis der Grabungsbefunde auf einer lokalen Eisaneicherung am Platze der Hügel, ohne dass ein Materialtransport (Torf oder Mineralboden) aus der Hügelumgebung in die Hügel stattfindet. Sie unterscheidet sich darin von anderen frostdynamisch entstandenen Hügeltypen, wie z. B. Thufur (Erdbülten). Durch die Eisaneicherung werden die Substratlagen zu einem Hügel aufgewölbt. Im Unterschied zu den Palsas, deren Morphogenese aus einer Eissegregation resultiert (Segregationseishügel), handelt es sich bei den Frostblistern primär um Injektionseishügel (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). Über dem massiven Injektionseiskern der Frostblister finden sich in den Abisko-Bergen jedoch oftmals Eislinsen und -lamellen, die vermutlich durch eine sekundäre Eissegregation in den Hügeln entstanden sind. Die Hügelanlage basiert jedoch nach Ansicht der schwedischen Autoren ausschließlich auf der Bildung eines Injektionseiskerns. Dies zeigt auch die Untersuchung junger Hügel, die erst im vorausgegangenen Winter gebildet worden sind, wie die helle, absterbende Vegetationsdecke belegt. In den jungen, in den 1980er Jahren studierten Hügeln fand sich nur ein Blankeiskern aus Injektionseis, während die bereits mehrere Jahre alten, inzwischen begrüneten Hügel im oberen Abschnitt ihres Permafrostkerns auch Eisschichten, -linsen und -lamellen enthielten (vgl. MEIER 2015).

Offensichtlich waren die Hügel nach ihrer Anlage sekundär durch eine Anreicherung von Segregations-eis weiter in die Höhe gewachsen. Bei Grabungen und Bohrungen in verschiedenen Frostblistern in minerogenen Sedimenten 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 wie im Falle der Palsas ist in den schneereichen Hochlagen der nordwestlichen Abisko-Berge kaum möglich (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). 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 früh eingeleitet wird. Eine eventuell vorhandene thermisch isolierende Torfdecke oder eine vor der Abtragung schützende Vegetationsdecke wird zerrissen, so dass schon im ersten Sommer nach der Anlage Warmluft zum gefrorenen Hügelkern gelangen kann. Der Blankeiskern beginnt in der Folge zu schmelzen, wodurch der Frostblister rasch kollabiert. Viele Frostblister überdauern daher nicht einmal den ersten Sommer nach ihrer Anlage im vorausgegangenen Winter. Andere, insbesondere torfbedeckte Varianten, können nach Ausweis älterer Luftbilder und Feldstudien unter klimatisch günstigen Bedingungen, etwa einer Reihe kühler aufeinander folgender Sommer, viele Jahre überdauern. Nach dem Hügelzerfall tritt an die Stelle des Frostblisters eine kleine, mulden- bis trichterförmig in den Untergrund eingesenkte, wassergefüllte Mulde, die die Lage des ehemaligen Frostblisters markiert. Bei enger Vergesellschaftung der kollabierenden Hügelformen entsteht oft ein buckliges Thermokarstterrain aus wassergefüllten Hohlformen und flachen Wällen, das die Anordnung der ehemaligen Frostblister im Gelände kaum noch widerspiegelt. Schon nach 1-2 Jahren ist die Lokalität nur noch schwer als ehemaliger Standort einer Frostblister-Gruppe zu identifizieren, wie Feldstudien an den flach auslaufenden Unterhängen im Pallenvagge zeigten. Eine Identifizierung der einzelnen Thermokarsttümpel ist problematisch, insbesondere bei fortgeschrittener Sedimentation in den Hohlformen. 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 mehrjähriger Frostblister noch am ehesten möglich, da die lokale Landschaftsentwicklung durch Feldstudien und Luftbilder gut dokumentiert ist. Wo Frostblister nur singulär oder in Kleingruppen vorkommen, wie in den Hochtälern der südöstlichen Abisko-Berge, ist eine zuverlässige Identifizierung von kleinen, runden Tümpeln als Endstadien des Zerfalls von Frostblistern kaum möglich, sofern keine halbwegs intakten Hügelformen in der Nähe erhalten sind, die das Vorhandensein der Formungsvoraussetzungen vor Ort belegen (vgl. MEIER 2015). Eine Fossilisierung der Frostblister findet nicht statt.

Der Entwicklungsverlauf der Frostblister in den Abisko-Bergen läßt sich nach den Vorstellungen von ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986), gestützt durch eigene Geländebefunde, vor allem aus den Jahren 1985 und 1987 im Rakkaslako-Gebiet und Umgebung (vgl. MEIER 1988/89, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015), wie folgt skizzieren (vgl. Abb. 23):

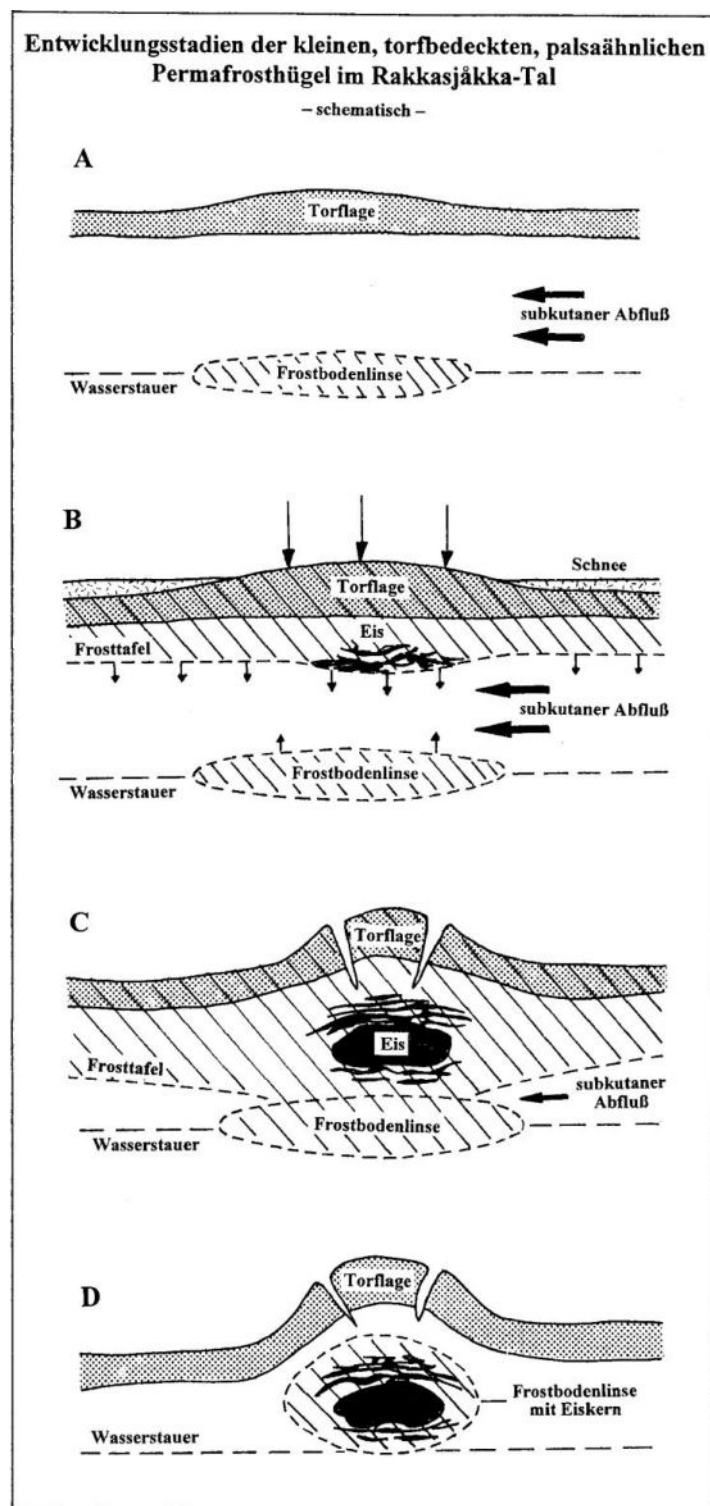


Abb. 23: Entwicklungsstadien der kleinen, torfbedeckten palsähnlichen Permafrosthügel im Rakkasjokka-Tal (aus MEIER & THANNHEISER 2011, umgezeichnet nach ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986)

Voraussetzung der Hügelbildung ist – analog der Palsagenese – ein differenziertes Eindringen der herbstlichen Gefrierfront in das Substrat. Dieses kann durch Unterschiede in der Vegetations- oder Torfbedeckung, der Körnung oder Feuchte des Mineralbodens oder präexistente kleine Reliefunterschiede verursacht werden. Im Rakkasjokka-Tal (Rakkaslako II-Verebnung) sind vor allem kleinräumige Unterschiede in der Torfmächtigkeit für den unterschiedlichen Tiefgang der Gefrierfront verantwortlich. In den vegetations- und torfärmeren Hochtälern scheinen hingegen Unterschiede in der Körnung und Durchfeuchtung des

Mineralbodens das Vorrücken der herbstlichen Frostfront zu steuern. Ein tiefes Eindringen der Gefrierfront in das Substrat und eine lokal mächtige thermisch isolierende Torfdecke, die den Frostboden gegen die sommerliche Wärme abschirmt, begünstigen die Bildung und Erhaltung der Frostbodenlinse am Ausgangspunkt der Hügelentwicklung. Im Unterschied zur Palsagenese erfolgt die Eisaneicherung am Platze der Hügelentwicklung bei den Frostblisten 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) wahrscheinlich Fels, Ton oder Reste des saisonalen Frostbodens, in den Hochlagen vermutlich auch Permafrost im Untergrund. Der hydrostatische Druck wird überwiegend artesisch durch die Reliefunterschiede zwischen den Talhängen und Talsohlen erzeugt. Sobald das organogene und / oder minerogene Substrat der Tal- oder Beckenböden im Herbst zu gefrieren beginnt, wird der Grundwasserstrom über dem Wasserstauer räumlich unterschiedlich stark eingeeengt, 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 dabei offenbar häufig so langsam, dass die gefrorenen Sedimente an der Hügeloberfläche plastisch deformiert werden können. Gefriert das im Hügelinneren eingeschlossene Wasser schließlich zu Eis, vergrößert sich der Hügel durch die Volumenzunahme des gefrierenden Wasserkörpers nochmals deutlich. Dabei entstehen häufig tiefe Spannungsrisse, die sich bis an die Hügeloberfläche erstrecken. Die Bildung des Injektionseiskerns der Frostblister vollzieht sich, im Unterschied zu den größeren Pingohügeln, in aller Regel im Verlauf eines einzigen, für die Morphogenese (klimatisch) günstigen Winters. Sie ist sowohl auf den artesischen, hydrostatischen Druck des Grundwassers als auch auf die Volumenzunahme des im Hügel eingeschlossenen Wassers beim Gefrieren (kryostatischer Druck) zurückzuführen. Der Injektionseishügel kann die im Rakkaslako-Gebiet mächtige winterliche Schneeaufgabe anheben und durchdringen. Danach kann der Hügel bei geeigneten frostempfindlichen Substraten (feuchter Torf, pelitreicher Mineralboden) und nun weniger behindertem Eindringen des Winterfrostes (dünnere Schneedecke als in der Umgebung, Spalten) durch Segregationseisbildung wie bei der Palsagenese weiter in die Höhe wachsen. Durch diesen sekundären Prozeß können die Hügel länger als traditionelle saisonale Frostblister überdauern und unter günstigen Bedingungen über Jahrzehnte fortbestehen. Dies gilt insbesondere für spaltenarme, torfbedeckte Hügelvarianten. Die in den Abisko-Bergen im Zeitraum 1985-2019 (11 Feldkampagnen) studierten Frostblister waren allerdings kurzlebiger. Dies läßt sich möglicherweise als Folge des im selben Zeitraum im Gebiet nachweisbaren Klimawandels interpretieren, der durch höhere Temperaturen und Niederschlagsmengen gekennzeichnet ist – eine Entwicklung, die für die Anlage und Erhaltung von Frostblisten sicherlich ungünstig ist. Vor allem die höheren Sommertemperaturen (Wärmesummen) dürften ein längeres Überdauern der empfindlich und rasch auf eine Erwärmung reagierenden Hügelbildungen erschweren. Die aus dem schnellen Hügelwachstum resultierenden Risse und Spalten in den thermisch isolierenden Decksedimenten ermöglichen einen schnellen Zutritt der Warmluft zum Blankeiskern, der in kurzer Zeit abschmilzt, was den Hügelzerfall beschleunigt. Der hohe, oberflächennahe Eisgehalt läßt die Frostblister noch empfindlicher auf eine Temperaturerhöhung reagieren als die größeren, aber eisärmeren Palsahügel.

3.1.8.2.2. Pingoähnliche Hügel

Die in ihren Lagemerkmale und ihrem Bauplan an kleine „Offene System“-Pingos erinnernde größere Hügelvariante wurde in den Abisko-Bergen bisher nur im Rakkaslako-Gebiet angetroffen. Ringwallseen, die vermutlich fortgeschrittene Zerfallsstadien derartiger Hügel repräsentieren, wurden allerdings schon früh unter der Bezeichnung „kollabierte Pingos“ („collapsed pingos“) aus dem Rakkasjåkka-Tal beschrieben (vgl. RAPP & RUDBERG 1960, RUDBERG 1962a, 1962b, NORDENSTAM 1963, MELANDER 1977). MELANDER verzeichnet in seiner geomorphologischen Karte zudem einen „kollabierten Pingo“ im Verbindungstal zwischen Pallenvagge und Siellavagge und fügt seiner Beschreibung ein Foto des Ringwallsees bei. RAPP (1983b) nennt die Formen vorsichtiger „Thermokarsteiche“ („thermokarst ponds“). Die Teiche haben Durchmesser von 10-40 m, die Ringwälle sind 4-8 m breit und 1-2 m hoch und die Wassertiefe beträgt 1,0-2,5 m (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). Die Zerfallsstadien sind in den Hochtälern der Abisko-Berge in Höhenlagen ab ca. 800 m ü. M. verbreitet. Die frostdynamisch entstandenen, bis zu 10 m

hohen Hügel-Vollformen enthalten einen Injektionseiskern und unterscheiden sich darin von Palsas und Lithalsas. 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 Verbreitung von Permafrostboden abseits der Hügel ist nicht bekannt. Zahlreiche perennierende Schneefelder auf den angrenzenden Berghängen deuten auf die Existenz von weit verbreitetem Gebirgspermafrost, was mit dem Modell von RIDEFELT, ETZELMÜLLER et al. (2008) zur Permafrostverbreitung in den nordwestlichen Abisko-Bergen kompatibel ist.

Der strukturelle und sedimentologische Aufbau der Hügel-Vollformen wurde bisher an drei Hügeln anhand von Grabungen und Bohrungen studiert. Einer der Hügel befindet sich als singuläre Erscheinung auf der Rakkaslako II-Verebnung, die beiden anderen sind als deutlich abgrenzbare Hügelvarianten in Vergesellschaftung mit einem Komplex aus unregelmäßiger gestalteten Hügelvarianten auf der Rakkaslako III-Verebnung in unmittelbarer Nähe von einigen Thermokarstteichen entwickelt. Die zuletzt genannten Hügel sind im flachwelligen Hügelrelief relativ unauffällig, etwa 3-8 m hoch bei einem Radius von 20-50 m (Längsachse) und wurden daher erst von ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986) als Permafrost-Phänomene identifiziert. Die großen Permafrosthögel auf den beiden Verebnungen sind in unterschiedlichen minerogenen Sedimenten angelegt und unterscheiden sich in ihrem Eisgehalt. Die Permafrosttafel der Hügel wurde – je nach Exposition – in Tiefen von 100-130 cm angetroffen (Ende August, Anfang September). Die Permafrostkerne der Hügel sind eisreicher als die gefrorenen Mineralbodenkerne von Palsas mit ähnlichen Abmessungen und unterscheiden sich von letzteren u. a. durch ihr Gefüge.

Der Hügel auf der Rakkaslako II-Verebnung wurde von MALMSTRÖM & PALMÉR (1984), ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986) und MEIER (MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015) hinsichtlich seines Formenschatzes und seines Bauplans detailliert untersucht. Er befindet sich am Südwestrand des vermoorten Beckens in unmittelbarer Nähe zu einem Seitenarm des Rakkasjäkka-Baches (vgl. Foto 26). Der ca. 40 m lange, 16 m breite und 2,8 m hohe Hügel (1982) ist von einem 50-60 cm hohen Ringwall umgeben, der an der Hügelnordflanke einen kleinen, 10 x 7 m großen Teich einschließt. An der südlichen, dem Bachlauf zugewandten Flanke wies der Hügel 1982 ebenfalls eine Mulde auf, die sich aber nicht bis unter das Ringwall-Niveau erstreckte und nicht wassergefüllt war. Im Unterschied zu den kleineren Frostblistern auf der Verebnung 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 Ringwalls. 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. Ferner war der Hügel etwas zusammengesunken. Seine maximale Höhe über dem umgebenden Sumpfniveau 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. Zugleich hatten sich klaffende Spalten an der Hügelsüdflanke gebildet (vgl. Foto 27). Die so entstandenen Substratblöcke drohten in den Tümpel zu stürzen. Die maximale Höhe des Hügels hatte sich in der Zwischenzeit bis auf 2,2 m verringert. Bis zum August 2019 hatte sich die Hügel-Vollform zugunsten der beiden Thermokarsttümpel verkleinert. Der Hügel war deutlich zusammengesunken, stärker vom lateral angrenzenden Ringwallabschnitt abgesetzt und nur noch 1,1 m hoch (vgl. Foto 28).



Foto 26: Blick von der Felsschwelle auf die Rakkaslako II-Verebnung mit dem pingoähnlichen Permafrosthügel am Ufer des Rakkasjåkka-Südarms. Am Nordrand des Hügels markiert ein wallumgebener Thermokarstteich die ehemals größeren Abmessungen des Hügels. Im Hintergrund sind beidseits des Bachlaufes weitere Thermokarstteiche zu erkennen; im Vordergrund befindet sich die Hauptabflußbahn des Baches. 20.8.1987



Foto 27: Blick aus der Nähe auf den großen Permafrosthügel am Ufer des Rakkasjåkka-Bachlaufes am Südwestrand der Rakkaslako II-Verebnung. Die Höhe des Hügels hat sich zwischen 1982 und 2009 von 2,8 m auf 2,2 m verringert. Der an der Hügel-Südflanke gebildete Thermokarsttumpel wird durch einen ca. 1 m hohen Ringwallabschnitt (Vordergrund) vom Bachlauf getrennt. 2.9.2009



Foto 28: Blick vom Ringwallabschnitt am Rakkasjåkka-Bach auf den stark zusammengesunkenen Permafrosthügel. Die Hügel-Vollform hat sich zwischen 2009 und 2019 zugunsten der beiden Thermokarsttümpel am Nord- und Südrand (Vordergrund) verkleinert, ist stärker vom lateral angrenzenden Ringwallabschnitt abgesetzt, unterliegt am Teichrand der Blockerosion und ist nur noch 1,1 m hoch. 7.8.2019

Der innere Aufbau des Hügels wurde zuerst 1982 von MALMSTRÖM & PALMÉR (1984) anhand einer Grabung im westlichen, zentralen Teil des Hügels studiert. Demnach besteht der Hügelwesthang aus Moränenmaterial mit kleineren, linsenförmigen Torfeinschlüssen sowie einem zusammenhängenden Torfhorizont mit Holzresten in einer Tiefe von 45 cm, deren Alter auf 2670 ± 50 Jahre B.P. datiert werden konnte (vgl. MALMSTRÖM & PALMÉR 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 überwiegend Poreneis. Die Grobkomponenten im unsortierten, tonigen Material waren vorzugsweise parallel zur Hügeloberfläche eingeregelt. Eine tiefere Grabung im zentralen Teil des Hügels durch ÅKERMAN & MALMSTRÖM (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 Gelisolifluktuationsmaterial 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 8040 ± 80 Jahren B.P. (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). *Salix* und *Betula nana* sind in der näheren Hügelumgebung in dieser Höhenlage gegenwärtig nicht mehr anzutreffen. Unter den moränenähnlichen gelisolifluidalen Ablagerungen befindet sich sandig-pelitisches Material, das im Permafrostkern des Hügels von Blankeislinsen durchzogen ist. Zwei zusätzliche Grabungen von MEIER im September 2009 (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015) im Hügelzentrum und am Hügel Südrand bestätigen im Wesentlichen den beschriebenen Bauplan (vgl. Foto 29, Abb. 24). Aufgrund des späten Grabungszeitpunktes und warmen Sommers war der saisonale Frostboden vollständig aufgetaut. 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 durchzogenes Material. Die Mächtigkeit der Eislagen nahm tiefenwärts entsprechend dem Befund von ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986) deutlich zu. Eine Bohrung bis rund 1,6 m unter das Grundwasserniveau durchteufte ausschließlich Blankeis. Hinweise auf Mineralbodeneinschlüsse 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. 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 Thermokarsttumpels erstreckten.



Foto 29: Grabungsprofil an der Südflanke des Permafrosthügels. Das Substrat besteht aus gelisolifluidalen Ablagerungen, die unterhalb der Permafrosttafel in 105-125 cm Tiefe gefroren sind. Die Grobkomponenten an der Profilbasis sind in Blankeis eingebettet. Die darunter befindlichen gefrorenen Feinsedimente sind von Eisbändern durchsetzt. 1.9.2009

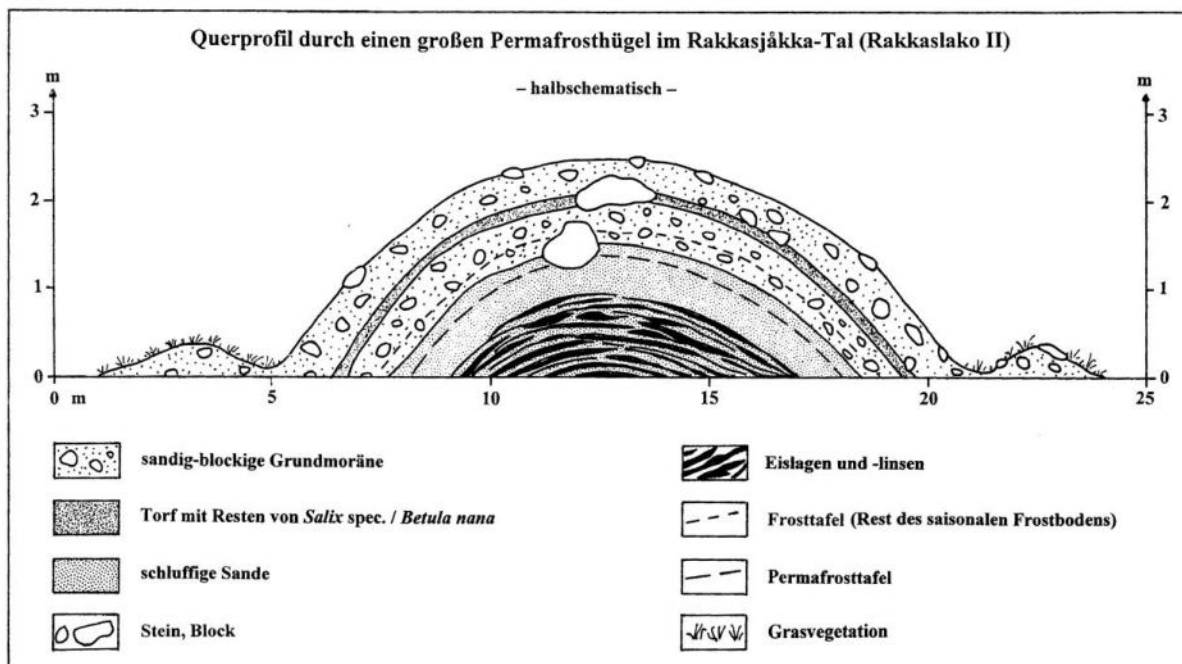


Abb. 24: Querprofil durch einen großen Permafrosthügel im Rakkasjäkka-Tal (Rakkaslako II) (aus MEIER & THANNHEISER 2011)

Im Südabschnitt der versumpften Rakkaslako III-Verebnung finden sich zwischen einem kleinen See und einem im Spätsommer austrocknenden Gerinne weitere große Permafrosthügel. Die beiden markantesten bilden zwei etwa parallel in nordsüdlicher Richtung verlaufende Wälle (vgl. Foto 30). 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 schließen sich eine mit Gräsern ausgekleidete Hohlform und ein in Kuppen und Mulden gegliedertes Relief an. Die Ränder der großen Hohlform waren 2009 in 1,5-2,0 m Tiefe von Permafrost unterlagert (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011). Die Hohlform dürfte durch Ausschmelzen von Bodeneis aus dem Kern eines größeren Permafrosthügels entstanden sein. Bisher wurden nur die beiden wallförmigen Hügel studiert.



Foto 30: Lage der beiden größeren pingoähnlichen Permafrosthügel auf der Rakkaslako III-Verebnung im Bildvordergrund, Rakkasjåkka-Bachlauf im Hintergrund. Die Hügel erstrecken sich wallförmig etwa parallel zueinander in N-S-Richtung. Der kleinere Hügel grenzt an den runden See am linken Bildrand, während der größere Hügel steil zum wasserüberstauten Bachbett am rechten Bildrand abfällt. 19.8.1987

Der kleinere, an den See grenzende Hügel ist mit Lawinenschutt bedeckt und trägt stellenweise einen Deflations- / Auffriersteinpanzer (vgl. Foto 31). Eine Torfdecke fehlt; in Schutzlagen ist eine dürftige Grasvegetation und ein 5-10 cm mächtiges Bodenprofil entwickelt (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). 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 eingeregeltten plattigen Grobkomponenten sind graublau, pelitische, frostempfindliche Sedimente, hauptsächlich Tone mit eingelagerten, walnußgroßen, vereinzelt auch größeren Steinchen, anzutreffen (vgl. Foto 32). Sie haben vermutlich einen glazilakustrinen Ursprung, etwa in einem Eisstausee (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). Der Hügel besitzt nach Grabungsbefunden von ÅKERMAN & MALMSTRÖM am Osthang und MEIER & THANNHEISER (2011, MEIER 2015) am Westhang unter der 1,0-1,2 m mächtigen sommerlichen Auftauschicht einen Permafrostkern. Charakteristisch für den oberen Abschnitt ist eine Wechsellagerung von Feinsediment- und Eislagen. Die Feinsedimente sind stellenweise von einem Netzwerk millimeterdünner Eislamellen durchzogen, ähnlich dem Bauplan gefrorener Palsa-Mineralbodenkerne. Die Mächtigkeit der Eisbänder und -schichten nimmt tiefenwärts zu. Ab 230-240 cm Tiefe folgt ein Blankeiskern von mindestens 2 m Mächtigkeit.



Foto 31: Lage des kleineren pingoähnlichen Permafrosthügels am Fuße steiler, bis zu 1000 m ü. M. aufragender Berge am Südrand der Rakkaslako III-Verebnung. Der vegetationsarme, von Lawinenschutt bedeckte Hügel hat Wasserzugang von den nahe gelegenen Berghängen und vom angrenzenden See. 2.9.2009



Foto 32: Grabungsprofil an der Südflanke des 3,3-3,4 m hohen, kleineren pingoähnlichen Permafrosthügels. Unter einem 50-60 cm mächtigen Schuttmantel mit vornehmlich oberflächenkonform angeordneten, plattigen Grobkomponenten finden sich frostempfindliche tonig-schluffige Sedimente mit kleineren Steinchen. Unter der 1,0-1,2 m mächtigen sommerlichen Auftauschicht existiert ein Permafrostkern aus wechsellagernden Feinsediment- und Eislagen, die von einem mächtigen Blankeiskörper unterlagert werden. 13.8.2011

Der größere der beiden, an seiner steileren Ostflanke an eine wasserüberstaute Mulde grenzende Permafrosthügel ist rund 55-60 m lang und ca. 25-30 m breit (vgl. Foto 33). Er geht in nördlicher Richtung in das kuppige, stellenweise von Permafrostboden unterlagerte Terrain über. Die Hügeloberfläche ist im Topbereich durch frostdynamisch entstandene Kahlstellen (Mudpits) in der Vegetationsdecke auffällig gemustert („Fleckentundra“). Eine 2 m tiefe Grabung im Topbereich des Hügels Anfang September 2009 stieß in 105-

110 cm Tiefe auf einen Blankeiskern, dessen Oberfläche offenbar mit der Permafrosttafel identisch war (vgl. Foto 34, Abb. 25). Das Substrat der darüber befindlichen sommerlichen Auftauschicht besteht aus höchst frostempfindlichen blaugrauen, schluffigen Tonen (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Die genaue Mächtigkeit des Blankeiskerns konnte zwar nicht festgestellt werden, doch dürfte sich das Massiveis zumindest bis auf das Niveau der angrenzenden Mulde erstrecken, wie die deutlich über die Umgebung heraus gehobenen Beckensedimente andeuten. Bei der Heraushebung des Hügels wurden die am Ost- rand 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. Die Permafrosttafel befand 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 Bereich war offenbar permafrostfrei.



Foto 33: Blick auf den größeren, schuttbedeckten pingoähnlichen Hügel am Rande der wasserüberstauten Mulde auf der Rakkaslako III-Verebnung. Die steile Ostflanke des Hügels ist vegetationsarm sowie gelisolifluidal und abluaral überprägt. Die wassergefüllte Senke fungiert während der Schneeschmelze als Abflußbahn für Schmelzwasser und Naßschneelawinen aus den angrenzenden Bergen Richtung Rakkasjåkka-Bach. 3.9.2009



Foto 34: Grabung im Kronenbereich des größeren pingoähnlichen Permafrosthügels auf der Rakkaslako III-Verebnung. Unter der Vegetationsdecke mit Mudpit-Kahlstellen finden sich in der sommerlichen Auftauschicht höchst frostempfindliche schluffige Tone. Diese werden ab 105-110 cm Tiefe von einem mächtigen Blankeiskern unterlagert, dessen Oberfläche die Lage der Permafrosttafel markiert. 2.9.2009

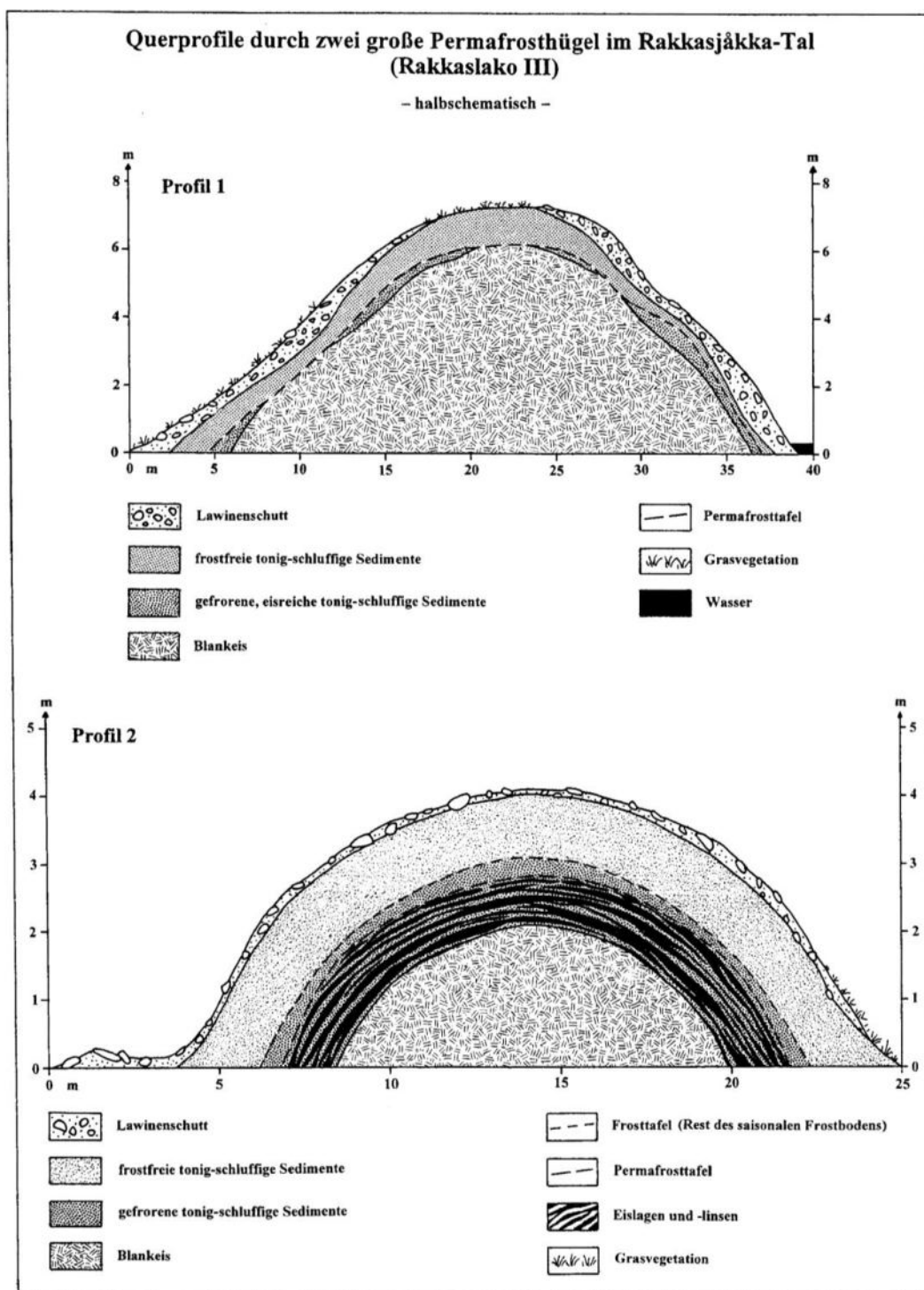


Abb. 25: Querprofile durch zwei große Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Tal (Rakkaslako III) (aus MEIER & THANNHEISER 2011)

Die beiden Permafrosthügel auf der Rakkaslako III-Verebnung stellen ebenso wie der singuläre große Permafrosthügel auf der Rakkaslako II-Verebnung Degradationsstadien dar. Vor allem der kleinere Hügel hat seit Anfang der 1980er Jahre deutlich sichtbare morphologische Veränderungen erfahren. Am auffälligsten ist der Beginn einer Ringwallbildung am Südwestende des Hügel (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Der Wall war bei den Feldarbeiten 1985 und 1987 kaum wahrnehmbar, 2002 und 2004 deutlich erkennbar und bildete 2009 eine markante Vollform, die vom Hügel durch eine Wasserrinne getrennt war und unmittelbar an den benachbarten See grenzte. Der konvexe Hügelhang wird von der Was-

serrinne unterschritten und steil gehalten. Der am See 50-60 cm hohe Wall besteht überwiegend aus Grobmaterial, insbesondere Steinen und Blöcken, deren Längsachsen häufig tangential eingeregelt sind. Am weniger scharf abgegrenzten Nordende des Hügels waren im Zeitraum 1982-2009 keine Veränderungen erkennbar; an der Südflanke hatte sich eine Mulde entwickelt. Die Höhe des Hügels hatte sich zugleich auf 3,3-3,4 m verringert. Im Zeitraum 2009-2019 hatte sich die Breite der im Sommer wassergefüllten Rinne abseits der Grabungslokalität zu ungunsten der Hügelvollform fast verdoppelt. Die Höhe des Hügels hatte sich im Zeitraum 1982-2019 von 4,2 m auf knapp 3 m verringert (vgl. Foto 35). Der größere Hügel hatte sich seit 1982 morphologisch nur unwesentlich verändert. Am auffälligsten sind jüngere Rutschungsbahnen am Steilhang zur vernäbten Mulde. Während der frühsommerlichen Schneeschmelze wird der Steilhang durch Schmelzwasser, das zum Rakkasjokka-Bach abfließt, unterschritten und steil gehalten. An den sanfter geböschten, von Gräsern bedeckten Hügelhängen waren neue Gelisolifluktuationsloben und -stufen entstanden. Die Hügelhöhe hatte sich seit 1982, im Gelände kaum erkennbar, um ca. 1,5 m verringert.



Foto 35: Nahaufnahme des kleineren pingoähnlichen Permafrosthügels auf der Rakkaslako III-Verebnung. Der Hügel ist seit 1982 im Zerfall begriffen. Die Hügelhöhe hat sich bis 2019 auf knapp 3 m verringert, am SW-Ende wurde durch Bodeneisauflösung ein Wall abgeschnürt, der durch eine wassergefüllte Thermokarstrinne vom Hügel getrennt ist (beginnende Ringwallbildung). 1.9.2009

Außer den beschriebenen großen Permafrosthügeln (Vollformen) existieren auf den Rakkaslako-Verebnungen II und III eine Reihe von Seen und kleineren Teichen, vornehmlich entlang des Rakkasjokka-Bachlaufes und einiger tributärer Gerinne. Mehrere von ihnen sind ganz oder teilweise von Wällen umgeben. Die auffälligsten, von Ringwällen umgebenen Wasserkörper wurden bereits in den 1960er Jahren unter der Bezeichnung „kollabierte Pingos“ (vgl. RAPP & RUDBERG 1960, RUDBERG 1962a, 1962b, NORSTAM 1963) beschrieben, was ein Mindestalter von rund 60 Jahren impliziert. Dies dürfte auch für den von MELANDER (1977) aus dem Verbindungstal zwischen Pallenvagge und Siellavagge beschriebenen Ringwallsee zutreffen. Die Mehrzahl der bisher bekannten Ringwallsee-Vorkommen befindet sich im Rakkaslako-Gebiet, doch wurden vergleichbare Formen auch in einem südwestlichen, namenlosen Seitental des Rakkasjokka-Tales (vgl. MEIER 1988/89, 2015, MEIER & THANNHEISER 2011) sowie in den südöstlichen Hochtälern (z. B. Pallenvagge) beobachtet, wo die Hohlformen stellenweise mit Sedimenten aufgefüllt und die ehemals vorhandenen Ringwälle durch Lawinen stark beschädigt oder zerstört worden sind. An der Typlokalität Rakkaslako konnten die Ringwallseen offensichtlich aufgrund ihrer Beckenlage außerhalb der Reichweite zerstörerischer Steilhangprozesse über einen relativ langen Zeitraum bis in die Gegenwart überdauern.

Die Seen im Rakkasjokka-Tal, mit vollständigen, bruchstückhaften oder fehlenden Ringwällen, haben Durchmesser <50 m, wobei die Wälle 4-8 m breit und 1-2 m hoch sind. Gemeinsames Kennzeichen der zumeist kreisrunden bis ovalen Seen ist ihre Orientierung entlang von Bachläufen in Hangfußlage, eine Lage, die derjenigen der studierten Permafrosthügel sehr ähnlich ist. Einige Seen befinden sich sogar in Hügelhöhe. Die wassergefüllten Hohlformen sind mulden- bis trichterförmig in den Talboden eingesenkt. Die vegetationsarmen Ringwälle bestehen in den meisten Fällen aus schluffreichen Feinsedimenten mit einem hohen Stein- und Blockgehalt. Die Grobkomponenten sind mit ihren Längsachsen zumeist tangential

eingeregelt. Einige Ringwälle sind stellenweise von klaffenden, ebenfalls tangential angeordneten Spalten durchzogen. Auf der Rakkaslako III-Verebnung existieren Wasserkörper unterschiedlicher Größe und Gestalt, sowohl in zentraler Lage als auch entlang des Rakkasjåkka-Bachlaufes und des tributären Gerinnes am Rande der Verebnung (vgl. Foto 36). Sie kennzeichnen mit großer Wahrscheinlichkeit die Lage ehemaliger Permafrosthügel des beschriebenen Typs und stellen fortgeschrittene Zerfallsstadien dar (vgl. MEIER 2015). 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. Die Wälle enthielten 1985 und 1987 noch Permafrostboden. 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. ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJÖ 1989). Seitdem hat nur eine geringe Abflachung der Wälle stattgefunden, verbunden mit einer Vergrößerung der Wasserflächen. Ein unmittelbar am Rakkasjåkka-Bachlauf gelegener Ringwallsee hat sich seit 1943 stärker verändert (vgl. Foto 37). Die wassergefüllte Mulde hat sich vergrößert und stellenweise mehr als 2 m tief in den Talboden eingesenkt. Zudem wurde der südliche Wallabschnitt vom Bachlauf unterschritten und fehlt inzwischen (vgl. ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJÖ 1989). Der noch erhaltene, 70-120 cm hohe und bis zu 10 m breite Ringwallabschnitt ist weithin mit plattigen Steinen und Blöcken bedeckt, die stellenweise tangential eingeregelt sind. Abseits der vegetationsbedeckten Wallpartien finden sich Radialspalten mit jüngst aufgespresstem, sandig-schluffigem 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 repräsentierten, bleibt unklar, aus welchen Hügeltypen sich die Ringwallseen entwickelt haben. Die Nähe zu den beiden untersuchten Permafrosthügeln läßt vermuten, dass es sich um ähnliche Hügeltypen handelt. ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJÖ (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 Verlauf 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 wesentlich höheres Alter auf. Diese Formen repräsentierten bereits 1943 und 1963 Permafrosthügel-Degradationsstadien. Sie haben sich danach zum gegenwärtigen Stadium weiterentwickelt, wobei im Zeitraum 1985-2019 keine auffälligen morphologischen Veränderungen mehr stattgefunden haben.



Foto 36: Übersicht über den westlichen Teil der Rakkaslako III-Verebnung mit mehreren Ringwallseen im Zentrum vor dem breiten Rakkasjåkka-Bachlauf am Fuße des Bergrückens. Die runden oder unregelmäßiger geformten Teiche repräsentieren wahrscheinlich fortgeschrittene Zerfallsstadien von minerogenen Permafrosthügeln vom Typ der beiden beschriebenen pingoähnlichen, eisreichen Hügel im Ostteil der Verebnung. 19.8.1987



Foto 37: Nahaufnahme eines ca. 2 m tiefen, schalenförmig in den Talboden eingelassenen Ringwallsees (Durchmesser 33 m) auf der Rakkaslako III-Verebnung. Der 70-120 cm hohe, bis zu 10 m breite, permafrostfreie Ringwall besteht aus feinkörnigen, blockhaltigen Sedimenten. Die Grobkomponenten sind vornehmlich tangential eingeregelt. 20.8.1987

Die Morphogenese der beschriebenen großen Permafrosthügel läßt sich, da keine Aggradationsstadien, sondern nur Degradationsstadien im Gelände angetroffen wurden, nur aus dem Bauplan der Hügel und ihrer Lage im Relief ableiten. Nach Ausweis der Grabungs- und Bohrbefunde basiert die Aufwölbung der Substratlagen zu einer Hügelform auf einer lokalen Eisanreicherung in den minerogenen Lockersedimenten. Die Hügel enthalten im Unterschied zu den Palsahügeln, aber analog den kleineren Frostblistern, einen Blankeiskern, dessen Volumen die Hebung der Substratlagen (Decksedimente) und damit die Abmessungen der Permafrosthügel maßgeblich bestimmt. Der Blankeiskern wird bei zwei der studierten Hügel von wechsellagernden Mineralboden- und Eisschichten überdeckt, wobei die Eisanreicherungen ebenfalls zur Aufwölbung der Substratlagen beitragen (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Die Blankeiskerne der Hügel bestehen wahrscheinlich 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 (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). Diese Bedingungen begünstigen die Bildung von Injektionseiskörpern, sofern das Gelände von Permafrost oder zumindest einer wasserstauenden Schicht unterlagert ist. Die Eisanreicherungen oberhalb der die Hügelbildung initiierenden, primären Injektionseiskörper könnten – analog der Frostblistergenese – durch eine sekundäre Eisseggregation gebildet worden sein. Es sind jedoch weitere Untersuchungen erforderlich, um den genauen Eistyp und damit die Morphogenese der Hügel zu ermitteln. Die Ringwallseen lassen sich als fortgeschrittene Zerfallsstadien von großen Permafrosthügeln des beschriebenen Typs interpretieren. In diese Richtung weisen nicht nur die ähnlichen Lagebedingungen sowie das Vorkommen einiger Ringwälle in unmittelbarer Nachbarschaft zu den aktuellen Hügeln, sondern auch die Forschungsergebnisse von ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJÖ (1989), die einen Entwicklungsverlauf vom großen Permafrosthügel zum Ringwallsee in mehreren Fällen anhand von Luftbildern und alten Aufzeichnungen von NORDENSTAM (1963) unmittelbar nachweisen konnten.

Der Entwicklungsverlauf der drei großen Permafrosthügel im Rakkasjåkka-Tal von der Initiierung der Hügelform bis zum Ringwallsee als fortgeschrittenem Zerfallsstadium läßt sich nach ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986), MEIER & THANNHEISER (2011) und MEIER (2015) wie folgt zusammenfassen (vgl. Abb. 26):

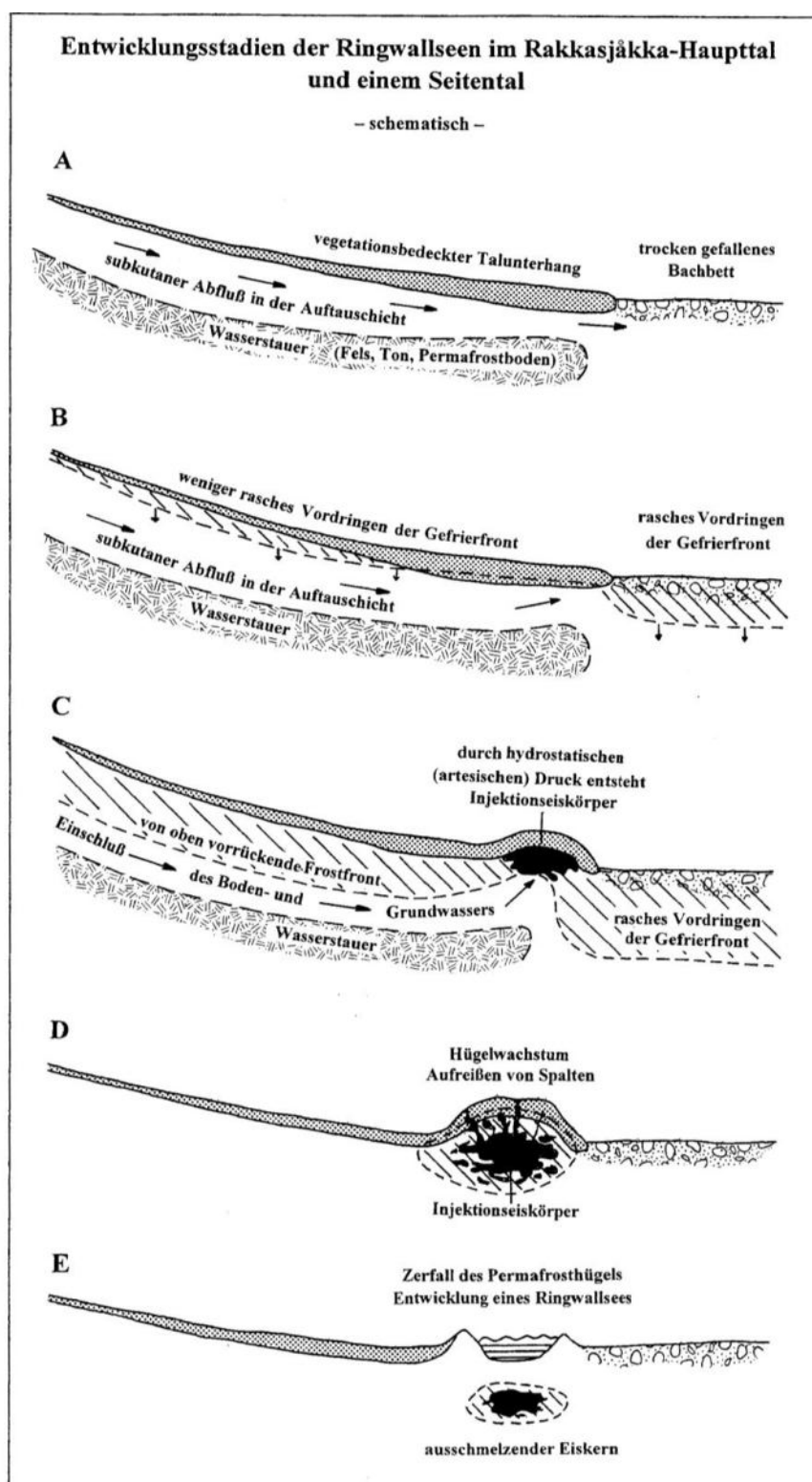


Abb. 26: Entwicklungsstadien der Ringwallseen im Rakkasjåkka-Haupttal und einem Seitental (umgezeichnet nach ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986)

Die Entwicklung des Permafrosthügels beginnt nach den Vorstellungen von ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986), 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 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 trocken gefallen, 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 relativ dünne, thermisch wenig 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 großen Permafrosthügel auf der Rakkaslako II-Verebnung und beim kleineren der beiden Hügel auf der Rakkaslako III-Verebnung 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 und der hohe Eisgehalt (Blankeiskern) lassen diesen Permafrosthügeltyp empfindlicher auf Klimaschwankungen oder -veränderungen reagieren als 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. Ein zyklischer Entwicklungsverlauf – gekennzeichnet durch die Anlage einer neuen embryonalen Hügelform im Thermokarstsee wie beim Palsa-Entwicklungszyklus – wurde im Gebiet nicht beobachtet.

Die Morphogenese der kleinen Frostblister und der größeren pingoähnlichen Permafrosthügel basiert primär auf einer Injektionseisbildung im Substrat. Nach der Hügelanlage kommt es oftmals zu einer sekundären Segregationseisbildung über den Injektionseiskernen, wodurch die Hügel weiter in die Höhe wachsen (vgl. u. a. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Beide Hügelvarianten sind entlang von Fließgewässern und / oder in Hangfußlagen anzutreffen, so dass Wasser unter hydrostatischem / artesischem Druck als Voraussetzung der Injektionseisbildung zur Verfügung steht. Neben diesen Gemeinsamkeiten existieren aber auch Unterschiede zwischen den Frostblistern und den pingoähnlichen Hügeln. Diese betreffen vor allem die Ausgangssubstrate der Hügelbildung (vornehmlich Torf bei Frostblistern, Mineralboden bei pingoähnlichen Hügeln) sowie die Gestalt und Abmessungen der Hügel. Die kleinen Thermokarstteiche der Frostblister sind im Unterschied zu den Thermokarstseen der pingoähnlichen Permafrosthügel ringwallfrei und verlanden relativ rasch. Morphogenetisch interessant ist in diesem Zusammenhang das gelegentliche Vorkommen und kurzfristige Überdauern von frostblisterähnlichen Hügeln in unmittelbarer Nähe von Ringwallseen, in einem Fall sogar auf dem flachen Rest einer minerogenen Ringwallform. Am besten dokumentiert sind die Aggradation und Degradation eines solchen Hügels am Rande eines Ringwallsees am Ufer des Rakkasjåkka-Baches auf der Rakkaslako II-Verebnung (vgl. Fotos 38 und 39; ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MALMSTRÖM 1987, MEIER 2015).



Foto 38: 18 x 25 m großer Ringwallsee auf der Rakkaslako II-Verebnung. Der dicht am Rakkasjåkka-Bachlauf gelegene Wasserkörper ist schalenförmig ca. 1,8 m tief in den Talböden eingelassen. Der 4-10 m breite, permafrostfreie Ringwall besteht aus ton- und schluffreichen, sandigen Sedimenten mit einem hohen Stein- und Blockgehalt. Er repräsentiert ein weit fortgeschrittenes Zerfallsstadium eines großen Permafrosthügels vom Typ des beschriebenen, inzwischen stark kollabierten Hügels auf der Verebnung. 16.8.1985



Foto 39: 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 bis 1986 Bestand. 16.8.1985

Der kleine, ca. 1 m hohe Hügel am Distalrand der Ringwallform am Rakkasjåkka-Bach bildete sich nach MALMSTRÖM (1987) zwischen 1978 und 1982. Er war bereits 1987 wieder verschwunden. MALMSTRÖM fand erste Anzeichen einer Hügelbildung 1978. 1982 war der Hügel bereits 5 m lang, 3 m breit und 1 m hoch (Mächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht: 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. 1987 war an die Stelle des ehemaligen Permafrosthügels eine offene Wasserfläche getreten. MEIER entdeckte 1985 einen Hügel in ähnlicher Lage in einem südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales (1000 m ü. M.). Der spaltenreiche, ca. 1 m hohe, in schluffig-sandigem Material mit zahlreichen Steinen angelegte Hügel befindet sich am Rande einer trichterförmig in den Talböden eingesenkten, wassergefüllten Thermokarstsenke, die von flachen Ringwallresten umgeben ist (vgl. Foto 40). Der ca. 1,5 m tiefe Wasserkörper steht mit dem flachen Bachlauf in Verbindung. In der Nachbarschaft sind weitere Seen des gleichen Typs mit Tiefen von 1,5-3,0 m und Durchmessern von 10-15 m anzutreffen. Gestalt und Abmessungen des Hügels hatten sich bis 1987 kaum verändert, doch

hatten sich die Radialspalten in der Zwischenzeit stark verbreitert. An der Hügeloberfläche war eine auffällige Grobmaterialanreicherung zu beobachten, die auf Frosthebungsprozesse und die Abspülung von Feinmaterial zurückzuführen ist. Bei einer Profilgrabung Ende August 1987 wurde die Permafrosttafel in ca. 70 cm Tiefe freigelegt. Der Permafrostkern des Hügels erstreckte sich maximal 20 cm über den Wasserspiegel des Thermokarstsees (vgl. MEIER 1988/89, 2015). Die Beobachtungen von MALMSTRÖM und MEIER belegen, dass zumindest in einigen Ringwallabschnitten am Rakkasjåkka-Bach und im südwestlichen Tributärtal zeitweise Permafrost existierte und die Voraussetzungen zur Entwicklung frostblisterähnlicher Hügelvarianten gegeben waren. Die Verbreitung von Permafrostboden abseits der Hügel ist nicht bekannt. Im Rakkasjåkka-Seitentäl überdauern mehrere vegetationsbedeckte Frostblister möglicherweise bis in die Gegenwart, da sie noch 2019 spaltenarm waren und intakt wirkten. An den Hängen des Hochtals deuten zahlreiche perennierende Schneefelder auf die Existenz größerer Permafrost-Vorkommen.



Foto 40: Blick von einem nahen Felskopf auf die Sohle des südwestlichen Seitentales des Rakkasjåkka-Tales. Neben dem flachen, steinigen Bachbett ist eine runde, wassergefüllte Thermokarstmulde mit Ringwallresten trichterförmig ca. 1,5 m tief in den Talboden eingesenkt, die mit dem Bachlauf in Verbindung steht. Am Rande des Teiches befindet sich ein knapp 1 m hoher, spaltenreicher Permafrosthügel aus schluffreichen Sanden mit einer oberflächlichen Stein- und Blockanreicherung (Frostblister). 18.8.1987

Es ist nicht auszuschließen, dass in den Abisko-Bergen außer den beschriebenen Permafrosthügeltypen und -varianten (Torfpalsas, Palsas mit Mineralbodenkern, mehrjährige Frostblister, pingoähnliche Permafrosthügel) auch Lithalsas (reine Mineralbodenpalsas) und „Offene System“-Pingos existieren. Die frostklimatischen Voraussetzungen für die Entwicklung und den Erhalt dieser Permafrosthügeltypen sind in den Hochlagen im Südostteil der Abisko-Berge, die schneeärmer und daher durch ein strengeres Bodenfrostregime gekennzeichnet sind als im stärker maritim geprägten Nordwestteil, wahrscheinlich erfüllt. Allerdings ist die Identifizierung von Lithalsas und „Offenen System“-Pingos in den südöstlichen Hochtälern auf Luft- und Satellitenfotos problematisch und selbst im Gelände bisweilen schwierig. In „Schutzlagen“, wie z. B. im Verbindungstal zwischen Pallenvagge und Siellavagge, sind stellenweise hügel- oder wallförmige Lockermaterialakkumulationen aus der spätweichseiszeitlichen Deglaziationsphase erhalten (z. B. Moränen- oder Osreste), die bisweilen Permafrosthügeln ähneln, so dass Verwechslungsgefahr besteht. Noch schwieriger sind eisreiche Hügelformen in der Nachbarschaft von Eiskernmoränen am Rande von rezenten Gletschern einzuordnen. So hat KNEISEL (2010a) bei geoelektrischen Sondierungsarbeiten zur Permafrostverbreitung im Pallenberg-Kar einen mächtigen Blankeiskörper in einer Hügelform zwischen dem See 1221 m und der Eiskernmoräne des kleineren Kargletschers entdeckt, die nach KNEISEL einen pingoähnlichen Ursprung („Offener System“-Pingo) haben könnte. Die Lage im Fußbereich des Berggipfels 1661 m und am Abfluß des kleinen Kargletschers ermöglicht den Aufbau von hydrostatischem (artesischem) Druck und die Bildung eines Injektionseiskörpers im Permafrostmilieu (diskontinuierlicher alpiner Permafrostboden nach KNEISEL) und bietet somit günstige Voraussetzungen für die Entwicklung eines „Offenen System“-Pingos. Zur Verifizierung der von feinmaterialarmem, nacktem Blockschutt bedeckten flachen Hügelform als

Pingo sind weitere, detailliertere Untersuchungen erforderlich. Letzteres gilt zweifellos auch für die Erfassung der Permafrosthügel-Verbreitung in den Hochlagen der Abisko-Berge.

3.1.8.3. Pounus und Thufur

Im Unterschied zu den Permafrosthügeln fanden die in den Abisko-Bergen weit verbreiteten Kleinhügelbildungen in Gestalt von Pounus (Torfbülten) und Thufur (Erdbülten) bisher kaum Beachtung. In einer von Studenten angefertigten Übersichtskarte der Periglaziärscheinungen im Raum Björkliden – Låktatjakko (vgl. RUDBERG 1962a) ist auch die Verbreitung von Thufur dargestellt, wobei zwischen intakten Hügelformen und Thufur mit „aufgeplatzten Topbereichen“ unterschieden wird. Pounus werden nur im Zusammenhang mit Palsa- und Permafroststudien in den Moorarealen am Torneträsk und bei Katterjakk während der letzten Jahrzehnte „ganz am Rande“ erwähnt. Gezielte Untersuchungen zur Morphodynamik der beiden Hügeltypen im Abisko-Gebiet wurden bisher nicht durchgeführt. Ihre „Klimasensitivität“ im Hinblick auf den aktuellen Klimawandel ist daher kaum bekannt.

3.1.8.3.1. Pounus

Der Terminus „Pounu“ wurde 1972 von SALMI in die internationale Literatur eingeführt. Er beschreibt eine zumeist wenige Dezimeter bis 1,5 m hohe Torfbülte an einem vermoorten oder versumpften Standort, die einen saisonal, gelegentlich auch über mehrere Jahre gefrorenen Kern enthält. Von kleinen, jungen Palsas unterscheiden sich die Pounus durch ihre steileren Flanken und ihre fortgeschrittene, xerophile Vegetationsbedeckung. Sie treten sowohl einzeln als auch in Feldern (Finn.: Pounikkos) vergesellschaftet auf, wobei die Anordnung eng- oder weitständig sein kann. Die buckel- bis kuppelförmigen, bisweilen plateauförmig abgeflachten Pounus haben einen runden, ovalen oder in Gfällsrichtung gestreckten Grundriß. Ihre Oberfläche trägt zumeist ein dichtes Pflanzenkleid, doch kann die Vegetation Lücken aufweisen, vorzugsweise im wind- und kälteexponierten Topbereich, so dass der nackte Torf stellenweise zutage tritt. In kühlen Jahren kann der winterliche Frostboden in größeren Pounus den Sommer überdauern und Permafrostlinsen bilden (z. B. 1981 und 1987). Eine Identifizierung und Abgrenzung der Pounus gegenüber anderen Kleinhügelbildungen im Gelände ist bei ähnlicher Gestalt, Größe und Vegetationsbedeckung mitunter problematisch, zumal Übergangsformen zwischen Pounus und Thufur, gekennzeichnet durch einen torfbedeckten Mineralbodenkern, keine Seltenheit sind. VAN VLIET-LANOË & SEPPÄLÄ (2002) fassen den Pounu-Begriff daher weiter als SALMI (1972) und definieren Pounus als „torfhaltige Erdbülten („peaty earth hummocks“). Sie unterscheiden bei ihren Studien im nordfinnischen Skallovarri-Moor bei Kevo (Utsjoki) 4 Kleinhügeltypen: Reine Erdbülten, Bülden mit Torfhülle und Mineralbodenkern, reine Torfbülten sowie Hügel mit Steinkern unter der Torfhülle. In der vorliegenden Arbeit wird der „Pounu“-Terminus nur für reine Torfbülten sowie Bülden aus Torf mit einem sehr kleinen Mineralbodenkern verwendet (vgl. u. a. MEIER 1996, 2020). Die reinen Erdbülten sowie Bülden mit mächtigem Mineralbodenkern und dünnem Torfmantel werden im Kapitel „Thufur“ beschrieben. Die Hügel mit einem Steinkern unter der dünnen Torfhülle haben keine frostdynamisch induzierte Morphodynamik und werden daher nicht weiter diskutiert. Hügel mit Torfhülle und Mineralbodenkern repräsentieren Übergangsformen zwischen Torfbülten und Erdbülten.

Die Verbreitung der Pounus ist eng an das Vorkommen vegetationsbedeckter, stark durchfeuchteter Torfablagerungen geknüpft. Diese Voraussetzungen sind in den zahlreichen, in den Birkenwald der Tieflagen inselhaft eingestreuten Mooregebieten weithin erfüllt. In den Birkenwäldern am Torneträsk und am Fuße des Steilabfalls zur Seenplatte westlich davon kommen Pounus und Palsas räumlich eng vergesellschaftet vor, wobei die Pounus vorzugsweise die peripheren, flachgründigen Moorabschnitte besetzen. Eine unmittelbare Bindung der Pounuverbreitung an Bereiche mit relativ geringer Torfmächtigkeit besteht allerdings nicht, da scharf ausgeprägte Pounus auch in den tiefgründigen Moorbereichen zwischen den Palsas anzutreffen sind. An den Moorrändern vollzieht sich häufig ein allmählicher Übergang von reinen Torfbülten über Torfbülten mit Mineralbodenkern zu Erdbülten. In den tiefgründigen Moorabschnitten besteht oftmals kein Kontakt zur minerogenen Moorunterlage; die Pounus „schwimmen“ stattdessen an der Mooroberfläche (vgl. MEIER 1996, 2020). An den Moorrändern ruht der Torfkörper der Pounus entweder unmittelbar auf der minerogenen Moorunterlage oder die minerogenen Sedimente erstrecken sich bis in den

Pounutorf. Letzteres ist vor allem bei feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimenten der Fall. Im Abiskotal erstreckt sich der Birkenwald von der Flussmündung weit landeinwärts ins Bergland. Auf der Talsohle, in der ehemaligen Toteislandschaft am Flußunterlauf sowie am Abiskojaure existieren zahlreiche weitflächige Moorgebiete in denen Pounus unterschiedlicher Gestalt und Größe oftmals in enger räumlicher Vergesellschaftung entwickelt sind. Abseits dieser Kerngebiete der Verbreitung sind Pounus auf den vermoorten Talsohlen der Hochtäler anzutreffen. An den sanft auf den Talböden auslaufenden Trogtalhängen sind die Torfmächtigkeiten oftmals gering, so dass bei hinreichendem Feinmaterialgehalt der Substrate Übergangsformen zwischen Pounus und Thufur weit verbreitet sind. Dies gilt auch für Seeuferbereiche im Birkenwald und in der Tundrenstufe, wo sich bei abnehmender Torfmächtigkeit und Bodenfeuchte ein allmählicher Übergang zwischen den beiden Kleinhügeltypen vollzieht.

Über die Morphogenese der Pounus ist trotz der weiten Verbreitung der Torfbülten in den nordeuropäischen Periglaziärgebieten wenig bekannt. Bei den Grabungsarbeiten in den Pounufeldern wurden unterschiedliche Baupläne der Bülden beobachtet. Bei manchen Pounus verliefen die Torfstraten horizontal, bei anderen war eine Aufwölbung der Torflagen festzustellen. Dieser Befund gilt sowohl für Pounus in tiefgründigen Mooren, u. a. in Palsamooren, die an der Mooroberfläche „schwimmen“, als auch für Pounus in flachgründigen Mooren, die Kontakt zur minerogenen Moorunterlage haben. Bei Pounus mit Mineralbodenkern könnte die Anhebung der Torflagen durch frostdynamische Vorgänge in der minerogenen Moorunterlage verursacht worden sein. Offensichtlich bilden die untersuchten Torfbülten keine homogene Gruppe mit einheitlicher Morphogenese. Nach den Feldbeobachtungen und Grabungsbefunden aus zahlreichen Moorgebieten in Finnmark sind an der Pounubildung biologische und frostdynamische Prozesse beteiligt (vgl. u. a. MEIER 1996, 2020). Höchstwahrscheinlich wird die Pounuentwicklung durch biologische Prozesse ausgelöst. Grundlage der Pounubildung ist eine differenzierte Vegetationsentwicklung und Torfanhäufung im Gefolge unterschiedlicher Schneebedeckung und Frosteindringtiefen im Moor. Infolge einer verstärkten Torfbildung, insbesondere durch verschiedene *Sphagnum*- (Torfmoos-) Arten, entstehen an verschiedenen Stellen im Moor zunächst flache Torfhügel, die dem Wind und der Winterkälte stärker ausgesetzt sind, im Herbst länger schneefrei bleiben und daher durch ein schnelleres und tieferes Eindringen des Bodenfrostes als in die Torflagen der Hügelumgebung gekennzeichnet sind. Dadurch wird die weitere Pounuentwicklung offenbar beschleunigt. Auf welche Weise dies geschieht und welche frostdynamischen Vorgänge im Torfboden ablaufen, ist bisher ungeklärt. Pounus mit Mineralbodenkern zeigen zumeist eine frostdynamische Deformation der minerogenen Straten, die vermutlich durch die unterschiedliche Eindringtiefe des Frostes in die Torfbülten und deren Umgebung erzeugt wird. Die Sedimentstrukturen lassen auf die Einwirkung von seitlichem, kryostatischem Druck schließen. Mit zunehmender Höhe über dem Moorwasserspiegel wird die ursprüngliche, hygrophile Moorvegetation auf der Torfbülte – analog zum Entwicklungsgang der Palsas – durch eine xerophile Vegetation aus Zwergsträuchern ersetzt. Die größere Torfmächtigkeit im Bereich der Bülden im Vergleich zur Umgebung ermöglicht im Sommer aufgrund der thermisch isolierenden Wirkung von trockenem Torf ein längeres Überdauern des Winterfrostbodens in den Pounus. Bei Grabungen im Frühsommer wurden in den unteren Abschnitten verschiedener Pounukörper dünne Eislinsen und -lamellen beobachtet, in einem Fall ein 10-12 cm mächtiger Blankeiskörper. Die Gestalt der Torfbülten bleibt nach dem Auftauen des Winterfrostbodens in aller Regel erhalten. Größere Eisanreicherungen können nach ihrer Auflösung Hohlräume im Pounuinnern hinterlassen. In kalten Jahren kann der im Winter gebildete Frostboden in großen Torfbülten den folgenden oder mehrere Sommer überdauern und stellt somit Permafrostboden dar. Es ist allerdings zweifelhaft, ob man nordeuropäische Pounus generell als Erscheinungen des sporadischen Permafrostbodens klassifizieren sollte, wie von LUOTO & SEPPÄLÄ (2002, 2003) aufgrund von Feldstudien in Nordfinnland vorgeschlagen worden ist. Eine allseits akzeptierte Pounu-Definition fehlt bisher und nicht alle Pounus enthalten einen Permafrostkern. Zudem sind Pounus in Gebieten ohne Dauerfrostboden weit verbreitet. Ob ein Entwicklungsgang von einem Pounu zu einem Palsa bei hinreichend mächtiger Torfdecke, um den Permafrostkern im Sommer vor dem Auftauen zu schützen, möglich ist, bleibt ungeklärt (vgl. MEIER 2020).

3.1.8.3.2. Thufur

Von der Pounus sind die Thufur (Isl., Sing. Thufa), von einer Gras- oder Zwergstrauchvegetation bedeckte Erdbülten, auf den ersten Blick bisweilen kaum zu unterscheiden. Sie zeichnen sich durch eine vergleichbare Gestalt und ähnliche Abmessungen wie die Pounus aus. Bei vielen Thufur ist der Mineralboden von einer dünnen Torfhülle umgeben, so dass sogar die Vegetationsbedeckung und das Erscheinungsbild der Hügel pounuähnlich sind. Die Thufur besetzen allerdings weniger feuchte Standorte als die Torfbülten. Sie fehlen in Mooren und an feuchten Plätzen mit Torfmächtigkeiten von mehr als ca. 10-15 cm (vgl. MEIER 1996, 2020). An den Moorrändern vollzieht sich mit abnehmender Torfmächtigkeit jedoch häufig ein allmählicher Übergang zwischen Pounus und Thufur, indem der Torfgehalt der Bülden zugunsten des Mineralbodenanteils in zentrifugaler Richtung im Moor abnimmt. Eine sichere Zuordnung zu einem der beiden Büldentypen ist mitunter nur mittels Grabungsbefund möglich, der Aufschluß über die stratigraphischen Verhältnisse im Büldeninneren liefert.

Die Thufur sind in aller Regel in Feldern vergesellschaftet (vgl. Foto 41); Einzelvorkommen bilden die Ausnahme. In den Thufafeldern finden sich Erdbülten in unterschiedlicher Formenausprägung, die in unterschiedlicher Dichte angeordnet sind. Die verschiedenen Formvarianten unterscheiden sich hauptsächlich durch ihren Aufriß und Grundriß, ihre Abmessungen und ihre Zuordnung zueinander. Als Hauptformtypen lassen sich kuppel-, wall-, plateau- und schildförmige Thufur unterscheiden (vgl. MEIER 1996, 2020). Hügel mit einem runden bis ovalen Grundriß sind in den Abisko-Bergen am häufigsten anzutreffen. Die Hügelhöhe beträgt 30-100 cm, der Durchmesser zwischen 50 cm und 150 cm. Das Feinrelief und die Dimensionen variieren in Abhängigkeit von den Standortverhältnissen, insbesondere der Bodenfeuchte, Körnung des Mineralbodens, Hangneigung und Vegetationsdecke. Der Abstand zwischen den einzelnen Erdbülten beträgt bei dichtständiger Anordnung weniger als 1 m, bei weitständiger Vergesellschaftung mehrere Meter. Die Vertiefungen zwischen den Thufur sind rinnen- oder muldenförmig. An sanft geböschten Hängen (<5° Hangneigung) sind oftmals wallförmige, in Gefällsrichtung gestreckte Thufur entwickelt. Plateauförmige Erdbülten sind selten und treten nur in dichtständiger Anordnung auf. Die Verbreitung flacher, schildförmiger Thufur konzentriert sich auf die Talböden der Hochtäler, wo die wind- und kälteexponierte Vegetationsdecke oftmals Lücken aufweist. Außer durch die morphologischen Merkmale wird das Erscheinungsbild der Thufur durch ihren Vegetationsbesatz geprägt. Vor allem in den Thufafeldern mit dichtständigen, kuppelförmigen, höheren Erdbülten in den tieferen und mittleren Lagen existieren oftmals charakteristische Vegetationsdifferenzierungen zwischen den Thufur und den sie trennenden Vertiefungen, die in erster Linie auf edaphisch-hydrologische Unterschiede zurückzuführen sind (vgl. SCHUNKE 1977a, 1977b, MEIER 1996, 2020). Die Thufur sind zumeist von einer xerophilen Vegetation bedeckt, während die Tiefenlinien eine hygrophile Vegetation aufweisen.



Foto 41: Thufafeld im Westteil der Rakkaslako III-Verebnung. Die 40-60 cm hohen, dichtständig angeordneten, kuppelförmigen Thufur sind in frostempfindlichen, ton- und schluffreichen, sandigen Sedimenten mit 5-10 cm mächtiger Torfbedeckung entwickelt. Sie tragen eine geschlossene Vegetationsdecke aus Gräsern, Moosen und Flechten. 14.8.2011

Die Verbreitung der Thufur erstreckt sich von den Tieflagen am Torneträsk (ca. 350 m ü. M.) bis in die Becken und Hochtäler in rund 1000 m Höhe ü. M.. Bei pedologischen und dendrochronologischen Feldstudien im Rahmen des HIBECO-Birkenwaldprojektes wurden 2002 im straßennahen lichten Birkenwald zwischen Kaisepakte und dem Kopparäsen-Eisenbahnhalteplatz sowie im unteren Abiskotal kleinere Felder aus dichtstündigen Thufur angetroffen. Diese Beobachtungen belegen, dass die frostklimatischen Voraussetzungen der Thufaentwicklung auch in den Tieflagen am Fuße der Abisko-Berge erfüllt sind, d. h. dass das Verbreitungsmuster der Erdbülten durch aklimatische Faktoren bestimmt wird. Die Thufavorkommen im Birkenwald sind in Bereichen mit tiefgründigem, saisonalem Frostboden entwickelt, während die höchstgelegenen Vorkommen im oberen Abschnitt der Tundrenstufe (z. B. Rakkaslako III-Verebnung, Hochtäler Nissunvagge und Pallenvagge) teilweise über Permafrostboden mit mächtiger sommerlicher Auftauschicht entstanden sind. Die Obergrenze und Verbreitung der Thufur wird durch das Vorhandensein von feinkörnigen, frostempfindlichen Lockersedimenten und die Existenz einer geschlossenen niedrigen Vegetationsdecke aus Gräsern und / oder Zwergsträuchern kontrolliert. Die formschärfsten und größten Thufur wurden auf homogenen, pelitreichen, wasserhaltefähigen Feinsubstraten angetroffen. Auf ton- und schluffarmen, hochgradig wasserdurchlässigen Lockersubstraten treten Thufur zurück. Die Mehrzahl der Thufafelder ist auf flächenhaften, gering geböschten Geländepartien gelegen. Vereinzelt wurden Thufur aber auch bei Hangneigungen von 10-12° beobachtet. Die meisten Thufafelder befinden sich auf feinmaterialreichen Terrassen an Fließgewässern und Seeufern sowie auf sandig-schluffigen Grundmoränenablagerungen. Besonders günstige Bedingungen für die Thufabildung sind in feinsedimentreichen Sedimentationsbecken gegeben (z. B. Eisstausee-Sedimente auf der Rakkaslako III-Verebnung und an der Mündung des Pallenvagge in das Abiskotal). Die meisten Thufafelder der Hochlagen befinden sich in Tallagen oder Mulden, da die höher aufragenden Reliefpartien weithin feinsedimentarm und vegetationsfrei sind. Letzteres gilt in besonderem Maße für die höhenwärts anschließende Frostschuttstufe, die daher thufafrei ist.

Aufschluß über den Bauplan der Thufur in den Abisko-Bergen geben Grabungsbefunde aus verschiedenen Thufafeldern oberhalb der Waldgrenze, u. a. auf den Rakkaslako-Verebnungen und im oberen Kåppasjåkka-Tal, im oberen Bessesvagge sowie in den Hochtälern Nissunvagge (Passbereich) und Pallenvagge (unterer Abschnitt). Die Standorte sind stellenweise durch Staunässe und am Übergang zu den sanft auslaufenden Talunterhängen durch Wasserzuzug gekennzeichnet. Die Thufur sind zumeist dichtständig und überwiegend von einer Grasvegetation bedeckt. Nach Ausweis der Grabungsprofile handelt es sich bei den Hügeln um Aufbeulungen der oberflächennahen Sedimentlagen, was vor allem an Plätzen mit deutlich geschichtetem Feinmaterial deutlich zu erkennen ist (vgl. MEIER 1987, 1991a, 1996, 2020). Die Aufwölbung der Substratlagen klingt in Bodentiefen von 50-100 cm ab. Unterhalb der Deformationstiefe befinden sich die Sedimentlagen in ihrer ursprünglichen, nahezu horizontalen Lage. Anstelle einer relativ gleichmäßigen, tiefenwärts an Intensität zunehmenden Aufwölbung der Substratlagen wurden in einigen Thufur frost-dynamisch (kryoturbat) verwürgte Sedimentlagen oder Bodenhorizontpartien angetroffen. Die verwürgten minerogenen Feinsedimentstraten, Humuslagen oder Bodenhorizontpartien sind im Thufainnern stellenweise zerrissen. Am deutlichsten lassen sich die Spuren der kryoturbat Vorgänge in jenen Thufur ablesen, in denen Bodenhorizonte unterschiedlicher Färbung, wie die schwarzen Humushorizonte, weißen bis aschgrauen Eluvial- und braunen bis gelbbraunen Illuvialhorizonte der (Nano-) Podsole, kryoturbat deformiert oder verlagert worden sind (vgl. u. a. MEIER 1996, 2020). Thufur an Plätzen mit Staunässe besitzen zumeist einen Torfmantel, der den Mineralbodenkern umgibt. Diese Torflage ist nur 5-15 cm dick und deutlich geringmächtiger als der Mineralbodenkern der Thufur – ein wesentlicher Unterschied zu den Pounus mit Mineralbodenkern, die sich stattdessen durch einen kleinen Mineralbodenkern in einem mächtigen Torfkörper auszeichnen. Es ist naheliegend, dass an Plätzen mit zunehmender Torfmächtigkeit Übergangsformen zwischen diesen beiden Hügeltypen existieren. Die Torfmächtigkeit ist in den Thufahügeln zumeist größer als zwischen den Bülden. Der Torfmantel schützt den minerogenen Thufakern im Sommer aufgrund seiner thermisch isolierenden Wirkung lange vor dem Auftauen, so dass Reste des winterlichen Frostbodens bis in den Frühherbst überdauern können. Das Überdauern einer Frostbodenlinie bis in den nächsten Winter – wie im Falle einiger mächtiger Pounus im kalten Jahr 1987 – wäre allerdings ungewöhnlich. Die granulometrische Auswertung von Sedimentproben aus vegetationsbedeckten Arealen mit und ohne Thufabildung aus dem Tiefland der nordnorwegischen Varanger-Halbinsel ließ einen deutlichen Zusammenhang

zwischen der Thufaentwicklung und der Körnung der minerogenen Sedimente erkennen: Thufa finden sich dort vornehmlich auf Flächen, die von ton- und schluffreichen Feinsedimenten von einer Mindestmächtigkeit von 30-40 cm unterlagert sind. Pelitarme Sand- und Kiesablagerungen sind dagegen weitgehend frei von Thufur. Ausnahmen bilden Sande und sandige Fein- und Mittelkiese, die eine Torfbedeckung tragen oder zumindest einen hohen Anteil organischer Bestandteile aufweisen (vgl. MEIER 1996). In sandigen, pelitarmen Substraten beschränkt sich die Thufaentwicklung auf Plätze mit einem hohen Humusgehalt. Ein hoher Pelit- und Humusgehalt verleiht den Feinsubstraten eine hohe Kapillarität und Wasserhaltekapazität und erhöht dadurch die Frostempfindlichkeit (vgl. u. a. SCHUNKE 1977a, 1977b). Das Verbreitungsmuster der Thufur in den Abisko-Bergen und die sedimentologische Analyse der dortigen, von der Thufabildung betroffenen Substrate bestätigen diese Befunde.

Wie der sedimentäre Aufbau und die kryoturbat verwürgten Substratpartien im Innern der Thufur ausweisen, resultiert die Aufwölbung der Sedimente zu einer Hügelform aus frostdynamischen Vorgängen. Da die Aufwölbung der Straten auch nach dem Schwinden des saisonalen Frostbodens Bestand hat aber keine Hohlräume in den Thufakörpern als Resultat von eventuell ausgeschmolzenem Bodeneis beobachtet wurden, anhand derer sich die Volumenzunahme und das Hügelwachstum erklären ließen, ist davon auszugehen, dass in den Thufa im Laufe des Gefriervorganges eine Zunahme der Feinmaterialmenge erfolgt. Aus den Lageveränderungen und der Anordnung der dislozierten Substratpartien ist zu entnehmen, dass die Bodenaufwölbung am Platze der Thufur vornehmlich das Ergebnis einer Feinmaterialzufuhr aus den Bereichen zwischen den Erdbülten ist. Diese Materialverlagerung soll sich nach Untersuchungen von SCHUNKE (vgl. u. a. 1975, 1977a, 1977b, 1981) an isländischen und grönländischen Thufur hauptsächlich an der Untergrenze der vorrückenden winterlichen Frostfront vollziehen. Da die verschiedenen Sedimentlagen und Bodenhorizonte im Bültbereich häufig nicht gleichmäßig aufgewölbt, sondern sehr unregelmäßig verwürgt und teilweise zerrissen erscheinen (vgl. MEIER 1987, 1996, 2020), ist damit zu rechnen, dass auch seitlich gerichteter kryostatischer Druck bei der Thufabildung eine wichtige Rolle spielt (vgl. SCHUNKE 1977a, 1977b, 1981, SCHUNKE & ZOLTAI 1988). Eine wichtige Voraussetzung für das Aufpressen von ungefrorenen, infolge der Bodenwassersorption stark durchfeuchteten und plastischen Substratpartien durch lateralen kryostatischen Druck ist ein unterschiedlicher Tiefgang der Frostfront. Dieser lässt sich dadurch erklären, dass der Frost in den mulden- und rinnenförmigen Vertiefungen zwischen den Erdbülten vermutlich bis in eine größere Bodentiefe vordringt als im Thufabereich. Allerdings wird die Frosteindringtiefe nicht allein durch das präexistente Relief bestimmt, sondern auch durch die Schneemächtigkeit. Feldbeobachtungen im Winterhalbjahr belegen, dass die windgeschützten Rinnen zwischen den Thufur zumeist schon bald nach Einsetzen der Gefrierperiode schneegefüllt sind. Durch die thermisch isolierende Wirkung der relativ mächtigen Schneefüllung wird das tiefenwärtige Vordringen der Frostfront in den Bereichen zwischen den wind- und kalteexponierten Thufahügeln verzögert, wodurch die reliefbedingten Unterschiede im Tiefgang reduziert werden. Es ist daher zu erwarten, dass der von den Seiten Richtung Thufazentrum wirkende kryostatische Druck vor allem zu Beginn der Gefrierperiode aufgebaut wird und die daraus resultierende Dislozierung der Sedimentlagen oder Bodenhorizonte in den Thufur hauptsächlich während dieser Zeit erfolgt. Nennenswerte Reliefunterschiede und dadurch hervorgerufene Unterschiede in der Schneemächtigkeit, die ein differenziertes Eindringen der Frostfront in das Substrat als Ausgangspunkt der Thufaentwicklung bewirken könnten, sind jedoch nur selten gegeben. Dies gilt insbesondere für aufgelassene ehemalige Mähwiesen, die schon nach wenigen Jahren von Thufur „besiedelt“ werden, wie Beobachtungen im norwegischen Tanatal ausweisen (vgl. MEIER 1996, 2020). Es stellt sich daher die Frage, welche Umstände im Initialstadium der Thufaentwicklung bei einer nahezu ebenen, vegetationsbedeckten Bodenoberfläche einen unterschiedlichen Tiefgang der Bodenrostfront hervorrufen. In diesem Zusammenhang sind vor allem Differenzierungen der Vegetationsdecke und Inhomogenitäten der Substratbeschaffenheit in Betracht zu ziehen. Berücksichtigt man den gleichmäßigen Vegetationsbesatz auf den gehobenen Meeresterrassen an den Küsten der Varanger-Halbinsel und auf den erst vor wenigen Jahren aufgelassenen Wiesenflächen, erscheint es wenig wahrscheinlich, dass die Eindringtiefe des Bodenrostes bei der Bildung embryonaler Thufur vornehmlich durch Differenzierungen der Vegetationsdecke gesteuert wird. Von größerer Bedeutung für den Ablauf des Gefrierprozesses im Boden dürften vielmehr die Eigenschaften der von der Thufabildung erfassten Substrate sein (vgl. MEIER 1996).

Die Thufabildung vollzieht sich im Allgemeinen so langsam, dass die geschlossene, als Erosionsschutz fungierende Vegetationsdecke nicht aufplatzt. Wird diese verletzt oder zerstört, unterliegen die Thufur rasch dem Zerfall. Die häufigsten Ursachen der Vegetationszerstörung in den Thufafeldern Lapplands sind ein schnelles und tiefes Eindringen des Bodenfrostes, die Bildung von Nadeleis auf den Hügelkronen sowie der Weidegang von Rentieren. Die Zerstörung der Vegetationsdecke als Impuls des Erdbültenzerfalls beginnt häufig im Fußbereich der Thufur: Das in Frühsommer in den Tiefenlinien zwischen den Thufur abfließende Schneeschmelzwasser verursacht eine Unterschneidung der Bütenflanken, so dass eine Hohlkehle entsteht, in der das Feinmaterial nackt zutage tritt. Von hier aus schreitet die Zerstörung der Vegetationsdecke rasch voran. Durch die Bildung von Nadeleis auf der Kahlstelle wird der Rand der Vegetationsdecke zurück verlegt und das Feinsubstrat aufgelockert, so dass es leicht ausgeweht oder abgespült werden kann. Endstadium des Thufazerfalls ist häufig ein Barfleck in der Vegetationsdecke, dessen Umriß in etwa den Grundriß der abgetragenen Erdbülte widerspiegelt (vgl. MEIER 1996). Thufur können sich bei günstigen Rahmenbedingungen im Laufe von wenigen Jahrzehnten entwickeln, wie das Vorkommen von flachen, schildförmigen Erdbülten auf in den 1990er Jahren aufgelassenen, ehemals landwirtschaftlich genutzten Flächen am inneren Varangerfjord und im Tanatal (Varanger-Gebiet) ausweist.

3.1.8.4. Mudpits

Auf den Verebnungen und sanft geböschten Hängen (bis ca. 6-7° Neigungswinkel) der Tundrenstufe finden sich in der ansonsten geschlossenen Grasdecke oder niedrigen Zwergstrauchvegetation stellenweise auffällige Kahlstellen, die an einigen Plätzen vergesellschaftet auftreten und der Landoberfläche ein geflecktes Aussehen verleihen („Fleckentundra“, vgl. Foto 42). Sie werden im deutschen Sprachraum als „Gärlehmbeulen“, „Erdkuchen“ oder „nicht sortierte Feinerdekreise“ bezeichnet (vgl. KARTE 1979). Gebräuchlicher sind die angloamerikanischen Termini „mud circle“, „mudboil“ und insbesondere der in der vorliegenden Arbeit verwendete Begriff „mudpit“ („Schlammloch“, vgl. MEIER 1996, 2020).



Foto 42: Mudpitfeld („Fleckentundra“) im Topbereich des größeren Permafrosthügels auf der Rakkaslako III-Verebnung. Die runden bis langgestreckten Kahlstellen (Radius 30-120 cm) in der Vegetationsdecke bestehen aus frostempfindlichen, tonig-schluffigen Eisstausee-Sedimenten mit oberflächlicher, frostdynamisch erzeugter Steinchen-Anreicherung. 20.8.1987

An der Oberfläche der Mudpits tritt feinkörniges, tonig-schluffiges bis schluffig-sandiges Lockermaterial zutage, das kleinere Steinchen enthalten kann, die sich zu einem dünnen Steinchenpanzer zusammenschließen können. Die Steinchenoberflächen sind bisweilen mit Krustenflechten bedeckt. Die meisten Mudpits zeichnen sich durch eine scharfe Randbegrenzung aus. An einigen Standorten ist die angrenzende Vegetation offenbar in jüngster Zeit von Mudpitmaterial überflossen worden. Andere Mudpits zeigen einen in zentrifugaler Richtung zunehmend dichteren Flechtenbewuchs. Die Mudpitoberflächen sind bisweilen durch Risse und Spalten gegliedert. Die Spalten sind entweder durch frostdynamische Prozesse im Winter oder durch Austrocknung des feuchten, ton- und schluffreichen Feinmaterials im Laufe des Sommers entstanden. Gelegentlich weisen sie eine Steinchenfüllung auf, so dass die Mudpitoberfläche durch Steinchenpolygone strukturiert ist. Diese Strukturbodenbildung stellt jedoch eine sekundäre Erscheinung dar, da die

Primärform der Mudpits im Unterschied zu den Strukturböden nicht durch eine frostdynamisch bedingte Trennung von Grob- und Feinmaterial im Substrat entstanden ist. Die Mudpits haben auf nahezu ebener Oberfläche eine kreisrunde bis ovale Gestalt, wobei der Durchmesser zumeist 30-120 cm beträgt. Im geböschten Gelände sind in Gefällsrichtung gestreckte Mudpits entwickelt, die Längen von bis zu 2 m erreichen können. Sie werden auf der hangabwärtigen Seite von einem bis zu 10 cm hohen, vegetationsbedeckten Absatz begrenzt. Diese terrassetenähnlichen Formen sind offensichtlich unter Mitwirkung gelisolifluidaler Massenbewegungen entstanden. Die Mudpitoberflächen sind im Sommer und Frühherbst mehr oder weniger eben, im Winter hingegen aufgewölbt, wie Kontrollbesuche im Januar und Feldstudien im März-April zeigten (vgl. MEIER 1996, 2020).

Die Verbreitung der Mudpits beschränkt sich auf feinmaterialreiche, frostempfindliche, vegetationsbedeckte Geländepartien. Die Mehrzahl der Mudpits ist an wind- und kälteexponierten Plätzen in der Tundrenstufe entwickelt. In den Birkenwäldern der Tieflagen dürfte vor allem die dichte und kräftige Vegetationsdecke und Durchwurzelung des Bodens der Mudpitentwicklung abträglich sein und die Morphogenese verhindern, selbst wenn die übrigen Standortbedingungen günstig erscheinen. Die Verbreitung einzelner Mudpits oder kleiner Mudpitgruppen im lichten Birkenwald am Torneträsk, vorzugsweise auf windexponierten Moränenwällen und -kuppen, kennzeichnet „extrazonale Vorkommen“, die besonders günstige mikroklimatische und edaphisch-hydrologische Standortbedingungen widerspiegeln. Die Existenz dieser Vorkommen belegt, dass die frostklimatischen Voraussetzungen der Mudpitentwicklung auch im Tiefland zumindest lokal erfüllt sein können. Dies wird durch Mudpitfunde auf waldfreien Flächen innerhalb des tiefliegenden Birkenwaldes auf gehobenen Meeresterrassen und glazifluvialen Deltas an den Küsten der Varanger-Halbinsel (vgl. MEIER 1996, 2020) bestätigt. Die Obergrenze der Mudpitverbreitung verläuft in den Abisko-Bergen im Grenzsaum von Tundren- und Frostschuttstufe. In der Frostschuttstufe verhindert das Fehlen einer Vegetationsdecke die Ausbildung typischer Mudpits. Im steinig-blockigen, nahezu vegetationsfreien Substrat existieren allerdings „Feinerdeinseln“ als Strukturbodenvariante, die ebenfalls aus feinkörnigem Material bestehen und den von einer Vegetationsdecke umgebenen Mudpits in ihrem Habitus ähneln. Abseits der pelitischen lakustrinen Eisstauseesedimente (z. B. auf der Rakkaslako III-Verebnung) sind scharf ausgeprägte Mudpits vor allem auf feinmaterialreicher, schluffig-sandiger Grundmoräne anzutreffen. Wo Grundmoränenmaterial und lokaler Detritus stärker durchmischt sind, wie z. B. auf den flachen Unterhängen der Trogtäler, nehmen die Formscharfe der Mudpits und die Häufigkeit ihres Austretens ab. In ihrem Hauptverbreitungsgebiet sind die Mudpits vornehmlich auf Kuppen, wie z. B. im Kronenbereich des größeren Permafrosthügels auf der Rakkaslako III-Verebnung, und auf windexponierten Sätteln sowie solchen Hangabschnitten zu finden, die nur eine dünne winterliche Schneebedeckung aufweisen, so dass der Frost infolge der geringen thermischen Isolation schnell und tief in den Boden eindringen kann (vgl. MEIER 1996, 2020). Mudpits sind in den Abisko-Bergen sowohl im tiefgründigen saisonalen Frostboden als auch in der sommerlichen Auftauschicht über Permafrostboden entwickelt. Die meisten Vorkommen wurden an Plätzen beobachtet, an denen die feinkörnigen Lockersedimente bereits in weniger als 1 m Tiefe von Festgestein, einer relativ harten schluffigen Tonschicht oder Permafrost unterlagert waren, die zugleich als Wasserstauer und Widerlager für frostdynamische Materialverlagerungen fungierten.

Grabungsprofile durch Mudpits auf Verebnungen entlang des Rakkasjåkka-Bachlaufes und an windexponierten Standorten, insbesondere Moränenkuppen und Terrassenrändern, in den südöstlichen Hochtälern, zeigen Störungen der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse der Sedimentstraten unterhalb der Mudpit-Kahlstellen (vgl. Foto 43). Allerdings sind diese bei der häufig sehr ähnlichen Färbung und Körnung der verschiedenen Lagen bisweilen schwer zu erkennen. Bildet die Vegetation im Umkreis der Mudpits eine dichte, geschlossene Decke aus Zwergsträuchern, ist oftmals ein Nanopodsol-Profil entwickelt, das unterhalb der Kahlstelle mangels Zersetzung von Biomasse fehlt. Unter einer Grasvegetation findet sich zumeist nur ein dünner Humushorizont mit Torfauflage. Ist die Vegetation sehr lückenhaft mit einem hohen Anteil flechtenbedeckter Substratpartien, wie in wind- und kälteexponierter Kuppenlage, dominieren Rohböden. Die Art der Störungen unter den Kahlflächen war bei den studierten Mudpits unterschiedlich: In einigen Fällen waren Sedimentlagen unterschiedlicher Färbung und Körnung vermengt oder zerrissen worden, was auf die Einwirkung von kryostatischem Druck schließen läßt. In anderen Fällen war tonig-schluffiges Sedi-

ment aus über 50 cm Tiefe diapirartig aufgedrungen und hatte an den Mudpiträndern grobkörnigeres, sandiges Material mit einzelnen kleinen Steinchen mit aufgeschleppt. Bei einem Querschnitt war die Differenzierung in einen zentralen, sehr feinkörnigen, nach oben verlagerten Sedimentabschnitt und eine periphere, etwas grobkörnigere, offenbar weniger stark verlagerte Sedimentpartie erst anhand der granulometrischen Auswertung der Sedimentproben anhand der Körnung festzustellen. Gemeinsam ist allen Profilen eine zur Erdoberfläche gerichtete Materialverlagerung im Zentrum der Mudpitkessel, die sich u. a. auch aus der vorzugsweise vertikalen Längsachseneinregelung der Grobkomponenten ablesen läßt. Dieser Trend verringert sich in zentrifugaler Richtung. Bei mehreren Profilen wurden am Rande der Mudpitkessel keine Hinweise auf höhenwärts gerichtete Materialverlagerungen gefunden. In einem Fall waren die Grobkomponenten selbst am Rande des Mudpitkessels deutlich vertikal eingeregelt. Dieser Mudpit war allerdings – untypisch für Mudpits – in schluffig-sandigem, aber skelettreichem Verwitterungsmaterial der lokal anstehenden Amphibolite angelegt. Die plattig-scherbigen Gesteinsbruchstücke bildeten an der Mudpitoberfläche einen nahezu vollständigen Kranz um den feinmaterialreichen Mudpitkern, so dass der Aspekt eines Steinrings, einer Strukturbodenvariante, hervorgerufen wurde. Ein ähnlicher Mudpit, der nach seinem Erscheinungsbild den verwendeten Terminus („Schlammloch“) kaum verdient, wird von MEIER (1996, 2020) aus dem zentralen Hochland der Varanger-Halbinsel beschrieben. Im Unterschied zu den im Spätsommer aufgegrabenen, durch eine nahezu horizontale bis leicht schildförmige Oberfläche gekennzeichneten Mudpits waren die im Spätwinter im Varanger-Gebiet studierten Formen deutlich aufgewölbt und gefroren. Diese Aufwölbung resultierte aus einer Poren- und Segregationseisbildung im feinkörnigen Sediment, wobei auch mehrere Zentimeter lange Eislinsen existierten. Die Ausbildung konzentrierte sich nach Ausweis der Grabungsarbeiten auf die obersten 10-15 cm der Mudpitkörper. Der Befund liefert eine schlüssige Erklärung für die bei einigen Mudpits während der sommerlichen Grabungen in Oberflächennähe beobachteten Hohlräume im Substrat: Sie sind bei der Auflösung des winterlichen Frostbodens entstanden und kennzeichnen Hohlräume, die im Winter mit Eis gefüllt waren und bis in den Sommer überdauerten.

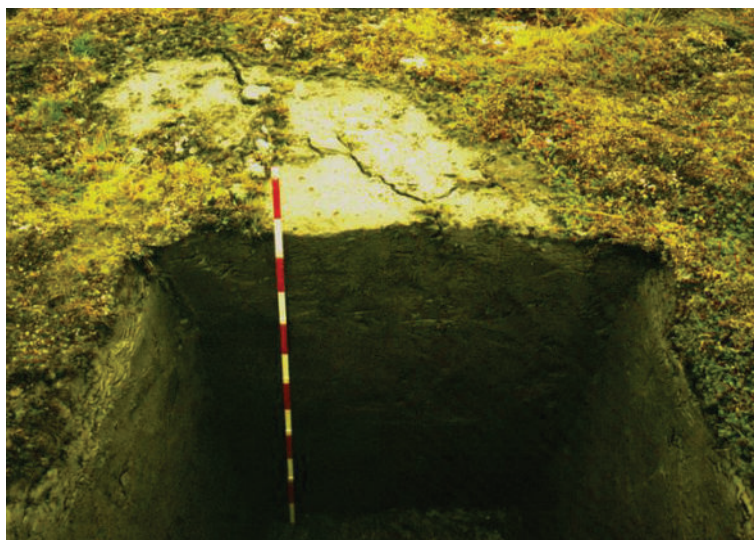


Foto 43: Grabungsanschnitt einer Mudpit-Kahlstelle im Kronenbereich des größeren Permafrosthügels auf der Rakaslako III-Verebnung. Die ursprünglich horizontale Lagerung der Feinsedimentstraten ist im Mudpitkessel im Unterschied zur Mudpitumgebung deutlich gestört. Die Straten sind verbogen und zerrissen. Aus größerer Tiefe der Auftauschicht sind Feinsedimente diapirartig aufgedrungen, von den Rändern ist Material ins Zentrum verlagert worden. 2.9.2009

Der Mechanismus der Mudpitbildung ist bisher kaum bekannt (vgl. u. a. BALLANTYNE 2018, MEIER 2020). Offensichtlich spielen frostdynamisch bedingte Turbationsvorgänge infolge eines differenzierten Eindringens der Frostfront in den Boden eine maßgebliche Rolle bei der Mudpitgenese, doch existieren bezüglich der beteiligten Prozesse im Einzelnen noch unterschiedliche, teils konträre Auffassungen. Korngrößen- und Feuchtigkeitsunterschiede im Substrat sowie der unterschiedliche thermische Gradient bei Vegetationsbedeckung bzw. Vegetationsfreiheit werden als wichtige, die Mudpitinitiierung steuernde Faktoren angesehen. Differenzierungen in der Vegetationsdecke der frostempfindlichen Sedimente begünstigen die

Mudpitanlage, indem der Frost an Plätzen mit spärlicher oder fehlender Vegetationsdecke rascher und tiefer in den Boden eindringen kann als unter einer dichten Vegetationsdecke. Das bevorzugte Auftreten von Mudpits an wind- und damit kälteexponierten Standorten wie Kuppen, Terrassenrändern und Sätteln zeigt, dass dem Faktor Wind bei der Mudpitanlage eine große Bedeutung zukommt (vgl. MEIER 1996). Diese Standorte sind im Winter schneefrei, so dass der Frost infolge der geringen thermischen Isolation besonders tief in den Boden eindringen kann. Beschädigungen der Vegetationsdecke durch Viehtritt (Rentiere) und anthropogene Einwirkungen („trampling“ entlang von Trekking-Routen) bieten vor allem im Sommer leicht Angriffspunkte für korrasive (Zurückverlegung der Vegetationsränder) und deflatorische (Auswehung von trockenem Feinmaterial) Prozesse. Die Wiederbesiedlung der Kahlstellen wird vor allem durch frostdynamische Vorgänge, insbesondere die Bildung von Nadeleis an der Sedimentoberfläche, behindert. Im Frühsommer tauen die noch aufgewölbten Mudpit-Kahlstellen rascher auf als ihre Umgebung, so dass das Feinmaterial als wassergesättigter Brei in die angrenzende Vegetationsdecke fließen kann, wodurch die Pflanzendecke weiter zerstört und die Kahlfläche zentrifugal ausgeweitet wird.

Die Ausführungen erklären zwar die Initiierung und Vergrößerung der Kahlflächen, nicht aber die diapirartige Aufpressung von Material aus dem Untergrund an die Bodenoberfläche oder gar die seitliche Verlagerung von Feinmaterial aus der Mudpitumgebung in den Mudpitkessel. Spuren vertikaler Materialverlagerungen in Gestalt kantengestellter Grobkomponenten im Feinmaterial oder frostdynamisch aus einer grobkörnigeren Sedimentlage angehobene Steinchen wurden in vielen Mudpitprofilen beobachtet, nicht nur in den Abisko-Bergen, sondern auch in der norwegischen Finnmark (vgl. u. a. MEIER 1996, 2020) und im hocharktischen Nordenskiöldland in Spitzbergen (vgl. u. a. MEIER 1991b, MEIER & THANNHEISER 2009). Eindeutige Belege für laterale Materialverlagerungen fanden sich seltener, u. a. in tonig-schluffigen Terrassensedimenten an den Küsten der Varanger-Halbinsel. Nach Ansicht mancher Autoren, u. a. MACKAY & MACKAY (1976), werden die vertikalen und lateralen Materialverlagerungen, die sich in einem gegenseitigen Durchdringen von Material unterschiedlicher Körnung manifestieren, möglicherweise durch kryostatischen Druck verursacht, wenn noch ungefrorenes Material zwischen der vorrückenden winterlichen Frostfront und der Permafrosttafel immer stärker eingeeengt wird. In Gebieten ohne Permafrostboden könnte die Rolle der Permafrosttafel als Widerlager von Resten des winterlichen Frostbodens, in geringer Tiefe anstehendem Fels oder einer stark verdichteten, trockenen und damit harten Sedimentlage (z. B. Ton) im Untergrund übernommen werden. Unklar bleibt allerdings, wie das ungefrorene Material im Laufe der fortschreitenden Einengung das bereits gefrorene Material an der Bodenoberfläche durchdringen kann (vgl. KARTE 1979).

Bei den eigenen Feldstudien (Abisko-Berge, Finnmark, Nordenskiöldland) fanden sich nur vereinzelt verwürgte Sedimentlagen in den Mudpitkesseln als Beleg für die Beteiligung von kryostatischem Druck an der Mudpitenentwicklung. Zudem vollziehen sich die Materialverlagerungen und -durchdringungen offenbar weniger beim herbsthlichen Eindringen der Frostfront in den Boden als vielmehr während des frühlommerlichen Auftauens der Substrate, wobei Unterschiede in der Körnung und im Bodenwassergehalt eine unterschiedliche Scherfestigkeit zur Folge haben. „Frisch“ an die Oberfläche aufgedrungenes Feinmaterial wurde im Frühsommer nach Abschmelzen der Schneedecke beobachtet und nicht im Herbst nach Einsetzen der winterlichen Bodenfrostperiode (vgl. u. a. MEIER 1996, 2020). Auch SHILTS (1978) stellt anhand umfangreicher Untersuchungen an Mudpits im Hudson Bay-Tiefland fest, dass sich die Mudpitbildung vornehmlich während des sommerlichen Auftauvorganges vollzieht. WATANABE, MATSUOKA & CHRISTIANSEN (2012) und WATANABE, MATSUOKA, CHRISTIANSEN & CABLE (2017) konnten mit detaillierten, automatischen Messungen nachweisen, dass der jährliche Frosthebungsbetrag in Mudpits im unteren Adventtal (Nordenskiöldland, kontinuierlicher Permafrostboden) infolge einer intensiven Segregationseisbildung im oberflächennahen, tonig-schluffigen Substrat in den Mudpitzentren dreimal größer ist als an den von Grobschluffen gebildeten, eisärmeren Mudpiträndern und in der Mudpitumgebung. Demzufolge wird die Mudpitenentwicklung in erster Linie durch die Körnungsverhältnisse der Sedimente, die Feuchteverhältnisse und die daraus resultierende Segregationseisbildung gesteuert. Vermutlich werden die diapirartigen Materialverlagerungen durch eine Erhöhung des Bodenwasserdruckes hervorgerufen, bedingt durch das Schmelzen von Eislin sen im winterlichen Frostboden, eventuell in Kombination mit eindringendem

Schneeschnmelzwasser. Nach BALLANTYNE (2018) können Mudpits sowohl durch differenzierte Frosthebungs Vorgänge als auch durch aufwärts gerichtete diapirartige Bewegungen von stark durchfeuchteten, schlammigen Sedimenten im Gefolge von Auftauprozessen entstehen, wobei sich die beiden Mechanismen nicht ausschließen, sondern sich im Falle einzelner Mudpits ergänzen können. Bei der in Gefällsrichtung gestreckten Formvariante werden diese morphogenetischen Prozesse von einer hangabwärts gerichteten gelisolifluidalen Massenbewegung überlagert.

Die in den Abisko-Bergen studierten Mudpits liegen in unterschiedlichen Aktivitätsstadien vor. Die Oberflächen der aktiven, in intensiver Weiterbildung begriffenen Formen sind völlig vegetationsfrei. Andere Mudpits sind von einer Pionierv egetation aus Krustenflechten, Moosen und Gräsern oder einem Panzer aus kleinen, flechtenbedeckten Steinchen bedeckt. Ist das Feinmaterial zwischen den Steinchen trocken und schorfig, dürfte es sich um einen inaktiven Mudpit handeln. Kleine feuchte Flächen aus „frisch“ aufgepresstem Feinmaterial zwischen den Steinchen weisen hingegen auf jüngst abgelaufene frostdynamische Vorgänge und kennzeichnen den Mudpit als zumindest teilaktiv oder als reaktivierte Form. Flechtenfreie Steinchen sind möglicherweise erst in jüngerer Zeit mit diapirartigen Materialverlagerungen oder durch Frosthebungs Vorgänge an die Mudpitoberfläche gelangt und könnten ebenfalls eine gewisse Mudpitaktivität anzeigen. Ein auffällig „gekräuselt es Mikorelief“ an der feinkörnigen Mudpitoberfläche entsteht hingegen durch Nadeleiseinwirkung unabhängig von der Mudpitentwicklung und läßt sich als Sekundärer scheinung nicht als Aktivitätsindikator verwenden. In Weiterbildung begriffene Mudpits wurden in Bereichen mit und ohne Permafrost im Untergrund beobachtet mit einem Verbreitungsschwerpunkt im oberen Bereich der Tundrenstufe.

3.1.8.5. Fossile Eiskeilpolygone

Bei Feldstudien und Luftbildauswertungen zur Anfertigung der geomorphologischen Karte Riksgränsen (Öst), Abisko, Reurivare und Vadvetjåkka im Maßstab 1:250 000 entdeckte MELANDER (1977) u. a. zahlreiche Frostspaltenpolygonnetze im Vistas- und Abiskogebiet. In den Abisko-Bergen konzentriert sich das Verbreitungsgebiet der Polygone in auffälliger Weise auf die höheren Gebirgslagen im klimatisch kontinentaleren Teil südöstlich der Abiskotal-Senke. RAPP & NYBERG (1980) fanden weitere Vorkommen im oberen Nissunvagge-Tal und an der Ausmündung des Tjuonavagge-Tales am Abfluß des Tjuonajaure-Sees. Mangels detaillierter Untersuchungen und Grabungsprofile zur Aufhellung der Spaltengenese schrieb RAPP 1985 (vgl. RAPP 1985), dass es sich vermutlich um ein breites Spektrum unterschiedlicher Frostspaltentypen handelt, was den damaligen Forschungsstand treffend charakterisiert. Als ein Extrem des Spalteninventars nennt RAPP fossile Eiskeile (Eiskeilpseudomorphosen), die minerogene Spaltenfüllungen ehemaliger Eiskeile repräsentieren, die unter Permafrostbedingungen im Bereich der breiten, wind- und kälteexponierten, schneearmen Talböden in Höhenlagen über 1000 m ü. M. (Hochtäler) gebildet worden sind. Als anderes Extrem führt RAPP ein kleines Areal großer Frostspalten auf einem Schwemmfächer (730 m ü. M.) auf dem westlichen, schneereichen Talboden des Kärkevagge-Tales an. Dieses Spaltenmuster wurde im September 1983 entdeckt. Die zugehörigen, ca. 1 m tief reichenden Keilstrukturen wurden von BÄRRING & LOMAN (1983) aufgegraben und als „soil-wedges“ interpretiert. Die Kenntnisse vom Bauplan der Frostspalten (und zu ihrer Genese) in den Abisko-Bergen beschränkten sich zum damaligen Zeitpunkt auf einige wenige Grabungsprofile. Diese umfassen außer der Grabung am überraschenden Fundort im Kärkavagge-Tal Aufschlüsse von Eiskeilpseudomorphosen am Osthang des Njulla-Berges nahe Abisko sowie in den Hochtälern Nissunvagge und Pallenvagge.

SEMMEL (1969) beschreibt den Fund von Eiskeilpseudomorphosen am Njulla-Osthang. Beim Bau des Sesselliftes 1965 entstanden zahlreiche künstliche Aufschlüsse, die Schnitte durch „amorphe Solifluktionsschichten“ zeigten. Grabungen in zwei Moränenhügeln (ca. 750 m ü. M.) belegen die Verknüpfung der Schuttdecken mit aufgefüllten Eiskeilspalten. Die Keilstrukturen sind in feinkörnigem Moränenmaterial entwickelt; die Keilfüllungen bestehen aus gröberem Material der hangenden Schuttdecke. Die Auffüllung der nach Ausschmelzen des Bodeneises offenen Spalten mit Gelisolifluktionsschutt begann bevor der in der hangenden Schuttdecke vorhandene Nanopodsol-Boden gebildet wurde, denn das Füllmaterial ist im Unterschied zu dem der Schuttdecke nicht braun gefärbt (vgl. SEMMEL 1969). Die durch die Existenz des

fossilen Eiskeilnetzes indizierten Permafrostbedingungen am Fundort lassen sich zeitlich nicht genau einordnen, doch deutet die Überdeckung mit Gelisolifluktionsschutt einschließlich Bodenbildung auf ein relativ hohes Alter, selbst wenn Permafrostboden am Njulla-Berg auch gegenwärtig (in größerer Höhenlage) noch anzutreffen ist. Es ist zu vermuten, dass die Bildung des Eiskeilnetzes unter kaltklimatischen Bedingungen kurz nach der spätweichseiszeitlichen Deglaziation des Gebietes erfolgte.

MELANDER (1977) präsentiert einen Querschnitt durch eine Eiskeilpseudomorphose im Pallenvagge. Unter der knapp 40 cm langen, recht breiten, minerogenen Keilfüllung ist eine schwarze, sandige Lage entwickelt, die sich mit zahlreichen tropfenförmigen Ausbuchtungen in das darunter befindliche schluffig-sandige Substrat erstreckt. Direkt unterhalb der Keilfüllung bildet die dunkle Lage eine auffällige, tiefenwärts gerichtete Spitze. Die Grabung musste in 65 cm Tiefe aufgrund des eindringenden zähflüssigen Substrats abgebrochen werden. Ob die Sedimente in größerer Tiefe noch Permafrost enthielten, ließ sich nicht feststellen. RAPP & NYBERG (1980) konnten einen „fossilen Eiskeil“ am Rande eines von einem Spaltennetzwerk überzogenen Moränenplateaus im Nissunvagge studieren. Das Plateau wurde als Folge eines Starkregen-Ereignisses im Gebiet (23.6.1979) vom Hochwasser des Nissunjäkka-Baches am Rande unterschritten und erodiert, wodurch eine minerogene Spaltenfüllung des Netzwerkes aufgeschlossen wurde. RAPP & NYBERG haben die Eiskeilpseudomorphose durch eine Grabung etwa 1 m weit Richtung Plateauzentrum verfolgt und analysiert. Die Eintiefung an der Plateauoberfläche war 0,4 m breit und ca. 0,1 m tief. Darunter befand sich eine deutliche Keilstruktur, dessen Sandfüllung einen Podsol-Boden mit einem rostfarbenen B-Horizont enthielt. Die Breite der Spaltenfüllung verringerte sich tiefenwärts. Sie betrug in 0,4 m Tiefe noch ca. 0,1 m. Die Tiefenerstreckung der im Querschnitt keilförmigen Sedimentstruktur am Rande des Moränenplateaus konnte von den beiden schwedischen Autoren nicht ermittelt werden.

Im Unterschied zu den von BÄRRING & LOMAN (1983) beschriebenen minerogenen Keilstrukturen, die im tiefgründigen saisonalen Frostboden (oder in der sommerlichen Auftauschicht von Permafrostböden) entstanden sind („soil-wedges“), handelt es sich bei den von SEMMEL (1969), MELANDER (1977) und RAPP & NYBERG (1980) studierten Keilfüllungen um Eiskeilpseudomorphosen, die an die Stelle ehemaliger Eiskeile getreten sind und somit sekundäre Keilfüllungen repräsentieren. Sie indizieren die frühere Existenz eines (geschlossenen) Permafrostbodens an ihren Fundorten.

Eiskeilpolygone werden nach der Kontraktionstheorie (vgl. Zusammenfassung in KARTE 1979) durch thermische Kontraktion des Permafrostbodens und damit verbundener Reiß- und Spaltenbildung im Gefolge einer raschen und intensiven winterlichen Temperaturdepression bis weit unter den Gefrierpunkt gebildet. Günstige Voraussetzungen für eine derartige Abkühlung der oberflächennahen Substratpartien (Lockersedimente, Festgesteine) sind vor allem an Plätzen mit dünner oder gar fehlender winterlicher Schneebedeckung gegeben. Eine mächtige Schneedecke behindert aufgrund ihrer thermisch isolierenden Wirkung das Eindringen der Kältewellen in den Boden. Die Verbreitung der inzwischen fossilen Eiskeilpolygonnetze in den Abisko-Bergen ist daher eng an windexponierte Plätze geknüpft, an denen der Schnee rasch verblasen wird, so dass der Frost nahezu ungehindert in den Untergrund eindringen kann. Die von RAPP & NYBERG (1980) im Südostteil der Abisko-Berge und Umgebung kartierten Vorkommen fossiler Eiskeilnetze sind alle an schneearmen, der Winterkälte ausgesetzten Plätzen entwickelt, insbesondere auf Moränenhügeln, -wällen und -plateaus, Oswällen sowie an den exponierten Rändern glazifluvialer Terrassen-Standorten, die oberhalb der Waldgrenze gelegen sind und sich durch eine schütterere Vegetationsbedeckung auszeichnen (u. a. Oberläufe von Miellejäkka, Tjuonajäkka, Nissunvaggejäkka, Pallenjäkka und Aliseatnu).

Fossile Eiskeilpolygonnetze finden sich in den Abisko-Bergen nach eigenen Feldbefunden in Höhenlagen oberhalb 900 m ü. M. (vgl. Abb. 10). Es dominieren 4-, 5- und 6-seitige geschlossene Polygone, deren Seiten nicht immer geradlinig verlaufen. Ferner wurden stellenweise offene Polygone sowie 2- bis 3-strahlige Spalten als Embryonalstadien der Polygonbildung beobachtet, vorzugsweise an den Rändern der polygonalen Netzstrukturen. Das vor allem in Luftbildern zumeist deutlich erkennbare Muster der fossilen Eiskeilpolygone wird durch Mikroreliefunterschiede und eine daraus resultierende unterschiedliche Vegetationsbedeckung der Bodenoberfläche hervorgerufen. Die im Querschnitt mulden-, kerb- oder kastenförmig ausgeprägten Spaltenzüge bilden ein eng- oder weitmaschiges Netzwerk, das tetra-, penta- und hexagonale oder

unregelmäßiger geformte, nahezu ebene Felder enthält, die Radien von wenigen Metern bis zu 35 m aufweisen. Die Spaltentiefe beträgt 5-30 cm, wobei die größte Tiefe an Spaltenverzweigungen erreicht wird. Die Spaltenbreite beträgt häufig 15-50 cm (vgl. Foto 44). Die Polygone sind auf ebenen Terrassenflächen oftmals besonders regelmäßig entwickelt. Gelegentlich enthält ein weiträumiges Netzwerk ein Sekundärnetzwerk aus kleineren, weniger scharf entwickelten Polygonen. Auf Moränenhügeln und Oswällen weisen die wind- und kälteexponierten Kronenbereiche zumeist die tiefsten Spalten auf. Die Spaltenzüge der fossilen Eiskeilnetze treten im Gelände vor allem durch ihre dichtere Vegetation im Vergleich zu den Polygonfeldern in Erscheinung. Dies gilt insbesondere für die windexponierten Moränenhügel und -plateaus. Dort beschränkt sich der Pflanzenwuchs der ebenen bis sanft geböschten Polygonfelder häufig auf Krustenflechten an der Oberfläche von Deflations- / Auffriersteinpanzern sowie einzelne Polsterpflanzen und Gräser in windgeschützter Lage hinter größeren Steinen. Dagegen wirkt die Vegetation der Spaltenzüge fast üppig: Sogar nur wenige Zentimeter tiefe Mulden sind dicht mit der am Boden kriechenden *Betula nana* (Zwergbirke) überzogen. In den tieferen Spalten gedeihen zudem *Empetrum nigrum* ssp. *hermaphroditum* (Zwittrige Krähenbeere), verschiedene Gräser sowie niedrig wachsende *Salix*- (Weiden-) Arten. Die Vegetation findet in den Polygonfurchen nicht nur Schutz vor Wind und Kälte; sie kann dort häufig auch über ein größeres Feuchtigkeits- und möglicherweise auch Nährstoffangebot verfügen (vgl. MEIER 1996). Sie ist daher dichter und artenreicher entwickelt als auf den angrenzenden Polygonfeldern. Mit Zunahme der Vegetationsdichte auf den Polygonfeldern wird die Identifizierung der fossilen Eiskeilnetze sowohl im Luftbild als auch im Gelände immer schwieriger. Eine Abgrenzung der fossilen Eiskeilpolygone gegenüber „soil-wedge polygons“, deren Morphogenese keinen Permafrostboden voraussetzt, ist aufgrund des ähnlichen Erscheinungsbildes an der Bodenoberfläche kaum möglich. Die vor allem aufgrund ihrer paläoklimatischen Signifikanz wichtige Unterscheidung der beiden Frostspaltentypen ist oftmals nur mittels Grabungsbefund möglich.



Foto 44: Kerbförmige Spalte eines fossilen Eiskeilpolygonnetzes auf einem glazifluvialen Terrassenrest im mittleren Pallenvagge-Tal (ca. 1000 m ü. M.). Im Unterschied zu den weithin nackten Polygonfeldern existiert in den Spaltenzügen eine schütterere Gras- und Zwergstrauchvegetation. Die Spalten sind von schmalen, knapp 1 m langen Eiskeilpseudomorphosen („fossilen Eiskeilen“) unterlagert. 31.8.2013

Der vertikale Bauplan der fossilen Eiskeilspalten wurde 2013 am Beispiel von zwei polygonalen Netzwerken im Nissunvagge (ca. 950 m ü. M.) und Pallenvagge (ca. 1000 m ü. M.) studiert. Entscheidend für die Auswahl der beiden Lokalitäten waren Risse und schmale klaffende Spalten an der Oberfläche der Netzwerke, die bei einer Geländebegehung Ende August 1985 entdeckt worden waren. Oberhalb der Risse war die vornehmlich aus *Betula nana* bestehende Vegetationsdecke messerscharf durchschnitten. Ähnliche Beobachtungen waren vom Autor zuvor über aktiven Eiskeilen im kontinuierlichen Permafrostboden Nordenskiöldlands und über „soil-wedges“ im tiefgründigen saisonalen Frostboden am inneren Varangerfjord gemacht worden (vgl. u. a. MEIER 1996, MEIER & THANNHEISER 2009). Da die beiden polygonalen Netzwerke im Nissunvagge und Pallenvagge in unmittelbarer Nähe von Palsahügeln und mehrjährigen

Frostblistern gelegen sind, die auf die Existenz von Permafrostboden in den betreffenden Talbodenabschnitten weisen, war nicht auszuschließen, dass auch die Spaltennetze von Dauerfrostboden unterlagert sind. Dies würde die lokalen Formungsbedingungen und den Aktivitätsgrad des Frostspaltennetzes in einem neuen Licht erscheinen lassen.

Das ca. 4-5 ha große Polygonnetzwerk im Nissunvage überspannt ein flaches Grundmoränenplateau nahe der Wasserscheide Nissunjäkka / Nissunvagejäkka. Es befindet sich am NO-Ufer des Nissunjäkka-Baches unweit des Sees 945 m ü. M.. Ein weiteres, etwas kleineres Netzwerk ist auf einer ähnlichen Ablagerung am SW-Ufer des Bachlaufes entwickelt. Weiteren exponierten Grundmoränenfläche entlang des Nissunjäkka-Oberlaufes, von NYBERG (1985) in einer Karte zur lokalen Hangformung als glazifluviale Terrassenreste interpretiert, fehlt eine polygonale Bodenmusterung. Das Muster besteht aus relativ unregelmäßig gestalteten Polygonen. Die Spaltenzüge verlaufen oftmals gebogen, „idealtypisch“ entwickelte Tetra-, Penta- oder Hexagone sind selten und die Radien der Polygonstrukturen variieren erheblich. Letzteres gilt auch für die Breite und Tiefe der Spaltenzüge. Geschlossene Polygone finden sich vornehmlich im Zentrum des Netzwerkes; am Rande existieren viele offene Polygone mit „blind“ endenden Spaltenzügen. Die Spaltenzüge sind im Luftbild als dunkle, die hellen Polygonflächen trennende Linien, gut zu erkennen (vgl. Schräg-Luftbild, publiziert in RAPP & NYBERG 1980 und RAPP 1983b). Das Moränenplateau mit dem Polygonnetz grenzt unmittelbar an das ca. 40 m breite Nissunjäkka-Bachbett. Es ist daher wahrscheinlich, dass das Netzwerk mit dem von RAPP & NYBERG entdeckten, fluvial unterschrittenen, fossilen Eiskeilnetz identisch ist.

Im Unterschied zur ersten Feldbegehung 1985 wurden im August 2013 keine Risse oder offene Spalten in den Polygonfurchen beobachtet. Es wurde eine Grabung durch einen Spaltenzug im Zentrum des Polygonnetzes vorgenommen, um untypische exogene Einflüsse bei der Entwicklung (z. B. fluviale Unterschneidung, eventuell Abtauen von Permafrostboden in Randlagen) auszuschließen. Ausgewählt wurde ein als typisch für das Netzwerk angesehener, im Querschnitt muldenförmiger, ca. 90 cm breiter und 25 cm tiefer Spaltenzug. Die Mulde weist eine dichte Vegetationsdecke aus *Betula nana*, *Empetrum nigrum* ssp. *hermaphroditum*, zwei niedrig wachsenden *Salix*-Arten, Gräsern und Moosen auf, während die wind- und kälteexponierten, seitlich angrenzenden Polygonfelder nur an wenigen Plätzen von höheren Pflanzen, wie dicht am Boden kriechenden Zwergbirken, Polsterpflanzen und Gräsern, besiedelt sind. Größere, ihre Umgebung überragende Steine sind mit Krustenflechten überzogen. Stellenweise beschränkt sich der Pflanzenwuchs auf flechtenbedeckte Steinchenpanzer-Oberflächen. Unter der Vegetationsdecke ist eine dünne Torflage entwickelt, die am Grunde der Mulde bis zu 4 cm mächtig ist und zu den Polygonfeldern hin sukzessive ausdünt. Der Mineralboden besteht aus schluffig-sandiger Grundmoräne, die bis zu faustgroße, zumeist kantengerundete Steine enthält. Außer Bruchstücken der lokal anstehenden amphibolitischen Gesteine wurden auch stärker zugerundete, auf einen längeren Transportweg weisende Gneise und Granite beobachtet. In den ungeschichteten, unsortierten moränischen Ablagerungen ist unterhalb des Spaltenzuges eine im Querschnitt keilförmige, an den Seiten relativ scharf abgegrenzte Struktur zu erkennen, die sich bis in eine Tiefe von ca. 145 cm Tiefe unter Muldenboden verfolgen läßt. Sie hat eine obere Öffnungsbreite von knapp 20 cm, die somit deutlich geringer ist als die Breite des muldenförmigen Spaltenzuges an der Erdoberfläche. Darunter verringert sich die Breite der Keilstruktur auf etwa 12 cm in 50 cm Tiefe und nimmt danach gleichmäßig bis zum unteren Ende ab. Die Keilfüllung unterscheidet sich von ihrer Umgebung durch die Einregelung ihrer Grobkomponenten sowie im oberen Abschnitt durch einen höheren Anteil der Sandfraktion und die Dunkelfärbung der Sedimente. Die Grobkomponenten der hangenden Sedimente sind am oberen Rande der Keilstruktur mit ihren Längsachsen in Keilrichtung geneigt angeordnet. Im Keil selbst nimmt der Anteil der senkrecht eingeregelter Komponenten bei geringer werdender Keilbreite tiefenwärts zu. Die Sedimente sind im oberen Abschnitt der Keilstruktur rostbraun gefärbt und verhärtet. Dabei handelt es sich um den mächtigen B-Horizont eines Podsolbodens, dessen Entwicklung durch das erhöhte Wasserangebot im Spaltenzug und der daraus resultierenden verstärkten tiefenwärtigen Perkolation von Wasser und Kolloiden begünstigt wird. Die weit fortgeschrittene Bodenentwicklung in der keilförmigen Sedimentfüllung belegt, dass die Struktur einen inzwischen fossilen Eiskeil repräsentiert. Dies schließt gelegentliche oberflächennahe Riß- und Spaltenbildungen entlang der als Schwächelinien fungierenden Spaltenzüge im Laufe besonders kalter Winter allerdings nicht aus, wie die Beobachtungen im Jahr 1985 belegen. Bohrungen

bis in knapp 2 m Tiefe ergaben keine Hinweise auf die Existenz von Permafrostboden im Untergrund, doch kann dessen Überdauern in größerer Tiefe nicht ausgeschlossen werden.

Das rund 2 ha große polygonale Netzwerk im Pallenvagge ist auf einer nahezu ebenen glazifluvialen Terrasse am Westufer des Pallenjåkka-Baches in einer Höhenlage von knapp 1000 m ü. M. entwickelt. Es befindet sich zwischen der auf dem Talboden sanft auslaufenden Lawinen-Blockschuttlunge am Fuße des Tjåmuhas-Berges und der Kåta-Ruine nahe den Eisstausee-Terrassen am Talausgang. Das weitmaschige, nur einige wenige große Tetragone und Pentagone (Durchmesser 30-40 m) umfassende Netzwerk besteht aus mulden- und kerbförmigen Spaltenzügen, die an den Rändern der Verebnung „blind“ enden (vgl. Foto 44). Die kerbförmigen Spaltenzüge sind 30-50 cm breit und 15-25 cm tief. Die muldenförmige Variante ist bei etwas größerer Tiefenerstreckung 80-150 cm breit. Die größten Abmessungen werden an den „Knotenpunkten“ erreicht. Im Vegetationsbesatz dominieren Gräser – sowohl in den Spaltenzügen als auch auf den Polygonfeldern. In den wind- und kältegeschützten, feuchten Vertiefungen bilden sie gemeinsam mit *Betula nana*, *Empetrum nigrum* ssp. *hermaphroditum*, mehreren niedrig wachsenden *Salix*-Arten und Moosen eine weit hin geschlossene Vegetationsdecke. Auf den Polygonfeldern fehlt eine geschlossene Pflanzendecke. Außer den in schütterer Anordnung wachsenden Gräsern finden sich nur einzelne, verstreut wachsende Blütenpflanzen sowie Krustenflechten auf größeren Steinen, so dass die sandig-kiesigen Terrassensedimente großflächig zutage treten. Möglicherweise führte MELANDER (1977) seinen Grabungsversuch in diesem Polygonnetz durch.

Wie beim Polygonnetz im Nissunvagge wurden auch beim polygonalen Netzwerk im Pallenvagge im August 2013 keine Risse oder klaffende Spalten in den Polygonfurchen beobachtet. Es wurde ein Querprofil durch eine kerbförmige, etwa 40 cm breite und 20 cm tiefe Spalte in zentraler Lage gegraben, die als typisch für das Netzwerk gelten kann, was auch für die Vegetation in und am Rande des Spaltenzuges zutrifft. Am Grunde der Spalte wurde eine 7-8 cm mächtige Torffüllung freigelegt, die an den Flanken der Spalte ausdünt. Der schluffig-sandige Mineralboden enthält eine Vielzahl kleinerer Steinchen, die für ein glazifluviales Sediment erstaunlich scharfkantig sind. Der geringe Zurundungsgrad läßt sich allerdings durch den nur wenige Kilometer langen Transportweg vom vergletscherten Talschluß her erklären. Unterhalb der Torffüllung folgte eine 1-2 cm dünne weiße Feinsedimentlage, darunter ein ca. 15 cm mächtiger, rostbrauner, verhärteter Bereich, der sich zapfenartig in die Tiefe erstreckte und den obersten Abschnitt einer schmalen Keilstruktur im Sediment repräsentierte. Die beiden Lagen lassen sich als Ae- und Bs-Horizont eines Nanopodsol-Profiles interpretieren. Unterhalb des auffälligen zapfenartigen Bs-Horizontes tritt die Keilstruktur im minerogenen Sediment weniger deutlich in Erscheinung. Sie läßt sich jedoch mit Hilfe der gehäuften Senkrechtstellung der langgestreckten oder plattigen Grobkomponenten im Keilbereich ermitteln. Nach Ausweis des Durchmessers des zapfenartigen Verhärtungshorizontes beträgt die obere Öffnungsbreite der Keilstruktur ca. 12 cm. An der Basis des Zapfens sind es 7-8 cm. Darunter verringert sich die Keilbreite relativ gleichmäßig bis zur Keilspitze in rund 95 cm Tiefe unterhalb der Torffüllung am Grunde des kerbförmigen Spaltenzuges. Daß die Keilstruktur im Mineralboden so gut erhalten ist, überrascht am recht feuchten Standort. Grundwasser drang bei der Grabung bereits 10 cm unterhalb der Keilspitze ein und stieg rasch bis zur Keilspitze an. Eine tiefere Grabung, um die eventuelle Existenz von Permafrostboden im Untergrund zu überprüfen, war daher nicht möglich. Sondierungen mit einer Eisenstange bis in 2 m Tiefe lieferten keine Hinweise auf oberflächennahen Permafrostboden. Wie beim polygonalen Netzwerk im Nissunvagge ist die obere Öffnungsbreite der minerogenen Keilfüllung deutlich kleiner als die Breite des oberflächlichen Spaltenzuges. Der mächtige Bs-Horizont des Nanopodsol-Bodens deutet auf ein hohes Alter der minerogenen Keilfüllung und der Eiskeilbildung an der Lokalität.

Die Frage der Entwicklung der fossilen Eiskeilpolygonnetze in den Abisko-Bergen berührt zwei Problemkreise, den der Genese von Eiskeilpolygenen unter strengen Permafrostbedingungen sowie den ihrer Fossilisierung (Ausschmelzen der im Querschnitt keilförmigen, in der Horizontalen polygonal angeordneten Bodeneiskörper) im Zuge der Permafrostaflösung und den daraus resultierenden morphologischen Prozessen und Formen. Eiskeilpolygone werden nach der von LACHENBRUCH (1962) entwickelten Kontraktionstheorie durch thermische Kontraktion des Permafrostbodens und damit verbundener Reiß- und Spaltenbildung im Gefolge einer raschen und intensiven winterlichen Temperaturdepression bis weit unter

den Gefrierpunkt (-15 °C bis -20 °C an der Permafrosttafel) gebildet. Danach wird die Tiefenerstreckung der Frostspalten im Permafrostboden durch das Ausmaß und die Intensität der Abkühlung gesteuert. Theoretisch führt eine stärkere Abkühlung zu tieferen Frostspalten, wobei sich die Spaltenbreite gemäß der abnehmenden Spannung („tensile stress“) im Permafrostboden tiefenwärts verringert. Die Bedeutung einer raschen Abkühlung auf tiefe Temperaturen bei der Frostspaltenbildung ist durch zahlreiche Feldstudien belegt, u. a. von MACKAY (1993) in der kanadischen Arktis und von CHRISTIANSEN (2005) in Nordenskiöldland, Spitzbergen. Sie zeigen insgesamt, dass die Spaltenbildung in Eiskeilen an der Permafrosttafel eine Temperatur von -15 °C oder kälter, einen steilen Temperaturgradienten (≥ 10 °C / m) im oberen Abschnitt des Substrats sowie einen raschen Abfall der Lufttemperaturen über einen Zeitraum von 10-100 Stunden voraussetzt. Die enge Verknüpfung der Spaltenbildung mit raschen Temperaturstürzen auf tiefe Temperaturen gilt allerdings nur für Standorte mit dünner Schneedecke, da eine große Schneemächtigkeit den Untergrund thermisch abschirmt und die Wirksamkeit einer kurzfristigen Abkühlung mindert (vgl. MACKAY 1993), so dass es nur in der im Winter gefrorenen Auftauschicht zur Spaltenbildung kommt, nicht aber im darunter befindlichen Permafrostboden (vgl. MATSUOKA & CHRISTIANSEN 2008, MATSUOKA, CHRISTIANSEN & WATANABE 2018, WATANABE, WATANABE, MATSUOKA & CHRISTIANSEN 2013). Sind die Furchen der Spaltenzüge durch eine mächtige Schneedecke plombiert, können die winterlichen Kältewellen auch durch die am Rande mancher Furchen existierenden Wälle zur Permafrosttafel gelangen (vgl. CHRISTIANSEN 2005). Die Bedeutung der raschen intensiven Abkühlung für die Spaltdynamik in den Eiskeilen konnte MATSUOKA (1999) im kalten Februar 1992 an einer automatischen Meßstelle im oberen Adventtal (Spitzbergen) eindrucksvoll dokumentieren: Bei einem Absturz der Lufttemperatur auf -35 °C fiel die Temperatur an der Erdoberfläche auf -27 °C und an der Permafrosttafel auf -17 °C, wodurch sich die Keilspalte um 16 mm verbreiterte, was eine erhebliche Kontraktion des Permafrostbodens widerspiegelt.

Die Reiß- und Spaltenbildung bei der Morphogenese der Eiskeile vollzieht sich im Initialstadium von der Bodenoberfläche her, wobei Eindrigtiefen von 10 m und obere Öffnungsbreiten von bis zu 10 cm erreicht werden können (vgl. MACKAY 1986). In den Spalten lagert sich zumeist schon kurz nach der Initialkontraktion Reif und Nadeleis an. Das während der sommerlichen Auftauphase in den Spalt eindringende Schmelz-, Niederschlags- und Bodenwasser gefriert unterhalb der Permafrosttafel und verhindert auf diese Weise ein Schließen der Spalten. In der Auftauschicht schließen sich die Spalten hingegen häufig und schützen dadurch das Eis in den unteren Spaltenpartien vor dem Schmelzen. In den darauf folgenden Frostperioden kommt es in den als Schwächezonen im Permafrostboden fungierenden eisgefüllten Spalten erneut zur Reiß- und Spaltenbildung und, daran anschließend, wieder zur Eisanreicherung, so dass sich im Laufe der Zeit bei vielfacher Wiederholung von Spaltenbildung und Eisanreicherung ein im Vertikalschnitt keilförmiger Bodeneiskörper bildet. Die Spaltenbreite in bereits existierenden Eiskeilen ist nach MACKAY (1986) bedeutend geringer als die initiale Öffnungsbreite. Durch die Substratexpansion aufgrund angestiegener Lufttemperaturen verringert sich ferner die Spaltenbreite vor dem Eindringen des sommerlichen Schmelzwassers, so dass die jährliche Wachstumsrate des Eiskeils geringer ist als die ursprüngliche Breite der Winterspalte. Ferner können im Winter eingedrungener Schnee, äolische minerogene Sedimente oder Eisbildung nahe der Spaltenöffnung den unteren Spaltenabschnitt verschließen und dadurch die Bildung einer Eislamelle verhindern (vgl. u. a. HARRY & GOZDZIK 1988). Da nicht jedes Jahr mit einer Spaltenbildung im Eiskeil zu rechnen ist, die Häufigkeit der Spaltenbildung sogar auf wenige Meter Entfernung variieren kann, oder mangels Feuchtigkeit keine Eislamelle in der Spalte gebildet werden kann, ist es zwecklos zu versuchen, anhand der oberen Öffnungsbreite das Alter und die Bildungsdauer eines Eiskeils zu bestimmen. Im Laufe der Eiskeilentwicklung durch Spaltenbildung, lamellenartige Eisanreicherung und daraus resultierendes Breitenwachstum werden die an den Eiskeil grenzenden Sedimentlagen häufig aufgepresst, so dass die Eiskeilfurchen an der Bodenoberfläche von wenige Dezimeter hohen Aufwulstungen begleitet werden. (vgl. u. a. CHRISTIANSEN 2005, MATSUOKA & CHRISTIANSEN 2008). Die Eiskeile schließen sich in der Horizontalen zumeist zu polygonalen Netzwerken zusammen, die an der Bodenoberfläche eine auffällige Musterung erzeugen. Die Netzwerke haben im Anfangsstadium häufig eine Maschenweite zwischen 10 und 100 m. Die Steuerung des Polygondurchmessers und die geometrische Anordnung

des Polygonmusters sind weitgehend unbekannt. Von den Faktoren, die den Polygondurchmesser bestimmen, sind vor allem die Schärfe des Frostregimes sowie die Körnungsverhältnisse und die hydrologischen Eigenschaften der Substrate zu nennen. Überdies lassen sich verschiedene Entwicklungsstadien innerhalb einer Rangordnung von Eiskeilgenerationen unterscheiden. Differenzierungen der geometrischen Anordnung der Eiskeilpolygone sind nach Befunden von Eiskeilstudien auf der Varanger-Halbinsel und in Nordenskiöldland (vgl. u. a. MEIER 1991b, 1993, 1996, MEIER & THANNHEISER 2009) vor allem auf Körnungs- und Reliefunterschiede zurückzuführen. So ist u. a. eine Anpassung an bestimmte Leitlinien im Gelände, wie Terrassenränder und Wölbungslinien (im reliefstarken Gelände) zu beobachten.

Mit der Auflösung des Permafrostbodens kommt es zum Ausschmelzen der keilförmigen Bodeneiskörper, wobei die dabei entstehenden Hohlräume mit randlichen und hangenden Sedimenten aufgefüllt werden (sekundäre Keilfüllung). Diese Fossilisierung (Umwandlung beim Auftauen, Engl.: „Thaw transformation“) der Eiskeile, die zur Entstehung typischer Eiskeilpseudomorphosen („fossile Eiskeile“) führen kann, ist ein äußerst komplexes, bisher erst wenig untersuchtes Prozeßgefüge (vgl. MEIER 2020). Das Schmelzen der primären Keilfüllung aus Eis induziert mit Fortschreiten des Auftauprozesses Bewegungsvorgänge in den seitlich angrenzenden Sedimentlagen, aufgrund derer die ursprüngliche Gestalt der Eiskeilspalten mehr oder weniger stark verändert wird. Nach HARRY & GOZDZIK (1988) bleibt bei der Fossilisierung der Eiskeilnetze von allen ursprünglichen Merkmalen nur das polygonale Muster der Thermokontraktionsspalten erhalten, wodurch die Identifizierung von sekundär gefüllten Eiskeilspalten und deren Unterscheidung von minerogenen Keilstrukturen andersartiger Entstehung, insbesondere von „soil-wedges“, deren Morphogenese keinen Permafrostboden voraussetzt, erschwert wird. Wichtige Merkmale, wie die Keilgestalt und -größe sowie die Struktur der einschließenden Sedimente (Matrix), sind beim Tauprozess in unterschiedlichem Grade der Veränderung unterworfen. Wie die in fast allen Vertikalprofilen beobachteten abwärts gebogenen keilnahen Sedimentlagen (vgl. u. a. MEIER 1987, 1991a, 1996, 2020) ausweisen, sinken die randlichen Sedimente zu den von den ausschmelzenden Eiskeilen hinterlassenen Hohlräumen hin ab und füllen diese allmählich auf. Das Ausmaß der Sediment- und Spaltendeformation wird von verschiedenen Faktoren beeinflusst, wie etwa den Substrateigenschaften, den Böschungsverhältnissen und der möglicherweise vorhandenen Vegetationsdecke. Von größter Bedeutung sind in diesem Zusammenhang die Eigenschaften des degradierenden Permafrostbodens, insbesondere die Körnung und der Eisgehalt (vgl. HARRY & GOZDZIK 1988). Grobkörnige, kiesige Sedimente begünstigen gewiß die Erhaltung der ursprünglichen Spaltenform, während eisreiche, feinkörnige, ton- und schluffreiche Substrate beim Auftauen infolge der großen freigesetzten Schmelzwassermenge leichter gelisolifluidal umgelagert werden können, was ein rasches Kollabieren der Spaltenzüge zur Folge hat. Im Allgemeinen ist die Deformation der Sedimentstrukturen und Spalten umso ausgeprägter, je größer der ursprüngliche Bodeneisgehalt und die bei der Auflösung des Permafrostbodens anfallende Schmelzwassermenge sind. Die beim Auftauen feinkörniger, eisreicher Sedimente herrschenden, für die Konservierung von Spaltensystemen ungünstigen Bedingungen liefern möglicherweise eine Erklärung dafür, dass scharf ausgeprägte, sekundär gefüllte Eiskeilspalten auf der Varanger-Halbinsel vornehmlich in grobkörnigen, sandig-kiesigen Sedimenten beobachtet wurden, während aktive Eiskeile in rezenten Permafrostgebieten, wie z. B. Nordenskiöldland, vorzugsweise in ton- und schluffreichen, eisübersättigten Sedimenten entwickelt sind (vgl. MEIER 1996, 2020).

Die Altersstellung der fossilen Eiskeilpolygone in den Abisko-Bergen läßt sich zum gegenwärtigen Zeitpunkt nur in sehr groben Zügen bestimmen. Da die polygonalen Netzwerke in moränischen und glazifluvialen Sedimenten der Weichsel-Eiszeit entwickelt sind, müssen sie nach deren Ablagerung entstanden sein. Allerdings ist der Verlauf der spätweichseleiszeitlichen Deglaziation im Gebiet mangels markanter, datierbarer Eisrandlagen kaum bekannt. Dies gilt insbesondere für die lockersedimentbedeckten höheren Tallagen im Südostteil der Abisko-Berge, die das Hauptverbreitungsgebiet der fossilen Eiskeilpolygone repräsentieren. Die wenigen Moränenwälle an den Talausgängen (z. B. Tjuonavagge, Pallenvagge) sind morphogenetisch umstritten und bisher nicht datiert worden. ANDRÉ (1996) geht bei ihren Studien zur postglazialen Amphibolitverwitterung am Nordhang des Pallentjåkka-Berges (nahe des alten Rentierkrals an der Talmündung des Pallenvagge in das breite Abiskotal) davon aus, dass das Gebiet vor ca. 10 000 Jahren B.P. vom weichselzeitlichen Inlandeis freigegeben wurde. Die Lokalität ist nur ca. 2 km vom studierten Eiskeilpolygonnetz im Pallenvagge und ca. 7 km vom Netzwerk im Nissunvagge entfernt. Sie befindet sich zudem in

vergleichbarer Höhenlage ü. M., allerdings in exponierter Blockfeldposition am Rande der Abiskotal-Senke und nicht in Talbodenlage wie die fossilen Eiskeilpolygonnetze, was zeitliche Unterschiede in der Deglaziation der Gebiete erwarten läßt. Da diese nicht bekannt sind und keine Rekonstruktionen der spätweichselzeitlichen Gletscherdynamik mit datierten Gletscherfrontpositionen aus den beiden Hochtälern vorliegen, muß der von ANDRÉ angegebene Zeitpunkt der Deglaziation auch als erster, grober Anhaltspunkt für das Maximalalter der fossilen Eiskeilnetze dienen. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass die Eiskeilentwicklung im Gebiet erst wesentlich später im Holozän einsetzte.

Einen möglichen Hinweis auf eine jüngere Eiskeilentwicklung im Nissunvagne und Pallenvagne liefern die Grabungsbefunde. Die aufgeschlossenen Eiskeilpseudomorphosen weisen erheblich geringere Abmessungen auf als die im Küstenraum Finnmarks angetroffenen „fossilen Eiskeile“, die mit wenigen Ausnahmen aus der Fossilisierung jungdryaszeitlicher Eiskeile resultieren (vgl. u. a. SVENSSON 1963, SOLLID et al. 1973, MEIER 1996, 2020), was in etwa dem angeführten Maximalalter der Eiskeilbildung in den südöstlichen Abisko-Bergen entspricht. Die Größenunterschiede der Eiskeilpseudomorphosen zwischen den beiden Gebieten können allerdings auch substrat- und / oder klimabedingt sein. Weitere Indizien für eine postdryaszeitliche Eiskeilentwicklung liefern Studien und Grabungsbefunde aus anderen Hochgebirgsregionen Nordschwedens, insbesondere aus dem Padjelanta-Nationalpark (vgl. u. a. RAPP & ANNERSTEN 1969, RAPP & CLARK 1971, WESTIN 2000). RAPP & ANNERSTEN haben dort mehrere Netzwerk-Spaltenzüge im Puolejokk-Gebiet im August 1967 aufgegraben. Die oberflächlichen Mulden waren in sandigen glazifluvialen Sedimenten von minerogenen Keilstrukturen mit oberen Öffnungsbreiten von mehreren Dezimetern unterlagert, die sich bis in Tiefen 110 cm erstreckten. Dagegen zeigten die Profile in feinkörniger, schluffiger, steinreicher Grundmoräne nur maximal 3 cm breite, sandgefüllte Spalten. Unterhalb der Permafrosttafel existierten bis zu 2 cm breite, vertikale Eisfüllungen im Permafrostboden. Beide Lokalitäten waren von Permafrostboden unterlagert. Die Auftautiefe betrug am 2.8.1967 in den glazifluvialen Sedimenten 1,1-1,2 m, in der Grundmoräne 0,8-0,9 m. Bodentemperaturmessungen belegen, dass der Permafrostboden bis in Tiefen von bis zu 4 m von den damaligen Lufttemperaturen beeinflusst wurde und daher kein Relikt früherer Umweltbedingungen darstellte (vgl. RAPP & CLARK 1971). Die beiden Autoren interpretieren die Polygone, deren Spaltenzüge von den breiteren minerogenen Keilfüllungen unterlagert sind, als vermutlich „subfossile“ Eiskeilpolygone, die bei einer ehemals geringmächtigeren saisonalen Auftautiefe des Permafrostbodens gebildet worden sind. Die Polygone mit den dünnen Keilfüllungen sind schwerer zu deuten. Sie können nach RAPP & CLARK polygonale Kontraktionsspalten darstellen, die im Permafrostboden oder im tiefgründigen saisonalen Frostboden entstanden sind. Der Bauplan der im Nissunvagne und Pallenvagne aufgegrabenen Polygonspalten ähnelt dem der „subfossilen“ Eiskeilpolygone im Puolejokk-Gebiet. Allerdings sind die polygonalen Netzwerke im Puolejokk-Gebiet nachweislich von Permafrostboden unterlagert. WESTIN (2000) konnte die entsprechenden Angaben von RAPP & ANNERSTEN (1969) durch Bodentemperaturmessungen im Zeitraum 1997-1999 bestätigen. Erstaunlicherweise hatten sich die Bodentemperaturen in 3 m und 4 m Tiefe trotz der Klimaerwärmung im Rahmen des „Climate Change“ zwischen den Messungen 1963/64 (Daten in RAPP & CLARK 1971) und 1998/99 (vgl. WESTIN 2000) kaum verändert, was auf relativ stabile Temperaturverhältnisse im Permafrostboden deutet und auf einen Fortbestand des Dauerfrostbodens bis in die Gegenwart schließen läßt. Wie schon RAPP & ANNERSTEN (1969) bei ihren Feldstudien 1967 festgestellt hatten, beobachtete auch WESTIN 1997-1999 Risse und klaffende Spalten in den Sedimenten am Grunde der Polygonfurchen als Folge von Thermokontraktionen im Frostboden. Bei einer Geländebegehung von MEIER & THANNHEISER am Rande von Palsastudien in unmittelbarer Nähe (vgl. MEIER 2015) wurden Ende August 2011 allerdings keine Rißbildungen mehr beobachtet. Trotz Gemeinsamkeiten (Lagebedingungen, Substrate) besteht durch das Vorhandensein von Permafrostboden unter den polygonalen Netzwerken ein wesentlicher Unterschied zu den fossilen Eiskeilpolygonen im Nissunvagne und Pallenvagne. Ob dieser ein langfristig strengeres Bodenfrostregime anzeigt im Vergleich zu den Hochtälern der südöstlichen Abisko-Berge, ist zweifelhaft. Ebenso bleibt unklar, ob die klimatischen Rahmenbedingungen der Eiskeilbildung in beiden Gebieten nur unmittelbar nach der Deglaziation vom pleistozänen Inlandeis erfüllt waren oder nochmals in späteren Abschnitten des Holozäns. Die geringeren Abmessungen der minerogenen Keilfüllungen in beiden Gebieten im Vergleich zu

den fossilen Eiskeilen an der Küste Finnmarks könnten auf eine Eiskeilentwicklung nach der Jüngeren Dryaszeit weisen, als die klimatischen Voraussetzungen für die Entwicklung von Eiskeilpolygonen nur an wenigen windexponierten, schneearmen und daher kälteausgesetzten Plätzen im nordschwedischen Hochgebirge erfüllt waren.

Die Entwicklung von Eiskeilnetzwerken ist nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand (wahrscheinlich) an einen geschlossenen (kontinuierlichen) Permafrostboden geknüpft. Ein kontinuierlicher Permafrostboden kann unter sehr unterschiedlichen klimatischen Verhältnissen existieren, in Nordeuropa z. B. bei Jahresmitteltemperaturen der Luft zwischen $-2,2\text{ °C}$ und $-10,0\text{ °C}$ (Björnöya: $-2,2\text{ °C}$, Nordenskiöldland: $-4,7\text{ °C}$ bis $-10,0\text{ °C}$, Abisko-Berge: ca. $-5,5\text{ °C}$ bis $-7,0\text{ °C}$ während der 1980er Jahre, vgl. MEIER 2020). Im Rahmen der Klimaerwärmung seit den 1990er Jahren haben sich die Werte um $1\text{--}3\text{ °C}$ erhöht, ohne dass es zu einer weitreichenden Auflösung des geschlossenen Permafrostbodens gekommen ist. Der Permafrostboden steht folglich nicht immer im Gleichgewicht mit den aktuellen Klimaverhältnissen, sondern kann infolge seiner verzögerten, trägen Reaktion auf Veränderungen, auch frühere Klimabedingungen widerspiegeln (reliktärer Permafrostboden). Ferner ist zu berücksichtigen, dass die Entwicklung von Eiskeilnetzen zwar an das Vorhandensein eines kontinuierlichen Permafrostbodens geknüpft ist, es aber nicht in jedem Gebiet mit einem geschlossenen Permafrostboden zur Entwicklung von Eiskeilnetzen kommt. Für die Genese von Eiskeilnetzen müssen außer den frostklimatischen Rahmenbedingungen auch die standörtlichen Varianzfaktoren (Substrat, Vegetation, Schneedecke, Relief etc.) geeignet sein. Im kontinuierlichen Permafrostboden Nordenskiöldlands wurden aktive (mit aktueller Riß- / Spaltenbildung), inaktive (ohne Spuren aktueller thermischer Kontraktion) und sogar „fossile“ Eiskeile (Eiskeilpseudomorphosen) über reliktärem Permafrostboden im Untergrund beobachtet. Die Verbreitung letzterer beschränkt sich auf das stärker maritim geprägte Tiefland an der Nordenskiöldküste bei Kapp Linné, wo Eiskeile in allen Aktivitätsstadien räumlich eng vergesellschaftet mit Frostspaltenmakropolygonen ohne perennierendes Spalteneis („soil-wedge“ polygons) anzutreffen sind (vgl. MEIER 1991b, 1993, 1996, MEIER & THANNHEISER 2009).

Das Vorkommen von Eiskeilnetzen in einem Gebiet indiziert zwar die Existenz eines (wahrscheinlich) kontinuierlichen Permafrostbodens am Standort, erlaubt aber keine Rückschlüsse auf die exakten Klimaverhältnisse. Folglich läßt sich mittels fossiler Eiskeile auch kaum das Klima zur Zeit der Eiskeilbildung in einem Gebiet rekonstruieren. Automatische Langzeitmessungen (2005-2017) im Adventtäl in Nordenskiöldland (vgl. u. a. MATSUOKA, CHRISTIANSEN & WATANABE 2018) liefern zahlreiche neue Erkenntnisse zur Eiskeildynamik, die die Rolle des Klimas bei der Eiskeilentwicklung präzisieren und den Wert der Eiskeilpolygone als (Paläo-) Klimaindikatoren einschränken. Letzteres gilt insbesondere für die in älteren Periglaziär-Lehrbüchern häufig zitierten und bei einschlägigen Paläoklima-Rekonstruktionen gern berechneten Jahresmitteltemperaturen der Luft. Die saisonale Eiskeilaktivität ist nach MATSUOKA, CHRISTIANSEN & WATANABE eng mit Frosthebungsprozessen beim Gefrieren und Sackungsvorgängen beim Auftauen sowie temperaturinduzierten Ausdehnungs- und Kontraktionsvorgängen im Substrat verknüpft. Im Mitt- und Spätwinter kommt es im Laufe rascher Abkühlungsphasen in den Eiskeilfurchen zu temporären Ausdehnungsvorgängen und zur Riß- und Spaltenbildung infolge thermischer Kontraktion des umgebenden Permafrostbodens, wodurch sich die Furche verbreitert und Risse / Spalten in der gefrorenen Auftauschicht entstehen können. Als thermische Grenze für eine Riß- (Spalten-) Bildung bis in den Permafrostboden im Untergrund identifizierten MATSUOKA, CHRISTIANSEN & WATANABE für die Eiskeil-Lokalität im unteren Adventtäl nahe der Studien-Lokalität von MEIER (1991b, 1993, 1996) die folgende Kombination von Schwellenwerten: Eine Abkühlung der Landoberfläche auf unter -20 °C , einen Temperaturgradienten von mindestens $-10\text{ °C} / \text{m}$ bis in 1 m Tiefe sowie eine Abkühlungsrate von wenigstens $1,5\text{ °C}$ an der Oberfläche. Diese Werte lassen erkennen, dass die Riß- (Spalten-) Bildung durch eine rasche, tiefe Abkühlung und durch eine präexistente, brüchige Frostbodenlage begünstigt und verstärkt wird. Die Untersuchungen verdeutlichen ferner, dass die Riß- (Spalten-) Bildung an der Grenze der thermischen Voraussetzungen der Eiskeilaktivität durch eine spärliche Schneedecke und eine damit verbundene erhöhte Kälteexposition begünstigt wird.

Die Ergebnisse der aufwendigen Untersuchungen von MATSUOKA, CHRISTIANSEN & WATANABE (2018) ermöglichen es, die jährliche Variabilität der Eiskeildynamik und ihre Abweichung

von langfristigen Trends besser einzuschätzen. Eine intensive Eiskeilaktivität spiegelt nicht zwangsläufig niedrige mittlere Luft- und Bodentemperaturen auf der jährlichen oder saisonalen (Winter-) Zeitskala wider, sondern belegt lediglich die Existenz von winterlichen Kaltphasen, die eine rasche Abkühlung der oberflächennahen Sedimente zur Folge haben. Eine intensive Aktivität kann selbst in Wintern mit einer relativ hohen mittleren Lufttemperatur stattfinden. Eine kurze Kältephase kann an einem Standort mit dünner Schneedecke in einer bereits kalten, gefrorenen Auftauschicht auch in einem „warmen“ Winter eine rasche und tiefe Abkühlung des Substrats bewirken, als deren Folge breite und tiefe Spalten entstehen können. Allerdings ist die Häufigkeit der Reiß- (Spalten-) Bildung in diesem Fall vermutlich reduziert. Die Studie macht deutlich, dass das Auftreten von Eiskeilpseudomorphosen paläoklimatisch vor allem ehemalige Permafrostgebiete mit einer fehlenden oder spärlichen Schnee- und / oder Vegetationsdecke indiziert, die strenge winterliche Kältephasen durchlaufen haben. Abweichend von der weit verbreiteten Meinung liefern die Eiskeilpseudomorphosen kaum Informationen über die früheren mittleren Luft- und Bodentemperaturen eines Gebietes, da sie die Verhältnisse an der Bodenoberfläche (Schnee, Vegetation) ignorieren und eher kurze, plötzlich auftretende Kälteereignisse als die saisonalen Gegebenheiten die Reiß- (Spalten-) Bildung durch thermische Kontraktion steuern (vgl. CHRISTIANSEN 2005).

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt ist es kaum möglich, zuverlässige Angaben zum Paläoklima und zu den Details der ehemaligen Eiskeilaktivität in den Abisko-Bergen zu machen. Sicher ist nur, dass die Eiskeilnetze (wahrscheinlich) in einem kontinuierlichen Permafrostboden angelegt worden sind, wobei die damaligen frostklimatischen Formungsbedingungen noch unbekannt sind. Dies gilt auch für die damals herrschenden Jahresmitteltemperaturen der Luft. Die Reiß- (Spalten-) Bildung in Eiskeilen vollzieht sich im Winter, während bei der Berechnung der Jahresmitteltemperaturen auch die Sommertemperaturen berücksichtigt werden. Ferner werden die Jahresmitteltemperaturen über längere Zeiträume (z. B. 30-jährige „Normalperioden“) ermittelt, wodurch signifikante kurzfristige Klimaschwankungen und Kaltphasen „verdeckt“ werden. In ungewöhnlich kalten Wintern mit vielen tiefen Temperaturstürzen kann es möglicherweise auch in der Zone (Höhenstufe) des diskontinuierlichen Permafrostbodens zur Spaltenbildung und anschließender Eis-anreicherung und daraus resultierender Bildung eines schmalen Eiskeils im Permafrostboden kommen, wodurch Paläoklima-Rekonstruktionen anhand von Eiskeilpseudomorphosen in ihrer Zuverlässigkeit und ihrem Wert noch weiter eingeschränkt werden (vgl. MEIER 2020).

3.1.8.6. Strukturböden

Die durch eine frostdynamisch bedingte Trennung von Fein- und Grobmaterial gekennzeichneten Strukturböden sind in den Abisko-Bergen auf den vegetationsfreien lockermaterialbedeckten Geländepartien abseits der Steilwände und nackten Felsflächen in erstaunlicher Formenvielfalt entwickelt. Am häufigsten sind Steinpolygone, Feinerdeinseln und Steinstreifen anzutreffen, die zumeist vergesellschaftet auftreten, sich zu größeren Feldern zusammenschließen und dadurch der Bodenoberfläche eine auffällige Musterung verleihen (Frostmusterböden). Diese Musterung wird stellenweise durch Farbunterschiede zwischen den Feinmaterialkernen und den Grobmaterialbereichen verstärkt.

Die Verbreitung der Strukturböden erstreckt sich von den Tieflagen am Ufer des Torneträsk bis in die Blockfelder der Hochlagen in ca. 1500 m Höhe ü. M., wo der höhenwärts zunehmende Mangel an frostempfindlichem Feinmaterial als limitierender Faktor der Strukturboden-Entwicklung wirkt. In der Birkenwald- und in der Tundrenstufe wird die Morphogenese von Strukturböden durch die weithin geschlossene Vegetationsdecke behindert, insbesondere durch das dichte Wurzelwerk der Pflanzen, das frostdynamische Bodenbewegungen erschwert. Dennoch wurden auch dort aktive Strukturböden angetroffen. Ihre Verbreitung beschränkt sich auf vegetationsfreie oder -arme Plätze innerhalb der ansonsten geschlossenen Vegetationsdecke, wie etwa im Sommer oder Frühherbst trockenfallende, feinmaterialreiche Talbodenabschnitte und Seeuferbereiche, deren periodische Wasserbedeckung keinen Pflanzenwuchs gestattet (vgl. Foto 45). Das Vorkommen von aktiven Strukturböden an derartigen Plätzen belegt, dass die frostklimatischen Voraussetzungen der Strukturbodengenese auch in den tieferen Lagen der Abisko-Berge erfüllt sind (extrazonale Vorkommen). Die Mehrzahl der im Birkenwald- und Tundrenbereich beobachteten Strukturböden ist jedoch inaktiv, wie die von einer dichten Pflanzendecke überzogenen Feinmaterialbereiche und die offensichtlich immobil, von Krustenflechten bedeckten Steine und Blöcke ausweisen. Das Verbreitungsgebiet

der Strukturböden wird in den Abisko-Bergen weniger durch frostklimatische als durch edaphisch-hydrologische Faktoren sowie die Vegetationsverteilung bestimmt. Dabei ist die Strukturboden-Entwicklung eng an das Vorkommen schlecht sortierter, pelithaltiger Lockersubstrate geknüpft. Solche Sedimente sind vor allem auf den Talböden der Trogtäler am Grunde der zahlreichen Mulden in moränischen und glazifluvialen Ablagerungen zu finden. Dort werden die frostdynamischen Sortierungsvorgänge jedoch weithin durch eine dichte Vegetationsdecke eingeschränkt, so dass sich die Verbreitung größerer Strukturbodenfelder auf die vegetationsarmen oder -freien Verebnungen und flachwelligen Blockfelder der Hochlagen konzentriert. In den Senken sammelt sich häufig Feinmaterial, das teils aus Moränenablagerungen, teils aus der in situ-Verwitterung der Festgesteine stammt und die Strukturbodenbildung begünstigt.



Foto 45: Extrazonales Strukturboden-Vorkommen am Grunde einer periodisch wasserüberstauten und daher stellenweise vegetationsfreien Mulde im Waldgrenzbereich am NO-Ufer des unteren Kårsavagejaure-Sees (ca. 680 m ü. M.). Die Strukturböden (Feinerdeinseln, Steinpolygone, Steininseln) haben sich in glazifluvialen Sedimenten im unteren Abschnitt der Mulde entwickelt, wo eine längerfristige Durchfeuchtung und Mobilität des Substrats gewährleistet ist. 3.8.2019

Die Strukturböden zeichnen sich in den Abisko-Bergen durch einen reichhaltigen Formenschatz aus. Nach der Gestalt lassen sich Steininseln, Steinringe, Steinpolygone, Steinstreifen, Feinerdeinseln und Feinerdestreifen unterscheiden. Diese Formvarianten treten in unterschiedlicher Ausprägungsschärfe und Dichte auf, wobei auch Übergänge zwischen den einzelnen Varianten existieren. Es lassen sich Kleinformen mit einem Durchmesser von weniger als 50 cm und Großformen mit einem Radius von mehr als 50 cm unterscheiden. Bei den streifenförmigen Strukturbodenvarianten wird die Abgrenzung anhand des Streifenabstandes vorgenommen. Verschiedene Formvarianten und Formgrößen können räumlich eng vergesellschaftet innerhalb eines einzigen Strukturbodenfeldes vorkommen. Bisweilen sind Großformen durch Kleinformen sekundär strukturiert, so dass verschiedene Strukturboden-Generationen unterschieden werden können. Die Feldstudien weisen auf eine deutliche Dominanz von Großformen gegenüber Strukturboden-Kleinformen in den Abisko-Bergen. Dies gilt sowohl für aktive, noch in Weiterbildung begriffene Strukturböden als auch für inzwischen inaktive Formen.

Zu den auffälligsten, im ebenen Terrain weit verbreiteten Strukturböden zählen die Steinpolygone, die sich oftmals zu ausgedehnten Netzwerken zusammenschließen, die mehr als hundert Einzelexemplare enthalten können (vgl. Fotos 9 und 46). Die einzelnen Steinpolygone werden von einem Feinerdekern und einem polygonal angeordneten Steinrahmen gebildet, wobei penta- und hexagonale Muster vorherrschen. Die Oberfläche des Feinerdekerns ist bisweilen völlig steinfrei; zumeist ist aber auch Grobmaterial vorhanden. Nicht selten ist eine in peripherer Richtung zunehmende Verdichtung der Grobkomponenten zu beobachten. Das Feinerdezentrum kann an seiner Oberfläche durch Rißpolygone – mit oder ohne Steinchenfüllung – sekundär gegliedert sein (vgl. MEIER 2020). Die Rahmensteine sind gemäß den unterschiedlichen Ausgangssubstraten scharfkantig (Frostschutt), kantengerundet (Moräne) oder stärker zugerundet (Glazifluvium). Oft befinden sie sich in Hochkantstellung mit tangentialer Anordnung zum Umriß des Feinerdekerns. Die größten Steine liegen häufig in der Rahmenmitte. Der Knotenpunkt mehrerer Steinrahmen wird

nicht selten durch einen besonders großen Stein oder Block markiert. Weiträumige Feinmaterialkerne sind vorzugsweise von einem breiten Steinrahmen umgeben (steinig-blockig zerfallende Gesteine), seltener von einem schmalen Steinrahmen (plattig-scherbig zerfallende Schiefergesteine mit Hochkantstellung). Die in den Steinpolygonfeldern der Frostschuttstufe (u. a. Latnjatjärro-Käppatjåkka, Kuoblatjärro, Nissuntjärro, Pallentjåkka) angetroffenen Steinpolygone haben zumeist Durchmesser von 1,5-4,0 m. Am Rande der Netzwerke verringert sich der Polygondurchmesser häufig. Stellenweise ist ein Übergang zu unregelmäßiger geformten Mustern sowie Feinerdeinseln festzustellen. Die Verbreitung scharf ausgeprägter Steinpolygone beschränkt sich auf horizontale oder nahezu horizontale Relieffpartien. Schon bei Böschungswinkeln von 3-4° ist vielfach eine Streckung der Polygone in Gefällsrichtung zu beobachten. Mit zunehmender Hangneigung vollzieht sich ein allmählicher Übergang von hufeisenförmig deformierten Steinpolygonen zu Steinstreifen, deren Abstand etwa dem Durchmesser der Steinpolygone entspricht. Außer auf geböschten Geländepartien wurden deformierte Steinpolygone auch auf Flächen ohne erkennbare Hangneigung beobachtet. Dabei handelt es sich vornehmlich um Plätze, die von feinmaterialreichen, stark durchfeuchteten und damit hochgradig mobilen Lockersedimenten eingenommen werden, wie etwa Bach- und Seeufern (vgl. MEIER 1996).



Foto 46: Aktives Steinpolygonnetz am Talschluß des südwestlichen Seitentales des Rakkasjåkka-Tales. Das Netzwerk hat sich auf dem feuchten Talboden in Bach- und Seeufernähe (1017 m ü. M.) in einem Gemisch aus Grundmoräne und lokalem Verwitterungsschutt entwickelt. Die Feinmaterialbereiche der Steinpolygone sind aufgewölbt und enthalten eisreiche Frostbodenkerne. 20.8.1987

Die Steinstreifen haben mit Ausnahme der Steinanordnung viele Gemeinsamkeiten mit den Steinpolygonen. Der Grenzwert zur Ausbildung typischer Steinstreifen liegt, je nach Substratbeschaffenheit, zwischen 8° und 12° Hangneigung. An feinmaterialreichen und sehr feuchten Plätzen, wie unterhalb langfristiger, langsam abschmelzender Schneeflecken und an periodisch trocken fallenden Seeufern, können sich Steinstreifen auch bei wesentlich geringeren Böschungswinkeln entwickeln (vgl. MEIER 2020). Von den Feinerdestreifen unterscheiden sich die Steinstreifen hauptsächlich dadurch, dass nicht Feinerde in eine Grobmaterialmatrix, sondern Grobschutt in eine Feinmaterialmatrix eingebettet ist (vgl. MEIER 1987). Bei den Steinstreifen übertrifft die Breite der Feinmaterialstreifen in aller Regel diejenige der Grobmaterialstreifen. Oftmals sind die Feinmaterialstreifen zwei- bis dreimal so breit wie die Steinzüge. Die geradlinig bis geschwungen in Gefällsrichtung verlaufenden Steinstreifen sind in den Abisko-Bergen 20-150 cm breit und bis zu 50 m lang, wobei der Abstand zwischen den Steinzügen 1-5 m beträgt. An flacheren Hängen ist oftmals ein Konvergieren und Divergieren der Steinzüge zu beobachten. Größere Steine und Blöcke im Zentrum der Steinzüge befinden sich oftmals in Kantenstellung; ihre Längsachsen sind vorzugsweise in Gefällsrichtung eingeregelt. Im kleinstückigen, scherbigen Schieferdetritus sind Steinstreifen mit geringeren Abmessungen entwickelt. Im Unterschied zu den Steinstreifen-Großformen im steinig-blockigen Detritus sind die Feinerdestreifen stellenweise leicht aufgewölbt ohne jedoch die kantengestellten Rahmensteine zu überragen. Die frostdynamisch entstandenen Steinstreifen-Großformen ähneln in ihrem Erscheinungsbild

langgestreckten Steinanreicherungen andersartiger Morphogenese, die in den Abisko-Bergen an stärker geböschten Hängen (20-30° Neigung) weit verbreitet sind und mit denen Verwechslungsgefahr besteht. Dazu zählen nivale Abflussrinnen unterhalb langfristiger Schneeflecken und schmale glazifluviale Abflußbahnen im moränischen Terrain in Gletschernähe. Diese Steinstreifen sind durch lineare Feinmaterialausspülung gebildet worden. Das hangabwärts freigesetzte Schmelzwasser hat das Feinmaterial zwischen den Grobkomponenten entfernt, wobei letztere in Gestalt hangabwärts verlaufender Steinstreifen zurückblieben. Dabei entsteht vor allem bei dichter Scharung und paralleler Anordnung der Steinanreicherungen der Aspekt eines durch frostdynamische Vorgänge entstandenen Streifenbodens. Das Material der Steinzüge ist allerdings nicht verlagert worden, nicht kantengestellt und überragt auch nicht die Feinmaterial enthaltenden Zwischenräume, womit die wichtigsten Unterscheidungskriterien genannt sind. Dennoch ist eine eindeutige Zuordnung bisweilen problematisch, insbesondere bei seit langer Zeit inaktiven, vegetationsbesetzten Streifenformen.

An feuchten, feinmaterialreichen Plätzen sind Steinpolygone und unregelmäßig verlaufende Steinstreifen oftmals mit Steininseln vergesellschaftet. Sie zeichnen sich durch einen kreisrunden bis ovalen Grundriß aus und sind flachschalig, taschen- oder trichterförmig in das Feinmaterial eingelassen. Das Grobmaterial erscheint zumeist deutlich sortiert, indem die größeren Steine und Blöcke eine zentrale Position einnehmen und von kleineren Komponenten umgeben sind. An Standorten mit einem hohen Grundwasserspiegel, wie Bach- und Seeufern, sind die Steininseln bisweilen von Zerrungsrissen umgeben, die ein Einsinken der schweren Steine in das feuchte Feinmaterial anzeigen. Der Durchmesser der Steininseln variiert von wenigen Dezimetern bis zu 2 m. Ob die im Birkenwald- und Tundrenbereich im vegetationsbedeckten Gelände verbreiteten Steininseln auf eine frostdynamische Detritussortierung zurückzuführen sind, läßt sich nicht immer zweifelsfrei entscheiden. Ähnlich den Steinstreifen dürfte es sich bisweilen um Formen mit einer andersartigen Morphogenese, d. h. konvergente Erscheinungen, handeln (vgl. MEIER 1996). Wie die auf hochgradig mobilen, stark durchfeuchteten Lockersedimenten ausgeprägten Übergangsformen zwischen Steinpolygonen, Steinstreifen und Steininseln ausweisen, können sich die genannten Formvarianten des Strukturbodens auseinander entwickeln. Bevorzugte Ansatzpunkte für die Entwicklung von Steininseln aus Steinpolygonen sind offenbar die durch größere Steine und Blöcke markierten Eckpunkte der Steinrahmen. Auf der Varanger-Halbinsel wurden ferner Übergänge von Steinpolygonen zu Steininseln über das Zwischenstadium geschwungener Steinstreifen beobachtet.

Anstelle von Steinpolygonen oder Steininseln sind auf horizontalen oder wenig geneigten Flächen gelegentlich Steinringe entwickelt. Sie wurden nur in der Frostschuttstufe als offensichtlich aktive, in Weiterbildung begriffene Formen beobachtet. Konstituierendes Merkmal dieser Formvariante des Strukturbodens ist ein runder bis ovaler wallförmiger Steinrahmen, der ein tiefer gelegenes Feinmaterialzentrum umschließt. Im Unterschied zu den Feinerdeinseln überragt das periphere Grobmaterial nicht nur das Feinmaterialzentrum, sondern auch die äußere Umgebung der Steinringe. Der Durchmesser der Feinmaterialzentren überschreitet die Rahmenbreite von 30-50 cm zumeist deutlich – ein wesentlicher Unterschied zu den eng vergesellschafteten, eindrucksvollen Steinringen an der Nordenskiöldküste Westspitzbergens (vgl. MEIER 1991b, 1996, MEIER & THANNHEISER 2009). Die Rahmensteine sind kantengestellt und tangential eingeregelt, ein Merkmal, das im plattig-scherbigen Detritus besonders auffällig in Erscheinung tritt. Bei kleinstückigem, insbesondere leicht zugerundetem Material, ist eine Größensortierung der Rahmensteine zu beobachten, wobei die Wände der Steinrahmen mit kleineren Steinchen ausgekleidet sind, so dass der Steindurchmesser sowohl in Richtung auf das Steinringzentrum als auch nach außen hin abnimmt. Die Steinringe kommen in den Hochlagen der Abisko-Berge in Kleingruppen oder in größeren Feldern vor, vorzugsweise am Grunde vernäßter Mulden in der Umgebung von langfristigen Schneeflecken. Auf geböschten Flächen sind die Steinringe, ähnlich den Steinpolygonen, in Gefällsrichtung ausgezogen. Im Unterschied zu den übrigen Strukturbodenvarianten wurden im Birkenwald und im Tundrenbereich keine inaktiven, inzwischen mit Pflanzenwuchs versehenen Steinringe beobachtet.

In den Blockfeldern der Frostschuttstufe bilden Feinerdeinseln im Grobschutt die vorherrschende Strukturboden-Variante. Der Grundriß ist kreisrund, oval oder unregelmäßig gestaltet. Der Durchmesser

der Feinerdeinseln variiert zumeist zwischen 50 cm und 150 cm, kann aber bis zu 2 m betragen. Die Feinerdeinseln sind gelegentlich als isolierte Einzelformen anzutreffen, treten aber häufiger in räumlicher Vergesellschaftung auf. Felder mit 50-100 Einzelformen sind keine Seltenheit, insbesondere in Muldenlage an Standorten mit einem hohen Grundwasserspiegel. Die Oberfläche der Feinerdeinseln ist mitunter durch Reiß- oder Spaltenpolygone gegliedert. Entlang der Spalten finden sich häufig Spuren frisch aufgedrungenen Feinmaterials, die von einer gewissen Aktivität im Feinerdekessel zeugen. Am Rande der Feinerdeinseln sind die angrenzenden Grobkomponenten bisweilen leicht kantengestellt. Wie Übergangsformen zwischen Feinerdeinseln und Steinpolygonen ausweisen, sind die beiden Formvarianten des Strukturbodens genetisch verwandt. Offensichtlich vollzieht sich eine Entwicklung von Feinerdeinseln zu Steinnetzwerken: Indem sich die Feinerdeinseln vergrößern und ausweiten, wird die trennende Stein- und Blockdecke immer stärker eingengt, bis schließlich ein Steinnetzwerk mit relativ breiten Steinzügen entsteht (vgl. STINGL 1974).

Als Besonderheit wurden in den Hochlagen der Abisko-Berge vereinzelt Feinerdeknospen als Kleinformen des Strukturbodens beobachtet. Ihre Verbreitung beschränkt sich auf flache, von feinkörnigen Lockersedimenten bedeckte, windexponierte und daher vegetationsarme Kuppen und Sättel. In den südöstlichen Hochtälern wurden sie vorzugsweise im Kronenbereich von Moränenhügeln beobachtet. Die Feinerdeknospen bestehen aus feuchtem, locker gelagertem Feinmaterial, das einen oberflächlichen Steinchenpanzer knospen- oder fladenartig durchbricht. Ihr Durchmesser beträgt 10-15 cm. Nach nächtlichen Bodenfrösten wurde im Feinmaterial Eis angetroffen, nach ausstrahlungsreichen Nächten im Nissunvage und Pallenvage (September 2013) Nadeleis an der Oberfläche. Nach dem Ausschmelzen des Eises im Innern der Feinerdeknospen blieben im Sediment Hohlräume zurück, die dem Feinmaterial eine lockere, schwammige Struktur verliehen, ohne dass sich die äußere Gestalt der Feinerdeknospen merklich veränderte. Die Feinerdeknospen gehen bei zunehmender Hangneigung in schmale Feinerdestreifen über; größere Steine werden stromlinienartig „umflossen“. Die Gefügemerkmale der Feinerdestreifen entsprechen mit Ausnahme der Längserstreckung jenen der Feinerknospen. Die auf den Moränenkuppen studierten Feinerdestreifen waren 75-120 cm lang und 5-10 cm breit. Mehrere parallel angeordnete Feinerdestreifen waren gegenüber den begleitenden schmalen Schuttstreifen leicht aufgewölbt.

Um Hinweise auf die Morphogenese der verschiedenen Strukturboden-Varianten zu erhalten, wurde der innere Bauplan der Formen an verschiedenen Lokalitäten näher studiert. Bei den Grabungsarbeiten erwiesen sich die häufige Bindung der Strukturboden-Vorkommen an feinmaterialreiche, stark durchfeuchtete Standorte und der damit einher gehende hohe Grundwasserspiegel als hinderlich. Zumeist begrenzte rasch eindringendes Grundwasser die Grabungs- und Profiltiefe. Dennoch fanden sich wichtige Anhaltspunkte zur Morphodynamik und Morphogenese von Strukturböden bei unterschiedlichen klimatischen und edaphisch-hydrologischen Standortverhältnissen. Es wurden Strukturböden im Birkenwald-, Tundren- und Frostschuttbereich in unterschiedlichen Entwicklungsstadien analysiert. In den Hochtälern und Blockfeldern ließ sich nicht immer feststellen, ob die Strukturböden von wasserstauendem Fels oder Permafrostböden unterlagert waren. Untersucht wurden u. a. Strukturböden im Kårsavagge (in Ufernähe des unteren Kårsavaggejaure), im Moränenmaterial südlich des „Opferplatzes“, in glazifluvialen Ablagerungen im Pessisvage, im Hangschutt am Rande der Rakkaslako-Verebnungen I und II, im Grundmoränen-Detritus-Gemisch im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales, im Hangschutt-Grundmoränen-Gemisch im mittleren Pallenvage sowie in der Frostschuttstufe am Rodhe-See, Latnjatjärro-Kåppatjåkka, Pallentjåkka (Tälchen und Sattel südlich des Gipfels) und Nissuntjärro (Gipfelplateau).

Bei den in allochthonen Sedimenten (Moräne, Glazifluvium, Kolluvium) entwickelten Strukturböden handelt es sich zumeist um „schwebende“ Formen, deren Grobkomponenten schalen- oder taschenförmig in feineres Material eingelassen sind. Beispiele bilden die aktiven „extrazonalen“ Strukturböden am unteren Kårsavaggejaure und im Pessisvage, die periodisch überflutete und daher vegetationsfreie Standorte besetzen. In den stark durchfeuchteten und daher hochgradig mobilen Substraten ist stellenweise ein Übergang von Steinpolygonen zu Steininseln zu beobachten. Dabei werden die Rahmen der Steinpolygone von Feinmaterial durchstoßen oder sogar überwulstet. Durch Zusammenschluß benachbarter Feinmaterialbereiche entstehen unregelmäßig gestaltete Formen, wobei Teile der Steinrahmen erhalten bleiben. Endstadium dieser Entwicklung sind runde bis ovale Steininseln, die Fragmente der ehemaligen Steinpolygone darstellen.

Die frostdynamische Hebung des Substrats ist im Bereich der Steinzüge, insbesondere an deren Eckpunkten, die oftmals durch besonders große Steine markiert sind, am geringsten. Folglich entsteht eine Abdachung, die eine Verlagerung des Grobmaterials in Richtung auf die ehemaligen Eckpunkte der Steinpolygone ermöglicht, die schließlich zu einer punktuellen Grobmaterialanreicherung führen kann (vgl. MEIER 2020).

Im autochthonen Verwitterungsschutt der (Plateau-) Blockfelder wurden sowohl „schwebende“ als auch „sohlenständige“ Strukturböden angetroffen. Es dominieren Steinpolygone, Steinringe (vgl. KLING 1997, 1998) und Feinerdeinseln. Das Grobmaterial der Steinrahmen erstreckt sich bei den sohlenständigen Steinpolygonen und Steinringen säulenförmig in die Tiefe, vermutlich bis zum verwitterten Fels im Untergrund (Pallenvagge, Latnjatjärro-Käppatjåkka). Hinreichend tiefe Grabungen, um letzteres zu verifizieren, wurden durch einen hohen Grundwasserspiegel an den Standorten verhindert. Die Feinmaterialinseln in den Plateau- und Gipfelblockfeldern waren taschen- bis kesselförmig bis in Tiefen von 70-80 cm in den Grobschutt eingesenkt, wobei die Ränder der Feinmaterialbereiche stellenweise mit kleinstückigem Schutt ausgekleidet waren. Grabungen in einem 15-20° geneigten Steinstreifenfeld südlich des Pallentjåkka-Gipfels legten taschenförmig in den Untergrund eingesenkte Steinzüge frei, die durch vegetationsbedeckte (Moose, Flechten, *Empetrum nigrum* ssp. *hermaphroditum*, *Betula nana*), 1-2 m breite Zwischenräume aus einem feinkörnigen Hangschutt-Moränen-Gemisch getrennt waren. Die Steine und Blöcke der Steinzüge waren stellenweise mit Krustenflechten bedeckt, was ebenso wie der Pflanzenwuchs auf den zwischengeschalteten Feinmaterialpartien auf einen gegenwärtig inaktiven Strukturboden schließen läßt.

Die Morphogenese der Strukturböden wurde seit dem 2.WK sehr kontrovers diskutiert (vgl. Zusammenfassungen in KARTE 1979, BALLANTYNE 2018). Mit dem Einsatz hochauflösender, automatischer Meßmethoden im Gelände unmittelbar „am Objekt“ konnten im Laufe der letzten 3-4 Jahrzehnte zwar viele offene Fragen beantwortet und manche Hypothese entkräftet werden, doch wurde auch die Komplexität des Themenkreises deutlich. Inzwischen besteht weitreichende Einigkeit darüber, dass die formbildenden Sortierungsvorgänge durch eine differenzierte Frosthebung im Substrat initiiert werden. Die Verlagerung von Grobmaterial an den Rand und von Feinmaterial ins Zentrum des Strukturbodens könnte durch eine unterschiedliche Tiefenerstreckung der vorrückenden Gefrierfront verursacht werden, wobei die Grobkomponenten im rechten Winkel zur Gefrierfront auffrieren und das Feinmaterial vor der Gefrierfront in die Bereiche mit langsamer, weniger tief reichender Gefrorenis wandert. Einmal in Gang gesetzt, ist dieser Prozeß ein Selbstläufer, da die Gefrierfront unter der Grobmaterialanreicherung rascher vorrückt als im Feinmaterial, wo die Bildung von Eislinsen und die damit verbundene Freisetzung von latenter Wärme das tiefenwärtige Vorrücken der Gefrierfront bremst. Die vielfache höhenwärts und nach außen zum Strukturbodenrand gerichtete Verlagerung von Grobmaterial im Laufe der Frostwechselzyklen verstärkt danach sukzessive die Körnungsunterschiede zwischen den Feinmaterialkernen und Steinrahmen. Da die Feinmaterialbereiche im Unterschied zu den randlichen Steinanreicherungen frostempfindlich sind, werden sie im Winter durch Frosthebungsvorgänge aufgewölbt, so dass mit dem Einsetzen der Auftauphase oberflächennahes Feinmaterial und gröbere Komponenten durch gelisolifluidale und abluale Prozesse sowie Nadeleiswirkung radial zu den Strukturbodenrändern verlagert werden können. Die Bildung von dünnen, vorzugsweise oberflächenparallel angeordneten Eislinsen in den oberen Abschnitten der Feinmaterialkerne konnte von MEIER anhand von Motorgrabungen (Wacker-Brennkrafthammer) im Spätwinter 1982 in Steinpolygonen und Feinerdeinseln auf der Varanger-Halbinsel (Basecaerro-Plateau, Båtsfjordfjell) nachgewiesen werden. Die von den Eislinsen eingenommenen Hohlräume im Feinmaterial blieben nach dem Abschmelzen des Eises noch eine Weile erhalten, so dass die Oberfläche der Feinmaterialkerne aufgewölbt bleibt und die genannten Abtragungsvorgänge stattfinden können.

Wodurch ein unterschiedlicher Tiefgang der Gefrierfront bei der Strukturbodenanlage hervorgerufen wird, ist noch unklar. Unter den verschiedenen Alternativen fanden zwei besondere Beachtung. Die erste geht von der Existenz von Kontraktionsspalten an der Erdoberfläche infolge einer raschen Abkühlung bis weit unter den Gefrierpunkt aus. An den Spalten dringt die Gefrierfront rascher und tiefer in den Untergrund ein, so dass die Grobkomponenten dorthin wandern und sich in den Spalten anhäufen, wodurch Steinpolygone entstehen (vgl. BALLANTYNE & MATTHEWS 1983). Während der Feldstudien auf der

Varanger-Halbinsel fanden sich allerdings nur zwei Lokalitäten (Oarduskaidi-Plateau), an denen der Strukturbodenbildung eine Frostspaltenbildung vorausgegangen war (vgl. MEIER 1996, 2020). Der Spaltenverlauf bestimmte in beiden Fällen die Anordnung der Steinzüge und somit die Strukturboden-Variante (Steinpolygon). In den Abisko-Bergen wurden keine Strukturböden in Verbindung mit Spaltenbildungen beobachtet. Ausnahmen bilden Steinpolygon-Kleinformen über Spalten als Sekundärmuster von großen Steinpolygonen. Die zweite Alternative setzt nach dem Zufallsprinzip verteilte Feinmaterialnester im Ausgangssubstrat voraus, deren Material infolge der begünstigten Bildung von Eislinsen langsamer gefriert als das umgebende Substrat, wodurch die Gefrierfront ungleichmäßig unter Bildung leicht geböschter Flächen vorrückt. Obwohl zu Beginn vermutlich Steinringe und Steinnetzwerke entstehen, kann das Zusammenspiel von benachbarten Feinmaterialbereichen schließlich zur Ausbildung von Steinpolygonen führen. Dieses Konzept ist von VAN VLIET-LANOË (1988) entwickelt worden, die der Ansicht ist, dass die Entwicklung zusammenhängender Steinringe und Steinpolygone mit der Bildung von Frostspalten und positiven Frostempfindlichkeitsgradienten (Abnahme der Frostempfindlichkeit mit der Bodentiefe) in Verbindung steht, während singuläre oder miteinander verschmelzende Steinringe auf Böden entstehen, die durch negative Frostempfindlichkeitsgradienten gekennzeichnet sind.

Ein Schwachpunkt beider Erklärungsversuche ist, dass sie, zumindest bei fehlender Frostspaltenbildung, nicht die gleichmäßige Anordnung vieler Strukturbodenmuster oder deren Abmessungen erklären können (vgl. BALLANTYNE 2018). KESSLER et al. (2001) bieten eine Lösung für dieses Problem, indem sie annehmen, dass große Steinringe mit einem Durchmesser von 2-4 m selbstorganisierte Muster darstellen, die spontan durch differenzierte Frosthebung entstehen, ohne dass eine Frostspaltenbildung oder Unterschiede in der Frostempfindlichkeit (vertikal oder lateral) erforderlich sind, obwohl derartige Voraussetzungen die Initialpunkte der differenzierten Frosthebung beeinflussen und das initiale Muster steuern können. Das vorgeschlagene Modell kann zumindest die Entwicklung der markanten Steinringe auf der Strandflats Westspitzbergens (kontinuierlicher Permafrostboden, vgl. MEIER 1991b, 1996, MEIER & THANNHEISER 2009) hinreichend erklären. Inwiefern es die Entwicklung von Strukturbodenmustern im (tiefgründigen) saisonalen Frostboden, etwa auf der Varanger-Halbinsel an der Küste Finnmarks (vgl. u. a. MEIER 1996, 2020) oder in den Hochlagen der Abisko-Berge (vgl. KLING 1997, 1998) abseits der Permafrostgebiete erklären kann, ist noch unklar. Die Ausprägung der verschiedenen Strukturboden-Varianten resultiert den eigenen Geländebefunden zufolge vornehmlich aus den standörtlich wechselnden Substrateigenschaften, insbesondere der Körnung und Durchfeuchtung, sowie den Böschungsverhältnissen. So kann ein unterschiedlicher Anteil von Grob- und Feinmaterial im Substrat bereits kleinräumig innerhalb eines einzigen Strukturbodenfeldes zur Entwicklung verschiedener Strukturbodenformen führen. Eindrucksvolle Beispiele für eine derartige Formvarianz sind vor allem in jenen Strukturbodenfeldern anzutreffen, die sich im Umkreis feinmaterialreicher moränischer Ablagerungen entwickelt haben. Auf feinmaterialreichen, stark durchfeuchteten und somit hochgradig mobilen Substraten, die insbesondere in den Uferbereichen der Seen und Bäche sowie in der Umgebung langfristiger Schneeflecken eine weite Verbreitung besitzen, ist oftmals ein Übergang von verschiedenen Strukturboden-Varianten, insbesondere Feinerdeinseln, Steinpolygone und Steininseln, ineinander zu beobachten. Neben den edaphisch-hydrologischen Bedingungen trägt vor allem der Böschungswinkel entscheidend zur Differenzierung des Strukturboden-Inventars bei. Wie die häufig anzutreffende gefällsparallele Längsachsenorientierung der Grobkomponenten belegt, wird die frostdynamische Materialsortierung am Hang von gelisolifluidalen Vorgängen überlagert. Geschlossene Formvarianten werden bei zunehmender Hangneigung von langgestreckten bis streifenförmigen Strukturboden-Varianten abgelöst. Dabei erfolgt die gelisolifluidale Verlagerung des Feinmaterials zwischen den Steinzügen zumeist mit größerer Intensität als die hangabwärtige Verlagerung der Grobkomponenten (vgl. MEIER 2020).

Nach Ausweis der Feldstudien existieren in den Abisko-Bergen sowohl aktive als auch inaktive Strukturböden. Dabei muß der Aktivitätsgrad mangels langfristiger Messungen von Materialverlagerungen, insbesondere in den Feinmaterialkernen der Strukturböden, anhand der Vegetationsbedeckung der Fein- und Grobmaterialbereiche, morphologischer Prozessspuren sowie dem Stand eventuell im Feinmaterial abgelauener Bodenbildungen erschlossen werden. Voll aktive Strukturböden sind zumindest in den Feinmaterial-

zentren vegetationsfrei. Die Feinmaterialoberfläche ist nach dem Abschmelzen der winterlichen Schneebedeckung durch Eisbildung im Substrat oftmals leicht aufgewölbt, wobei die durch die Eisfüllung gebildeten Hohlräume bis weit in den Sommer Bestand haben können, so dass das oberflächennahe Substrat poröschwammig erscheint. Als weitere Anzeichen für eine anhaltende Formungsaktivität finden sich Fließstrukturen an der Oberfläche der Feinmaterialstellen sowie Sackungserscheinungen am Rande der Grobmateri- albereiche (vgl. MEIER 2020). Die Feinmaterialbereiche inaktiver Strukturböden tragen in aller Regel ein dichtes Vegetationskleid aus Gräsern und / oder Zwergsträuchern. Bisweilen haben Bodenbildungsprozesse bereits zu einer Horizontierung im Feinsubstrat geführt. Die Rahmensteine sind mit Krustenflechten be- deckt, die Zwischenräume können Moospolster beherbergen. Im Unterschied zu diesen Ruheformen wei- sen die Feinmaterialfelder teilaktiver Strukturböden eine lückenhafte Vegetationsdecke auf. Ihre Zentren sind oft kahl und bisweilen durch Reißpolygone gegliedert. Entlang der Risse aufgedrungenes, vegetations- freies Feinmaterial zeugt von jüngst abgelaufenen frostdynamischen Bewegungsvorgängen im Substrat. Ak- tive, in Weiterbildung begriffene Strukturböden sind hauptsächlich in der Frostschuttstufe anzutreffen, fin- den sich gelegentlich aber auch als „extrazonale“ Vorkommen an vegetationsfrei gehaltenen, edaphisch- hydrologisch begünstigten Standorten, wie am Grunde periodisch überfluteter Bachufer und Teiche, im Tundren- und Birkenwaldbereich.

3.2. Glaziäre Formen, Ablagerungen und Prozesse am Rande der rezenten Gletscher

3.2.1. Verbreitung von Gletschern

In den Hochlagen der Abisko-Berge existieren eine Reihe kleiner Gletscher und Eisfelder (vgl. Abb. 5 und 12), die während der „Kleinen Eiszeit“ (ab ca. 1500 n. Chr. nach KARLÉN 1973) angelegt worden sind und seit Beginn der 1920er Jahre kontinuierlich zurückschmelzen (vgl. u. a. RAPP 1996b). Der Abschmelz- vorgang hat sich im Laufe der eigenen Feldstudien (ab 1985) deutlich beschleunigt, offensichtlich als Folge der anhand des Klimadatenmaterials im Gebiet zweifelsfrei nachweisbaren Erwärmung im Rahmen des weltweiten Klimawandels. Der Kårsajökel als größter Gletscher der Abisko-Berge bedeckt inzwischen nur noch eine Fläche von ca. 0,89 km² (vgl. WILLIAMS et al. 2016). Andere Gletscher, wie z. B. die beiden Kargletscher an der Vassitjåkka-Nordflanke zum Kärkevage-Tal (u. a. Kärkerieppe), die kleinen Gletscher an den Seen Rodhejaure (1299 m ü. M.) und Kuoblajoure (1173 m ü. M.) am Kuoblatjärro sowie der Kar- gletscher an der Tjåmuhas-Nordostflanke zum Pallenvage-Tal sind inzwischen nahezu vollständig abge- schmolzen. Alle aktuellen Gletscher und Eisfelder befinden sich in Höhenlagen über 1000 m ü. M. (Aus- nahme: Kårsajökel mit einer Front in 965 m Höhe ü. M.). Verbreitungsschwerpunkte bilden das Vuoitasrita- Kårsatjåkka-Vassitjåkka-Massiv zwischen dem Kårsavagge-Tal und der schwedisch-norwegischen Grenze (u. a. Kårsajökel, Kårsatjåkkajökel, Vuoitasjökel, Vuoitasritajökel, Vassejietnja-Eisfeld) sowie die Nord- und Nordost-exponierten Talschlüsse der Hochtäler Nissunvage (Kaskasrieppe, Kukkasrieppe) und Pallenvag- ge (Pallenrieppe) sowie der nordöstliche Talhang des Siellavagge-Tals unterhalb des Adnetjärro-Gipfels im Südostteil der Abisko-Berge. Mit Ausnahme einiger kleiner hoch gelegener Eisfelder und Gletscherrelikte sowie des Ekman-Gletschers handelt es sich um Kargletscher (vgl. u. a. HOLDAR 1957). Der Kårsajökel zeichnet sich im Unterschied zu den aufgeführten Gletschern durch ein komplizierteres, mehrteiliges Ak- kumulationsgebiet (Nährgebiet) aus, das die Gletscherbildung durch seine spezifischen Lagebedingungen begünstigt hat (vgl. Foto 47). Die Gletscher nordwestlich und südöstlich der breiten Abiskotal-Senke un- terscheiden sich voneinander durch ihre Formungsvoraussetzungen (Ausgangsrelief, Gestein, Klima), die an ihnen ablaufenden glaziären Formungsprozesse sowie die bei ihrem Zurückschmelzen in der Landschaft hinterlassenen geomorphologischen Spuren. Außer der Relief- und Petrovarianz verdient vor allem die Kli- mavarianz zwischen dem stärker maritim getönten Klima im Nordwestteil der Abisko-Berge und dem stär- ker kontinental geprägten Klima im Südostteil Beachtung. Während der Feldstudien (Mitte Juli bis Anfang September) erwies sich die Abgrenzung von kleinen Gletschern und Eisfeldern gegenüber perennierenden großen Schneefeldern bisweilen als schwierig, zumal offenbar sogar Übergangsformen zwischen langfristi- gen, mächtigen Schneefeldern und kleinen Gletschern existieren (vgl. LINDH 1984, LINDH, NYBERG & RAPP 1988, NYBERG & LINDH 1990, RAPP, NYBERG & LINDH 1986). Ferner war eine Verknüpfung der glaziären Formen und Ablagerungen mit den rezenten Gletschern an einigen Plätzen (Gletschervorfel- der, Talhänge) problematisch, da der genaue Deglaziationsverlauf in einigen Talabschnitten nicht bekannt

war, wodurch die Unterscheidung von spätweichseiszeitlichen und neuzeitlichen Sedimenten erschwert wurde. Im Folgenden werden die wichtigsten Gletschertypen und das mit ihnen verknüpfte geomorphologische Formeninventar in beiden Teilen der Abisko-Berge an repräsentativen Beispielen vorgestellt.



Foto 47: Blick vom Südhang des Piran-Berges auf den Kårsa-Gletscher und dessen mehrteiliges Schnee-Akkumulationsgebiet. Die Gletscherfront ist seit den 1920er Jahren stark zurückgeschmolzen und „kalbt“ inzwischen mit einem hohen Eiskliff in einem vorgelagerten, durch eine schuttbedeckte Felsschwelle aufgestauten Schmelzwassersee (Foto aus NEREGÅRD 2017).

3.2.2. Gletscher im nordwestlichen Teil der Abisko-Berge

3.2.2.1. Kårsa-Gletscher

Der kleine Kårsa-Gletscher (Kårsajökkel) im inneren Kårsavagge-Tal reagiert wie viele andere kleine Gebirgsgletscher Nordeuropas (z. B. im nahe gelegenen schwedischen Kebnekaise-Gebiet und auf der norwegischen Lyngen-Halbinsel) besonders empfindlich und rasch auf Klimaveränderungen und ist daher vor dem Hintergrund des „Climate Change“ von besonderem Interesse. Der ca. 25 km westlich von Abisko befindliche Kårsajökkel ist durch das enge Kårsavagge-Tal (für nordische Verhältnisse) gut zugänglich und wurde daher schon früh von Touristen und Forschern besucht. Der Gletscher wurde mit Unterbrechungen seit 130 Jahren studiert (vgl. u. a. SVENONIUS 1890, 1910, AHLMANN & TRYSELIUS 1929, AHLMANN & LINDBLAD 1940, WALLÉN 1948, 1949, 1959, HOLDAR 1957, KARLÉN 1973, RIPPIN, CARRIVICK & WILLIAMS 2011, WILLIAMS, CARRIVICK, EVANS & RIPPIN 2016), woraus Aufzeichnungen über das Zurückschmelzen der Gletscherstirn im Zeitraum 1909-1939 (vgl. KARLÉN 1973) sowie Karten zur Gletschergestalt während der Jahre 1908, 1920, 1925, 1926, 1928, 1939, 1943, 1961 und 2010 resultierten. WILLIAMS, CARRIVICK, EVANS & RIPPIN (2016) haben ferner mittels ausgefeilter Rekonstruktionsmethoden aus dem vorliegenden Datenmaterial die Eisvolumina, Massenbilanzen und Rückschmelzbeträge der Gletscherfront im Zeitraum 1909-2010 berechnet. Trotz des wissenschaftshistorisch ungewöhnlich langfristigen Beobachtungsmaterials wird der Gletscher bei den regionalen Massenbilanz-Messungen der Tarfala-Forschungsstation am Kebnekaise seit 2010 nicht mehr berücksichtigt. An seine Stelle ist der Märmajökkel am Märmapass getreten, der sich rund 10 km südlich des Alisvage bereits außerhalb der Abisko-Berge befindet.

Die Ausrichtung von Gletscherschliffen im Umkreis des aktuellen Kårsa-Gletschers belegen eindeutig, dass es sich hier um ein ehemaliges Vergletscherungszentrum handelt. Die älteste Eisvorstoßrichtung verläuft von Süden nach Norden. Sie wird durch Gletscherschliffe am Kuoblatjärro-Gipfel in ca. 1250 m Höhe ü. M. sowie im Kuoblavagge und in exponierten Lagen westlich und nordwestlich dieses Tales indiziert (vgl. HOLDAR 1957). Die Eisbewegung wurde nur am Grunde durch das Relief gesteuert, wobei das tiefe Kårsavagge-Trogtal für das vorstoßende Gletschereis kein Hindernis darstellte und keine Richtungsänderung bewirkte. Dies läßt darauf schließen, dass die nordwärts gerichtete Eisbewegung übergeordnet war und von einem Kulminationszentrum des (weichselzeitlichen) Inlandeises ausging, das weit südlich der Kårsajökel-Umgebung gelegen haben dürfte, vermutlich im Kebnekaise-Gebiet. Bereits in den Tal- und Passlagen nur wenige hundert Meter unterhalb der Gipfelbereiche wurde die Ausbreitung des Gletschereises durch die Reliefgegebenheiten kontrolliert und verändert. Im West-Ost-orientierten Pass südlich des Kärketjärro-Gipfels stammen die Gletscherschliffe von einer von Westen nach Osten vorstoßenden Eisbewegung. Diese läßt sich nach Westen nur bis zum 2-3 km entfernten Vassitjåkka nachweisen. Diese Eisbewegung hatte keinen Einfluß auf die Formung des in Passnähe gelegenen Kårkevagge-Tales, in dem die letzten Reste des weichselzeitlichen Inlandeises nach Ansicht von HOLDAR (1957) durch Schneeakkumulationen im Lee des Vassitjåkka überdauern konnten. Dieser Eisrest dürfte über einen langen Zeitraum einen großen Einfluß auf den lokalen Eisfluß gehabt haben, da er Spuren bis in Höhenlagen von 1300 m ü. M. (Passhöhe südlich des Kärketjärro) hinterlassen hat. Die Berge in der Umgebung dieses Eisrestes sind rund 300 m höher. Das rund 400 m tiefe Kårkevagge-Tal, das von der nach Osten vorstoßenden Gletscherzunge überflossen wurde, war zum damaligen Zeitpunkt mit Eis gefüllt, deren nach Norden gerichtete Bewegung im Vergleich zum nach Osten vorstoßenden Eis sehr langsam war oder als Toteis stagnierte (vgl. HOLDAR 1957). Es gab allerdings auch Süd-Nord-gerichtete Eisbewegungen, die das felsige Terrain im Passbereich zwischen dem Kårsajökel und dem Kårkevagge-Tal überprägten und überschliffen. Die Passhöhe von ca. 1170 m ü. M. ist rund 100 m niedriger als der Pass südlich des Kärketjärro. Nur wenige Zehnermeter oberhalb der Passhöhe fand HOLDAR Gletscherschliffe, die die west-östliche Richtung kreuzen. Diese Kombination aus Süd-Nord- und West-Ost-orientierten Gletscherschliffen im Passbereich deutet an, dass die Eiszunge, die sich vom Kårsajökel ins Kårkevagge-Tal erstreckte, die glaziärmorphologische Entwicklung im Kårkevagge nicht allein steuerte. Diese Feststellung ist als Hinweis auf ein Vergletscherungsmuster, das von der Bewegung des Inlandeises völlig unabhängig war, von prinzipieller Bedeutung, da es ein Element einer eigenständigen Gebirgsvergletscherung (Montanvergletscherung) repräsentiert (vgl. HOLDAR 1957). Die Gletscherschliffe in den Hochlagen oberhalb 1200 m ü. M. liefern keine Hinweise auf den Umfang der Lokalvergletscherung im Gebiet. Das Schliffmuster belegt jedoch, dass sich das Eiszentrum am Platze des rezenten Kårsajökels westlich des Vuoitasrita-Berges nicht weiter erstreckte als bis zum oberen Hoiganvagge-Tal, in dem Gletscherschliffe eine Eisbewegung aus südlicher Richtung anzeigen. Die nach Osten orientierte Eisaktivität vollzog sich am deutlichsten in Gestalt des Kårsavagge-Talgletschers, der sich rund 15 km weit bis zum Abiskotal erstreckte. Diese Eisbewegung wurde zwar durch das präexistente Talrelief begünstigt, doch dürften lokalklimatische Ursachen ebenfalls eine wichtige Rolle gespielt haben. Die initialen Mulden und Nischen als Ausgangspunkte der Gletscherbildung im Gebiet waren Nord- bis Ost-exponiert und boten für die Einlagerung größerer Schneemengen in Leelagen beste Voraussetzungen, was auch für ältere Initialstadien zutrifft.

Nach der Auflösung des lokalen Eiszentrums im Raum Kårsatjåkka-Vassitjåkka-Låktatjåkka-Latnajatjåkka (Montanvergletscherung) und der Verbindung zum Abisko-Talgletscher im Spätglazial der Weichsel-Eiszeit blieb im oberen Kårsavagge-Tal ein Gletschereisrest übrig, der unter ähnlichen Rahmenbedingungen existierte wie der rezente Kårsajökel. Die umgebenden Berge sind hoch, kalteausgesetzt und schneereich. Der Ost-exponierte Talschluß hinter dem hohen Vassitjåkka-Vuoitasrita-Bergzug begünstigt die Schneeakkumulation durch seine Lage im Lee der vorherrschenden Westwinde. HOLDAR (1957) bezeichnet den Gletscher daher als typischen „Windgletscher“. Das Verhalten des Kårsajökels im Laufe des Holozäns, insbesondere seine Reaktion auf Klimaschwankungen in Gestalt von Vorstoß- und Rückschmelzphasen ist mit Ausnahme der letzten rund 130 Jahre bisher kaum bekannt. Nach HOLDAR enthält das Kårsavagge-Tal zwar die meisten und am vielfältigsten ausgeprägten glaziärmorphologischen Elemente in den Abisko-Bergen, doch sind diese nur schwer zu identifizieren und einzuordnen. Die Deglaziation des

Tales vollzog sich offenbar sehr rasch, wobei die moränischen und glazifluvialen Sedimente höchst „ungeordnet“ abgelagert wurden. Das Tal wird vom Gletscher bis zur Einmündung in das Abiskotal von Steilhängen begrenzt und ist so schmal, dass die von den angrenzenden Hängen herabstürzenden Schmelzwassermassen ihre Sedimentlast ungewöhnlich kraftvoll in und auf den Talgletscher, oftmals bis zum Gegenhang, gepresst haben. Die Lockersedimente bilden nur eine dünne Decke über dem Felsuntergrund, so dass die Entwicklung des Formeninventars niemals unabhängig war, sondern immer vom Relief der Festgesteinsunterlage kontrolliert wurde. Die günstigen Bedingungen für eine Vergletscherung im innersten Abschnitt des Kårsavagge könnten zur Folge haben, dass sich im Tal Spuren von Gletscherreaktionen finden, selbst wenn die Umgebung bereits weitgehend eisfrei war (vgl. HOLDAR 1957). Die Interpretation der Lockersedimente im Kårsavagge-Tal wird zusätzlich dadurch erschwert, dass moränische und glazifluviale Ablagerungen weithin in enger räumlicher Vergesellschaftung vorkommen, ohne dass die Grenzen morphologisch in Erscheinung treten. HOLDAR fand im Tal keine morphologischen Hinweise auf Stagnationsphasen während der Deglaziation. Er hält Unterbrechungen im Deglaziationsverlauf als lokale, relief- oder klimabedingte Phänomene dennoch für möglich.

Distal zu den neuzeitlichen Endmoränen des Kårsajökels befindet sich eine reliefarme, karge Moränen-Landschaft, deren unübersichtliches Formeninventar wahrscheinlich zwischen der Front des Kårsajökels und einem Gletschereisrest in der östlich des Piran-Berges gelegenen Mulde gebildet worden ist. Dieser Landschaftstyp hat sich möglicherweise bis zum Bachlauf erstreckt, der aus dem Kuoblavagge-Hängetal herabstürzt. Vor allem während der Schneeschmelze wird am dortigen Steilhang Lockermaterial abgespült und am Hangfuß akkumuliert. Das vorgelagerte Delta im oberen Kårsavaggejaure-See wird von HOLDAR als vornehmlich postglaziale Erscheinung interpretiert. Die Deltaränder zu den beidseitigen Trogtalhängen sind scharf ausgeprägt. Der südwestliche Talhang ist steil und besteht im unteren Abschnitt aus Sturzschutthalden, deren Oberfläche durch Lawinenbahnen und Murgänge gegliedert ist. Der nordöstliche Talhang ist flacher und von einer dichten, niedrigen Vegetationsdecke aus Zwergsträuchern und Gräsern überzogen. Das Delta selbst weist abseits des Gletscherbaches und der Abflüsse von den Talhängen eine dichte Grasdecke auf, die das Delta als weitgehend inaktiv kennzeichnet. Sedimentumlagerungen vollziehen sich bestenfalls im unmittelbaren Mündungsbereich in den Kårsavaggejaure-See (690 m ü. M.). Der Wall, der den See nach Osten nahezu abschnürt, repräsentiert eine Endmoräne auf einer Felsschwelle, die das übertiefte Seebecken begrenzt. Der Wall enthält nach HOLDAR (1957) Einschlüsse aus glazifluvialen Sedimenten, die zu mehr als 90 % aus Tonschiefer- und Glimmerschiefersand bestehen. Einregelungsmessungen der Grobkomponenten im Moränenmaterial belegen nach HOLDAR, dass der Wall an einer aktiven Gletscherfront aufgeschüttet worden ist. Die Position auf einer Felsschwelle läßt vermuten, dass der Endmoränenwall reliefbedingt entstanden ist und keine Klimaveränderung anzeigt. Ein weiterer Hügel und mehrere kleinere Hügel nahe der Kårsavagge-Hütte bestehen nach HOLDAR aus Material, das supra- oder englaziär vom Gletscher dorthin transportiert worden ist. Da sich keine Hinweise auf Deformationen finden, dürften die Sedimente am Rande eines stagnierenden oder im Abschmelzen begriffenen Gletschers abgelagert worden sein.

Während der Talboden zwischen dem aktuellen Gletscher und dem „hängend“ einmündenden Latnjavagge-Tal mit Ausnahme des Schmelzwasserdeltas am oberen Kårsavaggejaure vornehmlich von moränischen Ablagerungen gebildet wird, dominieren weiter talabwärts glazifluviale Sedimente, die sowohl deckenartig als auch formbildend vorkommen. Sie sind stellenweise mit Moränenresten verzahnt. Als größte und markanteste glazifluviale Ablagerung ist ca. 1 km östlich des unteren Kårsavaggejaure-Sees (670 m ü. M.) südlich des Bachlaufes ein rund 165 m langer, verzweigter Oswall entwickelt. Er besteht aus Kiesen mit gut zugerundeten Grobkomponenten und eingelagerten Sandlinsen. Die Ausrichtung quer zur Talachse kennzeichnet die Ablagerung als „Slukås“-Typ (vgl. HOLDAR 1957). Das Material wurde nach HOLDAR von einem Schmelzwasserbach subglaziär abgelagert. Die Orientierung quer zur Eisbewegung läßt vermuten, dass der Gletscher zum Zeitpunkt der Sedimentation nahezu bewegungslos war. Weitere Hügelformen auf der Talsohle und an den unteren Talhängen des Kårsavagge können Osreste oder Relikte moränischer Hügel darstellen. Ihre Morphogenese läßt sich aufgrund der Vergesellschaftung beider Formtypen nur mittels Grabungsbefund klären. An der Mündung des Kårsavagge in das Abiskovagge finden sich sowohl Wälle aus Moränenmaterial und Glazifluvium als auch Eisstausee-Terrassen. Sie sind an einigen Stellen entlang

des Kårsajåkka- Bachlaufes aufgeschlossen. Die Terrassen und Sedimente weisen auf die ehemalige Existenz eines Eisstausees im unteren Kårsavagge, als der Abfluß aus dem Tal durch die Richtung Tornebecken strömende Gletscherzunge des Abiskotal-Gletschers aufgestaut wurde. Die Verbreitung der Eisstausee-Terrassen konzentriert sich auf Höhenlagen von 590-610 m ü. M., was auf eine damalige Position der Abiskotal-Gletscherzunge an der Kårsavagge-Einmündung um 600 m ü. M. schließen läßt (vgl. HOLDAR 1957).

KARLÉN (1973) hat die moränischen Ablagerungen an der Stirn des Kårsajökels (damals 1,58 km² groß) während der Feldkampagnen 1971 und 1972 detailliert untersucht und kartiert (vgl. Abb. 27). Anhand der eigenen Studien sowie der Auswertung historischer Fotos, Karten und Berichte kommt er zu folgenden Schlussfolgerungen: Zwischen 1886 und 1908 schwoll die Gletscherzunge an und stieß leicht vor, wodurch ein kleiner Moränenwall entstand. Größere Oszillationen der Gletscherfront fanden in diesem Zeitraum offenbar nicht statt. Messungen in den Jahren 1910 und 1912 belegen einen Vorstoß von 10-20 m. 1917 war die Gletscherfront auf eine Position hinter den Stand von 1909 zurückgeschmolzen. 1920 war der Terminus um einige weitere Meter zurückgeschmolzen. 1925 existierte noch Gletschereis, das unter einer Mittelmoränenbedeckung überdauerte und mit dem Mittelabschnitt der jüngsten Moräne in Verbindung stand. Zwischen 1925 und 1971 beschleunigte sich der Rückschmelzprozeß, obwohl begrenzte Abschnitte des Gletschereisrandes weitere Vorstöße um 1930, 1932, 1938, 1939, 1944 und 1950 verzeichneten (vgl. AHL-MANN & LINDBLAD 1940, WALLÉN 1959). Das verstärkte Rückschmelzen des Gletscherrandes im Zeitraum 1943-1961 läßt sich nach KARLÉN (1973) auf Felsreliefunterschiede an der Gletschersohle zurückführen und war somit reliefbedingt und nicht klimainduziert. Die Sommermitteltemperaturen (fortlaufende 10-Jahres-Mittelwerte) an der Wetterstation Riksgränsen nahmen zwischen 1910/11 und 1937/38 um 1,5 °C zu und anschließend zwischen 1937/38 und 1966/67 um 1,0 °C ab. Das Rückschmelzen der Gletscherfront läßt sich mit der langfristigen Erhöhung der Sommertemperaturen korrelieren. Kurzfristige Schwankungen im Rückschmelzverhalten lassen sich nach KARLÉN eher durch Veränderungen der winterlichen Massenbilanz und / oder Reliefunterschiede im Gletscherbett erklären. In übergreifender Sicht sind alle Gletscher in den Abisko-Bergen und im Kebnekaise-Gebiet seit Anfang des 20. Jahrhunderts, nach KARLÉN seit ca. 1916, zurückgeschmolzen, was kleinere, gelegentliche erneute Vorstöße allerdings nicht ausschließt. Im Falle des Kårsajökels wurde die klimatisch induzierte Rückverlegung des Gletscherrandes seit 1950 durch eine Veränderung der Neigungsverhältnisse der Felsoberfläche unter dem Gletscher in Gestalt einer Felsschwelle noch erheblich beschleunigt.

Übersichtskarte über die holozänen Grundmoränendecken im Vorfeld des Kårsa-Gletschers

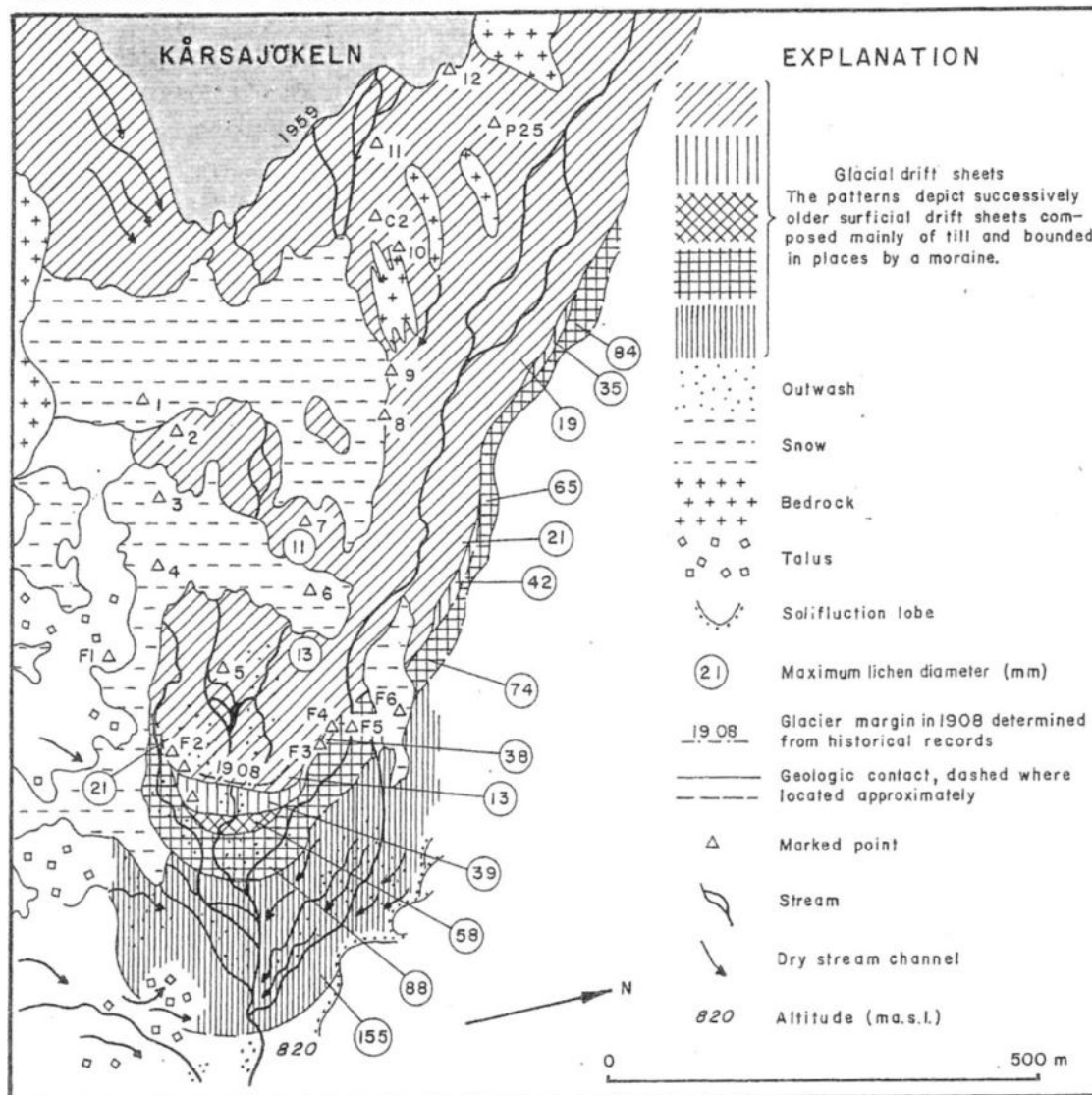


Abb. 27: Übersichtskarte der holozänen Grundmoränendecken im Vorfeld des Kårsa-Gletschers (aus KARLÉN 1973)

RIPPIN, CARRIVICK & WILLIAMS (2011) haben 2008-2009 die Abmessungen und die Eismächtigkeit des rezenten Kårsa-Gebirgsgletschers (vgl. Foto 47) mit Hilfe von GPR- (Ground-Penetrating Radar-) Messungen studiert. Um auch die Eismächtigkeit im oberen, während der Feldarbeiten nicht zugänglichen Gletscherbecken berechnen zu können, wurde Datenmaterial von BODIN (1993) aus dem Jahr 1992 verwendet und angepasst. Auf diese Weise war es möglich, digitale Höhenmodelle (Digital Height Models, DEMs) vom gesamten Gletscherbett und der Gletscheroberfläche zu erstellen. Diese dienten als Grundlage für Berechnungen der Eismächtigkeit und des Eisvolumens. Den britischen Autoren zufolge befand sich der Kårsajökeln damals in einer Höhenlage von ca. 983-1500 m ü. M., war knapp 2 km lang und bedeckte eine Fläche von 0,89 km². Die untersten und obersten Abschnitte waren mit Böschungswinkeln von weniger als 10° relativ flach, während der steilere Mittelabschnitt Neigungen von 25-40° aufwies. Der Gletscher war maximal 56 m mächtig. Sein Eisvolumen betrug nach RIPPIN, CARRIVICK & WILLIAMS (2011) ca. 0,0178 km³. Nach BODIN (1993) bedeckte der Gletscher noch 1992 eine Fläche von ca. 1,2 km² und war bis zu 70 m mächtig. Sein Volumen belief sich auf 0,04 km³. Im Laufe der 17 Jahre zwischen den beiden Studien hatte sich die Gletscheroberfläche folglich um mehr als 29 %, das Volumen um über 55 % und die Mächtigkeit um 20 % verringert. Der steilere Abschnitt im Zentrum des Gletschers repräsentiert eines von drei Gebieten, die sich, entlang der Gletscherachse angeordnet, durch eine große Eismächtigkeit auszeich-

nen. Sie stehen miteinander in Verbindung und folgen einer in Talrichtung verlaufenden Mulde im Felsuntergrund, ohne dass es zur Ausschürfung markanter, übertiefer Becken an der Gletschersohle gekommen ist. Die Eisbewegung dürfte hauptsächlich entlang dieser zentralen Mulde erfolgen.

Außer Modellen zum Oberflächenrelief des Gletschers, zum Felsrelief an der Gletschersohle sowie zur Eismächtigkeit haben RIPPIN, CARRIVICK & WILLIAMS (2011) auch ein Modell der Temperaturverhältnisse im Kårsajökel entworfen und einen Bereich mit temperiertem („warmem“) Eis nahe der Gletschersohle innerhalb eines ansonsten „kalten“ Gletschers identifiziert, was den Kårsajökel als „polythermen“ Gletscher ausweist. Dieser Befund überrascht insofern, als kleine, dünne Gletscher unter arktischen Klimaverhältnissen „im Normalfall“ ein „kaltes“ Ablationsgebiet besitzen, in dem das Gletschereis an der Sohle am Permafrost-Untergrund angefroren ist. Da sich die Existenz eines solchen, relativ kleinen Körpers aus temperiertem Eis im Ablationsgebiet des Gletschers nicht mit den gängigen Vorstellungen vom Mechanismus der Bildung von temperiertem Eis und den Steuerfaktoren einer polythermen Gletscherstruktur vereinbaren läßt, kommen die britischen Autoren zur Schlussfolgerung, dass das gegenwärtige Temperaturgefüge im Kårsajökel ein Relikt aus der Vergangenheit ist. Nach Ansicht von RIPPIN, CARRIVICK & WILLIAMS ist es höchst unwahrscheinlich, dass der Ablationsbereich des Gletschers in der Gegenwart „aktiv polytherm“ ist, d. h. dass die Abmessungen und die Mächtigkeit des Eiskörpers ein polythermes Temperaturgefüge aufrecht erhalten können. Sie stellen daher ein konzeptionelles Modell vor, in dem das aktuelle innere Gefüge im Karsa-Gletscher als „Überbleibsel“ eines ehemaligen thermischen Zustandes interpretiert wird (vgl. Abb. 28). Als der Gletscher am Ende der „Kleinen Eiszeit“ zu Beginn des 20. Jahrhunderts ausgedehnter und mächtiger war als gegenwärtig, war er wahrscheinlich durch ein aktives polythermisches Gefüge gekennzeichnet. Als Folge des erheblichen Rückschmelzens und der Ausdünnung des Eiskörpers, insbesondere im Laufe der letzten Jahrzehnte, konnten die winterlichen Kältewellen tiefer eindringen, so dass der temperierte Bereich nahe der Gletscherfront sukzessive kleiner wurde. Daher ist der Gletscher gegenwärtig bereits weithin „kalt“ mit Ausnahme eines kleinen temperierten Bereiches, der nahe der Stirn als Relikt des ehemaligen Zustandes überdauern konnte. Möglicherweise ist auch das Akkumulationsgebiet des Gletschers infolge von Wasser, das in einer durchlässigen Firnlage erneut gefriert, ganz oder teilweise temperiert (vgl. RIPPIN, CARRIVICK & WILLIAMS 2011). Vermutlich wird sich der temperierte Bereich bei fortgesetzter Ausdünnung des Eiskörpers durch Abschmelzen in naher Zukunft verkleinern und schließlich vollständig verschwinden. Auf diese Weise hätte sich der Kårsajökel von einem vollständig polythermen Gletscher zu einem Gletscher mit einem kalten Temperaturregime oder zumindest mit einem vollständig „kalten Ablationsgebiet“ (bei Überdauern von temperiertem Eis im Akkumulationsgebiet) entwickelt. Die Entdeckung eines relikären Kerns aus temperiertem Eis im Ablationsgebiet des Kårsajökels deutet auf eine Zeitverzögerung in der Entwicklung des Gletscher-Temperaturregimes, das dadurch nicht mehr im Gleichgewicht mit den aktuellen Gletscherdimensionen und Klimaverhältnissen steht. Ähnliches könnte nach Ansicht der britischen Autoren auch für viele andere kleine polytherme Gletscher in der Arktis gelten, sobald beim Abschmelzen infolge des Klimawandels ein gewisser Schwellenwert der Gletschermächtigkeit unterschritten wird. Die Gletscher würden im Laufe der Zeit vollständig oder zumindest im Ablationsgebiet „kalt“ werden.

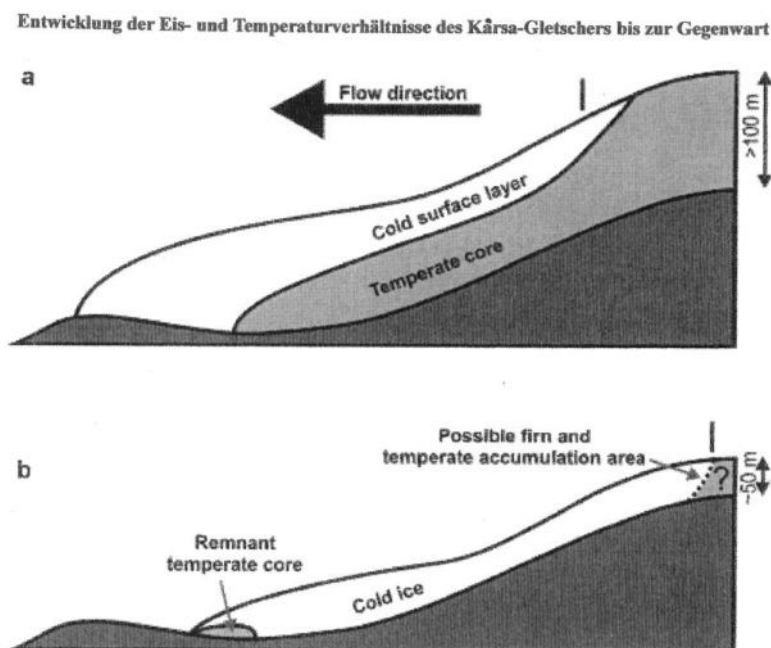


Abb. 28: Entwicklung der Eis- und Temperaturverhältnisse des Kårsa-Gletschers bis zur Gegenwart (aus RIPPIN, CARRIVICK & WILLIAMS 2011)

2016 haben WILLIAMS, CARRIVICK, EVANS & RIPPIN weitere Meß- und Forschungsergebnisse vom Kårsajöklet vorgelegt, dessen Bildung und langfristiges Überdauern im oberen Kårsavagge-Tal durch günstige lokale Relief- und Klimaverhältnisse, insbesondere die Ansammlung von großen Schneemengen im tief eingeschnittenen, engen Tal in Leelage zu den winterlichen Südwest-Winden, ermöglicht wurde. Die Klimaverhältnisse am Gletscher schwanken zwischen maritim und kontinental, wobei maritime Bedingungen vor allem in den Winter-Monaten vorherrschen, während im Sommer zumeist stabile, kontinental getönte Bedingungen vorherrschen (vgl. WALLÉN 1948, 1949). Messungen an einer automatischen Wetterstation am Gletscher verzeichneten für die Meßperiode 2007-2010 für den kältesten Monat im Jahr (Februar) einen Mittelwert von -10 °C und für den wärmsten Monat (Juli) ein Mittel von 8 °C . Die mittlere sommerliche Niederschlagsmenge (Juni-August) betrug rund 300 mm, wobei das Jahr 2009 mit einer Niederschlagsmenge von 360 mm den feuchtesten Sommer aufwies. Die Messwerte der Station (2007-2011) ermöglichten eine Korrektur von extrapolierten, der Höhenlage des Gletschers angepassten Temperaturwerten ($0,53\text{ °C} / 100\text{ Höhenmeter}$) der 25 km entfernten, 500 m tiefer gelegenen Forschungsstation Abisko. Die Berechnung ergab für den Zeitraum 1920-2010 einen Februar-Mittelwert von -11 °C und einen Juli-Mittelwert von 8 °C (vgl. WILLIAMS, CARRIVICK, EVANS & RIPPIN 2016).

Historische Fotos und Beschreibungen belegen einen Vorstoß und ein Anschwellen der Gletscherfront im Zeitraum 1886-1912 (vgl. SVENONIUS 1890-1910, SJÖGREN 1909). Danach ist der Gletscher kontinuierlich zurückgeschmolzen. Während SVENONIUS (1910) nur eine Karte des Gletscher-Frontbereiches anfertigte, publizierten AHLMANN & TRYSELIUS (1929), WALLÉN (1948, 1949, 1959), KARLÉN (1973) und BODIN (1993) topographische Karten der Gletscherumrisse und der näheren Umgebung. Durch „Geokorrektur“ und Digitalisierung der alten Karten, insbesondere der detailreichen topographischen Kårsajöklet-Karte von 1943 (vgl. WALLÉN 1948) in Verbindung mit aktuellen Höhen- und Mächtigkeitsstudien der Eiskörper konnten die britischen Autoren multiple 3-dimensionale Gletscher-Rekonstruktionen vornehmen und die damit verknüpften Massenbilanz-Veränderungen berechnen. Danach ist der Gletscher im Zeitraum 1909-2008 deutlich zurückgeschmolzen. Die vom Kårsajöklet bedeckte Fläche verminderte sich von $2,58\text{ km}^2$ im Jahre 1926 auf $0,89\text{ km}^2$ im Jahre 2008 (vgl. Abb. 29). Im selben Zeitraum ist der Gletscher um rund 1,3 km zurückgeschmolzen. Die mittleren jährlichen Rückschmelzraten der Gletscherfront waren im Zeitraum 1943-1959 mit $30,3\text{ m}$ pro Jahr am größten und zwischen 1926 und 1943 mit $8,8\text{ m}$ im Jahr am geringsten (vgl. WILLIAMS, CARRIVICK, EVANS & RIPPIN 2016). Mit dem Rückschmelzen des Gletschers waren erhebliche Veränderungen der Eismächtigkeit verbunden, gekennzeichnet

durch ein Maximum von 142 m (1926) und ein Minimum von 56 m (2010). Die mittlere Eismächtigkeit hatte sich im selben Zeitraum mehr als halbiert (vgl. Abb. 30 und 31). Diese Veränderungen in der Eismächtigkeit spiegeln sich auch in den Eisvolumina wider; das Eisvolumen des Gletschers verringerte sich nach den Berechnungen der britischen Autoren von $100,78$ auf $13,28 \times 10^{-3} \text{ km}^3$, was einen Volumenverlust von $87,5 \times 10^{-3} \text{ km}^3$ zwischen 1926 und 2010 ausmacht. Der Eismassenverlust läßt sich nach Ausweis des für das Gletschergebiet berechneten Klimadatenmaterials durch eine gleichzeitige Erhöhung der Lufttemperatur im selben Zeitraum erklären. Demnach gab es auch Jahre mit einer positiven Massenbilanz, wie z. B. 1989/90, 1990/91 und 1991/92 (vgl. BODIN 1993), obwohl der Zeitabschnitt 1991-2010 in seiner Gesamtheit eine negative Bilanz aufwies. Der polytherme Zustand des Kårsajökels dürfte sich entwickelt haben, als die Eismächtigkeit größer war als gegenwärtig, was eine stärkere dadurch bedingte Erwärmung des Gletschereises und eine bessere Abschirmung gegenüber den winterlichen Kältewellen zur Folge hatte (vgl. RIPPIN, CARRIVICK & WILLIAMS 2011). Die Eismächtigkeit des Gletschers hat seit den 1990er Jahren sowohl in den unteren als auch in den höheren Lagen abgenommen. Nach WILLIAMS, CARRIVICK, EVANS & RIPPIN (2016) wird die größte Eismächtigkeit aktuell nördlich des Gletscherzentrums erreicht. Vergleicht man den Kårsajökel mit anderen Gletschern in Skandinavien, ist sein Eisverlust im Zeitraum 1926-2010 unter Berücksichtigung seiner Größe ungewöhnlich hoch. Den britischen Autoren zufolge ist die Gletscherfront rascher zurückgeschmolzen als bei anderen schwedischen Gletschern, allerdings langsamer als im Falle der unter maritimere Klimaverhältnissen existierenden norwegischen Gletscher. Mit seiner Lage westlicher und nördlicher als alle anderen schwedischen Gletscher könnte das rasche Zurückschmelzen des Gletscher-Terminus ein Indikator für das überwiegend maritim getönte Klima am Kårsajökel sein. CALLAGHAN, BERGHOLM et al. (2010) vertreten sogar die Auffassung, dass der Kårsajökel in der Vergangenheit möglicherweise empfindlicher auf Klimaveränderungen reagiert hat als die Gletscher in anderen Regionen Skandinaviens.

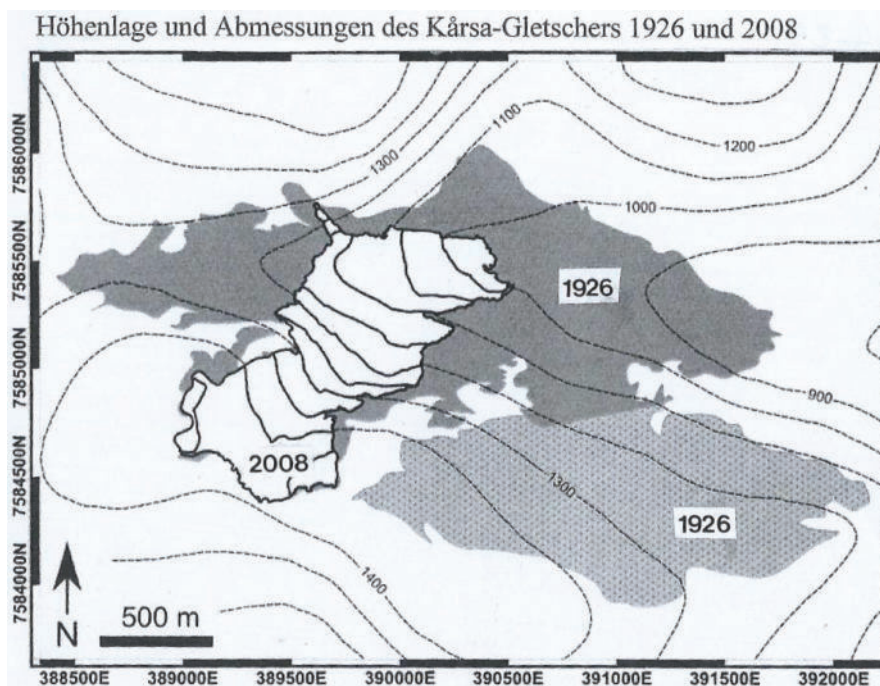


Abb. 29: Höhenlage und Abmessungen des Kårsajökels 1926 und 2008 (aus WILLIAMS, CARRIVICK, EVANS & RIPPIN 2016)

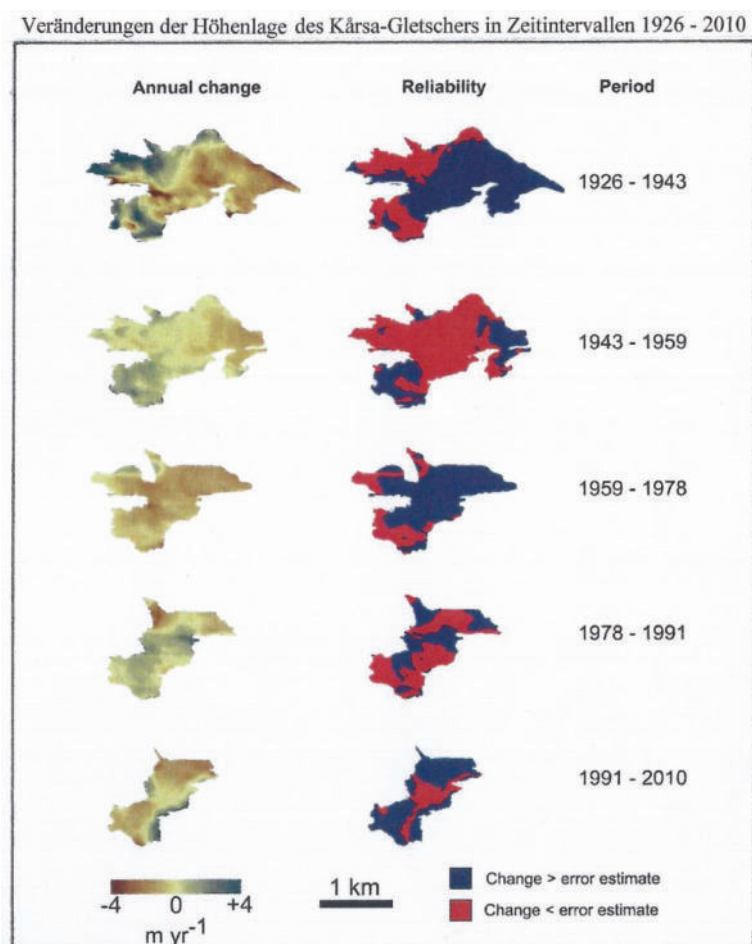


Abb. 30: Veränderungen der Höhenlage des Kårsa-Gletschers in Zeitintervallen 1926-2010 (aus WILLIAMS, CARRIVICK, EVANS & RIPPIN 2016)

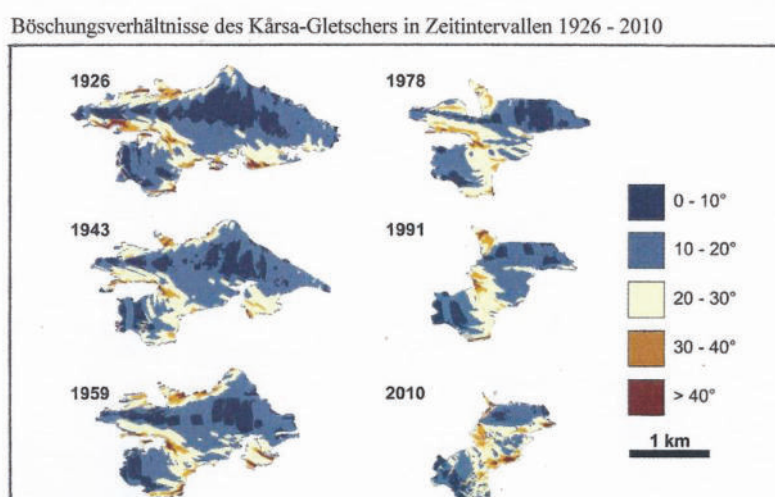


Abb. 31: Böschungsverhältnisse des Kårsa-Gletschers in Zeitintervallen 1926-2010 (aus WILLIAMS, CARRIVICK, EVANS & RIPPIN 2016)

Die Front des Kårsajökels ist im Laufe der letzten 20 Jahre mehr als hundert Meter zurückgeschmolzen. Sie befand sich während einer Feldbegehung im August 2019 hinter einer eisüberschliffenen Felsschwelle, die von Moränenmaterial bedeckt ist. Es bildet im Topbereich stellenweise nur eine lockere Streu aus überwiegend kantengerundeten Steinen und Blöcken, auf der Proximalseite hingegen einen mächtigeren, in Hügel und Mulden gegliederten Schuttkörper. Dahinter befindet sich eine weiträumige wassergefüllte Mulde,

in die der Gletscher mit einem im Zentrum bis zu 30 m hohen Eiskliff kalbt. Die rasche Zurückverlegung der Gletscherstirn wurde gewiß durch das Kalbungskliff im See beschleunigt. Das Gletscherbecken mit dem Ablationsgebiet wird vom felsig-stufigen Unterhang des Vassijnetna-Plateaus (1590 m) im Norden und dem steilen Unterhang des Kårsatjåkka-Berges (1554 m) im Süden begrenzt. Als Hauptschneeakkumulationsgebiet fungiert die noch immer vergletscherte hochgelegene Mulde westlich des Gipfels 1542 m (vgl. Foto 48). Der Gletscher ist vom Pass (1279 m) zum Vassivagge-Tal weiter zurückgeschmolzen. Das Abschmelzen von Gletschereis im kalten Passbereich überrascht nur auf den ersten Blick. Es läßt sich durch die Exposition gegenüber den häufig starken, andauernden SW-Winden erklären, die Treibschnee aus dem Passbereich in die Leelagen weiter östlich verdriften, so dass im Zentrum des Gletschers größere Schnee- und Eismächtigkeiten erreicht werden als in den Hochlagen, was die frühen Beobachtungen von AHLMANN & TRYSELIUS (1929, poetisch „Sein Licht an beiden Enden brennt“) bestätigt. Das ehemals große vergletscherte Gebiet am Kårsatjåkka-Nordhang – vom aktuellen weiter westlich gelegenen Eisakkumulationsgebiet durch einen Moränenwall (ehemalige Mittelmoräne) oberhalb des gletschernahen Steilhanges getrennt – enthält noch größere, weithin von langfristigen Schneefeldern bedeckte Eisfelder. Diese Gletscherreste sind im Abschmelzen begriffen, vom aktuellen Gletscher abgekoppelt und tragen daher nicht mehr zur Massenbilanz des Kårsajökels bei. Gelegentlich hangabwärts abgehende Eislawinen können den Gletscher am Talboden nicht mehr erreichen. Eine vom Vassijnetna-Plateau steil herunterziehende schmale Gletscherzunge hat ihre Verbindung zum Hauptgletscher ebenfalls verloren und kann folglich keinen Eisnachschub mehr liefern. Das Abschmelzen und die Abkopplung mehrerer Eisakkumulationsgebiete vom Gletscher im Laufe der letzten Jahrzehnte dürften die Hauptursachen für das besonders rasche Rückschmelzen des Kårsa-Gletschers bilden. Das am Kalbungskliff am See aufgeschlossene Gletschereis läßt eine deutliche Schichtung erkennen, die durch hellere und dunklere Eislagen hervorgerufen wird und stellenweise durch Mineralbodenanreicherungen an den Grenzflächen verstärkt wird. Die Eislagen sind zum Zentrum des Eiskörpers hin abwärts gebogen. Parallel zum Eiskliff brechen mächtige Eismauern und -türme ab und stürzen in den See, an dessen Oberfläche sie eine Weile als Eisberge driften und schließlich schmelzen. Ein Gletschertor ist nicht entwickelt. Der Schmelzwasserabfluß erfolgt hauptsächlich entlang der Gletscherränder. An den Austrittsstellen der Gletscherbäche sind sichelförmige Bruchlinien im Eis, Eishöhlen sowie daraus resultierende Einsturzerscheinungen zu beobachten. Diese treten im gestuften Felsrelief am Fuße des Vassijnetna-Plateaus besonders eindrucksvoll in Erscheinung. Dort ist das Dach eines riesigen Gletschertores 2019 eingestürzt. Die Eismassen bilden eine unübersichtliche Anhäufung von Eisblöcken am Grunde der U-förmigen Hohlform, die von 10-15 m hohen Eiswänden begrenzt wird. Der Gletscherbach an der Nordflanke des Kårsajökels durchströmt diese Eisakkumulation und stürzt anschließend über zwei Felsstufen hinab zum Gletschersee, in dem die mitgeführten sandig-kiesigen Sedimente in Gestalt eines Deltas, das sich langsam in den See vorschiebt, abgelagert werden. Ein kleineres Delta am Südrand des Gletschersees dürfte auf ähnliche Weise entstanden sein. Der Gletschersee wird auf der talwärtigen Seite durch die bereits erwähnte, von Moränenmaterial bedeckte Felsschwelle aufgestaut.



Foto 48: Blick von der Felsschwelle auf den Kärsa-Gletscher (Front 2019 ca. 965 m ü. M.) mit dem bis zu 30 m hohen Eiskliff im vorgelagerten See, den begrenzenden Bergen Kärsatjåkka (links) und Vassitjåkka (rechts) sowie dem inzwischen eisfreien Pass (1276 m) zum Vassivagge-Tal (halbrechts). 5.8.2019

3.2.2.2. Ekman-Gletscher

Der Ekman-Gletscher unterscheidet sich vom Kärsa-Gletscher vor allem durch seine Lage auf einem flachwelligen Plateau und seine wesentlich geringeren Abmessungen (vgl. Foto 49). Er repräsentiert den größten von zahlreichen kleinen, hoch gelegenen Gletschern im Låktatjåkka-Gebiet. Mit einer Höhenerstreckung von 1235-1300 m ü. M. befindet er sich bereits in der Höhenstufe des diskontinuierlichen alpinen Permafrostbodens nach KING (1984), vermutlich im oberen Abschnitt dieser Stufe, in der Permafrost weit verbreitet auftritt. Auch nach dem Permafrost-Modell von RIDEFELT, ETZELMÜLLER et al. (2008) dürfte der Untergrund weithin von Permafrost durchsetzt sein (Permafrost-Wahrscheinlichkeit $>0,8$). Die umgebenden Hänge sind von Blockfeldern, stark verwitterten Felsflächen und perennierenden Schneefeldern bedeckt. Der Gletscher füllt eine flache Hangmulde an der Südostflanke des Pajep Kåppatjåkka aus. Seine Oberfläche böschte sich mit ca. 5° Neigung nach Osten zum Kalbungskliff im Ekmanjaure-See ab. Der Eisrand am oberen Ende des Gletschers geht sanft in die Fels- und Schutthänge des Pajep Kåppatjåkka über. Das Eiskliff am unteren Gletscherrand erstreckt sich über eine Distanz von rund 600 m vom Nord- bis zum Süden des Ekman-Sees. Es ist im Südabschnitt bis zu 10 m hoch. Der Gletschersee ist ein relativ junges Gewässer, das erst in den 1950er Jahren durch Rückschmelzen des östlichen Gletscherrandes in westlicher Richtung und die Ansammlung von Schmelzwasser in der Mulde entstanden ist (vgl. LINDH 1984, RAPP 1993a). Auf Luftbildern aus dem Jahr 1943 ist das heutige Seebecken noch vollständig von Gletschereis bedeckt, das sich bis zur Anhöhe 1316 m ü. M. erstreckte. Während des Maximalstandes gegen Ende der „Kleinen Eiszeit“ (1910-1915) lag der Gletscherrand sogar noch jenseits der Anhöhe im Passbereich westlich des Kåppastjärro-Gipfels (vgl. LINDH 1984). 1959 hatte der Gletscher bereits das östliche Seeufer freigegeben; auf Luftbildern ist ein schmaler See zu erkennen. Danach ist der See infolge eines sukzessiven Rückschmelzens des östlichen Gletscherrandes bis 1991 immer breiter geworden. Er erhielt den Namen Ekmanjaure (Ekman-See) zu Ehren des Zoologen S.P.EKMAN aus Uppsala, der sich als Erster für den neuen See und dessen Fauna interessierte. In den Jahren 1992 und 1993 ist das Eiskliff des Gletschers durch fortgesetzte Akkumulation und Anfrieren von Treibschnee an seiner Front über der winterlichen See-Eisdecke mehr als 20 m / Jahr in den See vorgerückt (vgl. RAPP 1993a). Dies ist eine sehr interessante Beobachtung, zeigt sie doch, wie „kalte“ Gletscher ohne eine glaziäre Fließbewegung und ohne Erosion an der Basis allein durch die Vergrößerung einer leeseitigen Treibschnee-Anhäufung in ein Seebecken vorrücken können. Sie belegt zugleich, wie rasch kleine Gletscher nach kalten Jahren mit hohen Schnee-Niederschlägen in Form eines Vorstoßes reagieren können (vgl. RAPP 1996b). In den folgenden Jahren stagnierte die Kalbungsfrent und schmolz im Zeitraum 1998-2004 leicht zurück. Im schneereichen

Jahr 2015 lag noch Ende August viel Treibschnee vor dem Eiskliff; die vollständig schneebedeckte Gletscheroberfläche böschte sich sanft in den eisfreien Gletschersee ab. Der Rand des Eiskliffs ließ sich nur anhand einiger tiefer Spalten am Südrand der Gletscherfront lokalisieren. Nach RAPP (1993a) beträgt die maximale Mächtigkeit der Eisdecke über relativ große Flächen ca. 30 m. Der Gletscher ist „kalt“ und mit Ausnahme des Kalbungskliffs am Felsuntergrund angefroren („cold-based“). Er ist nicht erosiv, sondern schützt seine Unterlage vor der Abtragung. Ungestört und parallel zur Gletscheroberfläche verlaufende Schmutzbänder im Gletschereis enthalten außer Schluff- und Sandpartikeln dorthin verblasene Pflanzen- und Tierreste, die durch keine Eisbewegung deformiert oder beschädigt worden sind (vgl. RAPP 1993a). Der Ekman-Gletscher und andere „kalte“ Gletscher dieses Typs lassen sich daher als Umwelt- und Klima-Archive nutzen. Da der Gletscher nicht erosiv ist und an seiner Basis folglich kein Material abgetragen und vom Gletscher transportiert wird – und auch keine Materialzufuhr von höher aufragenden angrenzenden Hängen auf die Gletscheroberfläche erfolgt, von wo es gletscherabwärts verlagert werden könnte – fehlen moränische Ablagerungen in Gestalt von Randmoränen im Umkreis des Gletscherbeckens.

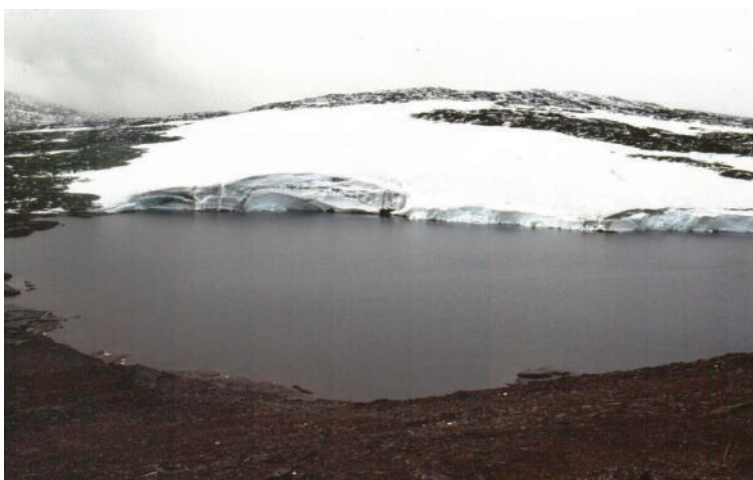


Foto 49: Blick von der Anhöhe 1316 m nach Westen über das Becken des Ekman-Gletschers zur Anhöhe 1384 m. Der maximal 30 m mächtige, am Permafrost-Untergrund angefrorene Gletscher „kalbt“ mit einem Eiskliff im vorgelegerten Ekmanjaure-See, der erst durch Rückschmelzen der Eisfront seit Ende der 1950er Jahre in der Mulde entstanden ist. 25.8.2004

3.2.2.3. *Kåppa-Gletscher*

Der Kåppa-Gletscher befindet sich in einer flachen, aber steil abfallenden Mulde am Nordosthang des Kåppatjåkka nahe einer versumpften Senke im nach Nordwesten abbiegenden oberen Kåppa-Tal (vgl. Foto 50). Er ist in der topographischen Karte „Kebnekaise, Abisko och Riksgränsen 1:50 000“ (2019) nicht eingezeichnet, vermutlich, weil er fast ganzjährig schneebedeckt ist und in manchen Jahren kein Gletschereis sichtbar ist, so dass er bei der Kartierung, insbesondere vom Luftbild, leicht als ein großes, steiles, perennierendes Schneefeld gedeutet wird. Er erstreckt sich aus einer Höhe von ca. 1200 m ü. M. bis auf den Talboden in ca. 1020 m Höhe ü. M., wobei seine Oberfläche im oberen Abschnitt weniger als 20° und im unteren Abschnitt rund 35° geneigt ist (vgl. LINDH 1984). Seine Längserstreckung beträgt rund 400 m und seine Breite maximal 250 m. Er folgt einer Depression im Kåppatjåkka-Nordosthang, die nach LINDH zunächst durch Nivationsvorgänge (Verwitterung und Abtragung der lokalen, morphologisch weichen Graphitschiefer) und anschließend durch Glaziärerrosion vergrößert worden ist. 20-30 m vor der Gletscherfront befindet sich eine Endmoräne, die an der Südostflanke des Gletschers in eine Seitenmoräne übergeht. Der Abfluß des Schmelzwassers erfolgt durch eine breite Lücke im Zentrum des Moränenwalles. Letzterer ist bei einer Breite von 8-10 m nur 1,0-1,5 m hoch. Flache Steine und Blöcke an seiner Oberfläche sind überwiegend oberflächenparallel angeordnet. Diese Merkmale sind ein Indiz dafür, dass der Endmoränenwall mindestens einmal vom vorstoßenden Gletscher „überfahren“ worden ist. Lichenometrische Untersuchungen von LINDH (1984) belegen, dass die Gletscherfront im Zeitraum 1910-1920 auf der Distalseite der Endmoräne gelegen hat. Hinweise auf Gletscherstandsschwankungen oder -veränderungen aus jüngerer

Zeit sind nicht erhältlich. Nach Ausweis von Luftbildern aus den Jahren 1943 und 1959 sowie Feldbeobachtungen von LINDH 1984 sowie einer Luft-Schrägaufnahme von ANDERSSON vom 14.9.1985 (vgl. RAPP, NYBERG & LINDH 1986) hat sich der Gletscher in diesem Zeitraum kaum verändert. Ein Vergleich des Luftbildes aus dem Jahr 1985 mit den eigenen Feldbefunden 2015 deutet auf ein Rückschmelzen der Gletscherfront im Laufe von 30 Jahren sowie ein Abschmelzen des Gletschereises unterhalb des Felskopfes an der nordwestlichen Gletscherflanke. Weitere Veränderungen waren infolge der fast vollständigen Schneebedeckung des Gletschers und seiner näheren Umgebung nicht feststellbar. Die Massenbilanz und das Fließverhalten des Gletschers lassen sich kaum abschätzen. Das Bänderungsmuster der Eislagen sowie die Anordnung der Spalten infolge von Kompressionsfließen nahe der Gletscherfront (Luftbild 1985) indizieren jedoch, dass zumindest der untere, durch eine größere Eismächtigkeit gekennzeichnete Abschnitt des Gletschers damals noch temperiert gewesen sein könnte, während der obere, dünnere Abschnitt eher „kalt“ und am Untergrund angefroren war. Die Existenz des Moränenwalles belegt, dass Erosion an der Gletschersohle stattgefunden hat, und dass der Gletscher einst ganz oder teilweise „warm-based“ war. Die Schneeakkumulation verteilt sich nach den Feldeindrücken 1984 (vgl. LINDH 1984) und 2015 offenbar recht gleichmäßig über die gesamte Gletscherfläche, doch lassen sich Unterschiede zwischen dem oberen und dem unteren Abschnitt nur mittels exakter Messungen feststellen. Die Lage und morphologischen Merkmale der Endmoräne zeigen, dass der Gletscher in der Vergangenheit größer war als gegenwärtig. Nach den vorliegenden Befunden scheint es sich um einen Gletscher zu handeln, der sich bei Fortsetzung des gegenwärtigen Klimatrends in ein Schneefeld mit Gletschereiskern im Sinne von LINDH (1984) verwandeln wird.



Foto 50: Blick auf den steilen, fast vollständig schneebedeckten, kleinen Käppa-Gletscher im oberen Käppasjåkka-Tal. Er füllt eine Mulde am NO-Hang des Käppatjåkka-Berges (1020-1200 m ü. M.) über eine Länge von ca. 400 m. Der Gletscher war während der „Kleinen Eiszeit“ mächtiger, nach Ausweis der Randmoränen zumindest stellenweise erosiv und ist seit den 1920er Jahren deutlich zurückgeschmolzen. 14.8.2015

3.2.2.4. Låktatjåkka-Gletscher

Am Ende des Rakkasjåkka-Tales, in Sichtweite der auf einem sattelähnlichen Pass zwischen den Bergen Låktatjåkka und Pajep Käppatjåkka gelegenen Låktatjakko-Fjällstation (1220 m ü. M.), befindet sich ein mächtiges, stark geböschtes Schneefeld, das am unteren Rande an einen See grenzt (vgl. Foto 51). Dieser „Pumphaus-See“ dient der Fjällstation als Trinkwasserreservoir. Er wird von einem 6-8 m hohen Wall aufgestaut, der sich durch einen flachen Proximal- und einen steilen Distalhang auszeichnet (vgl. Foto 52). Der Wall wird von NYBERG & LINDH (1990) vorsichtig als „moränenähnlich“ bezeichnet, das Schneefeld aufgrund eines Gletschereiskerns als Übergangsform zwischen einem Gletscher und einem Schneefeld („transitional form“). Am Nordufer des Sees befindet sich eine wallähnliche Anreicherung grober Blöcke, die sich vom Schneefeld bis zum Pumphaus erstreckt. Im Süden grenzt der See an den gelisolifluidal überprägten Unterhang des Pajep Käppatjåkka. Der Blockwall am Nordufer läßt sich als Rest einer Seitenmoräne deuten, deren Feinmaterial ausgewaschen worden ist. Ein vergleichbarer Wall könnte einst auch am Südufer

existiert haben; er könnte von gelisoilfluidal verlagerten Hangschuttdecken „überfahren“ oder zerstört worden sein. Die genannten wallförmigen Ablagerungen lassen sich als Laterofrontalmoräne deuten, die den Rand einer ehemals weiter talabwärts reichenden Gletscherzunge markieren. Der „Pumphaus-See“ würde das Zungenbecken ausfüllen und der 6-8 m hohe Wall würde die Endmoräne dieser Eisrandlage repräsentieren. Ein derartiger Gletschervorstoß, etwa gegen Ende der „Kleinen Eiszeit“ zu Beginn des 20. Jahrhunderts, ist durchaus realistisch. Infolge der anschließenden Klimaerwärmung könnte der Gletscher bis auf den gegenwärtigen Eisrest unter dem Schneefeld zurückgeschmolzen sein. Die Abmessungen des Walles sind im Verhältnis zu jenen des Gletschers erstaunlich groß. Grabungsbefunde vom Wall liefern eine plausible Erklärung: Der Wall enthält einen Permafrostkern unter einer rund 1,2 m mächtigen Auftauschicht. Am steilen, von erosiven Prozessen (ähnlich der Blockerosion von Palsas) geprägten Außenhang wurde ca. 2,5 m oberhalb des distal vorgelagerten, versumpften Bereiches Ende August 2015 in rund 1 m Tiefe Blankeis beobachtet. Der Wall repräsentiert offensichtlich eine Eiskernmoräne, die unter Permafrostbedingungen gebildet worden ist, wobei ehemaliges Gletschereis einen erheblichen Teil des Moränenmaterials ausmacht. Der Wall besteht hauptsächlich aus Feinmaterial, das vom vorstoßenden Gletscher am relativ steilen Berg- hang und vor allem im Bereich des heutigen Seebeckens aufgenommen wurde und anschließend an der Gletscherfront akkumuliert worden ist. An den seitlichen Rändern der Gletscherzunge wurde nur wenig Moränenmaterial angehäuft; ehemals vorhandenes Feinmaterial könnte nach seiner Ablagerung ausgespült worden sein, während Steine und Blöcke am Platze ihrer Akkumulation liegenblieben. Die Lokalität der wallförmigen, 6-8 m hohen, feinmaterialreichen Moränenablagerung bietet auch günstige Voraussetzungen für die Entwicklung von Permafrosthöhlen vom „Offenen System“-Pingotyp, namentlich diskontinuierlicher (eventuell sogar kontinuierlicher) alpiner Permafrostboden, Hangfußlage zum Aufbau artesischen Druckes, großes Wasserreservoir etc.. Die dreigipfelige Hügelform unterscheidet den Wall allerdings von den kuppelförmigen pingoähnlichen Permafrosthöhlen-Varianten auf den beiden oberen Rakkaslako-Verebnungen (vgl. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Pingos mit mehreren Massiveiskernen (Injektionseiskernen) und einem daraus resultierenden mehrgliedrigen Gipfelrelief werden jedoch von MEIER (1991b, 1996) und MEIER & THANNHEISER (2009) aus dem arktischen Permafrostmilieu Nordenskiöldlands (Spitzbergen) beschrieben.



Foto 51: Blick auf den weithin schneebedeckten Låktatjåkka-Gletscher (1120-1240 m ü. M.) am Ende des Rakkasjåkka-Tales nahe der Låktatjakko-Fjällstation. Die schuttbedeckte, flache Gletscherfront grenzt an einen vorgelagerten Schmelzwassersee, der von einem markanten, quer zur Talachse orientierten Wall aufgestaut wird. Der Wall läßt sich als Endmoräne deuten, ein blockiger Wall am Nordufer des Sees als Reste einer Seitenmoräne. 15.8.2011



Foto 52: Blick vom flachen unteren Talhang auf den vollständig schneebedeckten Läktatjåkka-Gletscher, den vorgelagerten See, den dreigliedrigen Endmoränenwall, den Seitenmoränenwall hinter dem Pumphaus der Läktatjåkko-Fjällstation sowie den vom Schneeschmelzwasser überschwemmten Talboden auf der Distalseite des Endmoränenwalles (Vordergrund). 16.8.2015

3.2.2.5. Übergangsformen zwischen Gletschern und Schneefeldern

Ein Entwicklungsgang von einem Schneefeld zu einem Gletscher wurde in der einschlägigen Literatur seit langem postuliert, ohne dass es zielgerichtete Studien mit eindeutigen Belegen dafür gab. Umgekehrt ist bei veränderten Klimaverhältnissen auch ein Wechsel von einem Gletscher-Stadium zu einem Schneefeld-Stadium denkbar. LINDH (1984), RAPP, NYBERG & LINDH (1986), LINDH, NYBERG & RAPP (1988) und NYBERG & LINDH (1990) haben die Thematik im Rahmen eines Forschungsprojektes zur Nivation und lokalen Vergletscherung in Nord- und Südschweden am Beispiel der nordwestlichen Abisko-Berge näher untersucht. Es wurden geomorphologische Studien zu den Prozeßabläufen und resultierenden Landschaftsformen an großen Schneeflecken und kleinen Gletschern durchgeführt. Die Untersuchungen zur Erosionsleistung von Schneeflecken und „Mini-Gletschern“, insbesondere kleinen Kargletschern, sind geomorphologisch und quartärgeologisch höchst bedeutsam, da sie bei Klimarekonstruktionen wichtige Anhaltspunkte für die Unterscheidung von morphologischen Indikatoren zur Lage ehemaliger Schneefelder und Gletscher liefern können (vgl. RAPP, NYBERG & LINDH 1986). Von 18 in den 1980er Jahren im Gebiet studierten Übergangsformen waren 4 nach Ansicht der schwedischen Autoren im Begriff, in nächster Zeit zu Gletschern zu werden, sofern sich die klimatischen Verhältnisse oder die Schneeverteilung zu ihren Gunsten veränderten (Latnjatjärro-, Käppatjåkka-, Rodhe-, Vassitjåkka-Nord-Gletscher; vgl. Abb. 32). Sie waren vor nicht allzu langer Zeit offenbar noch Gletscher. In Luftbildern aus dem Jahr 1943 zeigen 3 von ihnen deformierte Eislagen, die auf Bewegungsvorgänge in den Eiskörpern deuten. Während der Feldstudien in den 1980er Jahren war infolge der geringen sommerlichen Ablation kein Eis sichtbar, so dass die Größe der Eiskörper nicht festgestellt werden konnte. An der Übergangsform am Latnjatjärro war 1943 kein Eis erkennbar, doch existierte ein „frisch“ wirkender, ca. 100 m langer Wall am unteren Ende, der sich als Endmoräne interpretieren läßt (vgl. RAPP, NYBERG & LINDH 1986). 7 Gletscher bedeckten während der 1980er Jahre Flächen zwischen 0,07 km² und 0,65 km², die beiden Kärkerieppe-Kargletscher und der Käppatjåkka-Harpass-Gletscher stagnierten. 3 Formen stellten weiträumige Schneefelder dar, die zuvor im Holozän wahrscheinlich Gletscher repräsentierten, in den 1980er Jahren vom Gletscher-Status aber weit entfernt waren. Die restlichen 2 von LINDH, NYBERG & RAPP (1988) kartierten Erscheinungen waren inzwischen gletscherfreie Karnischen (Latnjavagge-Talschluß, Ekosjön-Kar). Obwohl die von Jahr zu Jahr sowie die räumlich stark variierenden Schneeverhältnisse die Beobachtungen erheblich behinderten und Gletschereis nur an wenigen Plätzen exponiert und deutlich erkennbar war, besteht kein Zweifel, dass sich der Zustand der „transitional forms“ im Laufe der letzten drei Jahrzehnte markant verändert hat. Während der eigenen Feldbegehungen wurde Gletschereis am Schneefeld Käppatjåkka-Nord (2002; vgl. Foto 53), am Schneefeld Käppatjåkka-Harpass (2002), am Schneefeld am See 1015 m (2002), am Läktatjåkka-Schneefeld (2002, 2004, 2015) sowie am Ekman-Gletscher (2002, 2004, 2015) beobachtet. Nach Ausweis der jüngsten

Feldbefunde (2019) sind einige Schneefelder mit Gletschereiskern inzwischen fast vollständig abgeschmolzen (Kåppatjåkka-Nord, Kåppatjåkka-Harpass, am See 1015 m, Latnjatjärro, Kuoblavagge, am Rodhe-See 1299 m, Kärkerieppe-Kare). Ein Vergleich von Luft- und Feldfotos aus den Jahren 1907, 1943 und 1959 zeigt ein deutliches Rückschmelzen der Frontbereiche der Übergangsformen (vgl. NYBERG & LINDH 1990). Während der kühlen 1960er und 1980er Jahre verlangsamte sich dieser Vorgang. Im Laufe der letzten, relativ warmen Jahrzehnte beschleunigte sich der Abschmelzprozeß wieder. Nach NYBERG & LINDH waren die meisten gletscherähnlichen Formen in den nordwestlichen Abisko-Bergen in den 1980er Jahren sehr dünn mit geschätzten maximalen Mächtigkeiten von 20-30 m, wobei selbst während der früheren aktiven Phasen aufgrund der lokalen Reliefverhältnisse nur Maximaltiefen von bis zu 50 m erreicht wurden. Die relativ geringen Abmessungen der Formen machen sie sehr empfindlich gegenüber Klimaschwankungen. Auf Veränderungen der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse (insbesondere der winterlichen Niederschlagsmengen) dürften sie daher recht rasch reagieren. Erstaunlicherweise befinden sich alle untersuchten gletscherähnlichen Formen unterhalb der in 1400-1500 m Höhe ü. M. anzusetzenden regionalen Vergletschungsgrenze (Ausnahme: Vassejietnja-Plateau-Gletscher; vgl. ÖSTREM, HAAKENSEN & MELANDER 1973). Die am tiefsten gelegenen Formen sind im Steilrelief in Nord- und Nordost-Auslagen in schattigen Positionen anzutreffen, die die Ansammlung größerer Schneemengen begünstigen. Die Rückschmelzbeträge der einzelnen Schnee- / Eiskörper unterscheiden sich ganz erheblich. Nach LINDH, NYBERG & RAPP (1988) waren einige im Zeitraum 1943-1988 durch einen Volumenverlust von bis zu 60 % gekennzeichnet, während andere nur 10 % einbüßten. Die Ursachen dafür sind vermutlich vielfältig, doch dürfte vor allem die Exposition zur Sonneneinstrahlung und zu den vorherrschenden winterlichen, schneebringenden Winden eine wichtige Rolle spielen. Die meisten kleinen Gletscher und größeren Schneefelder im Nordwestteil der Abisko-Berge sind südlich bis nordöstlich ausgerichtet, so dass die direkte Einstrahlung Bedeutung erlangt. Noch maßgeblicher für die Gletscher-Massenbilanz im Gebiet dürften schneebringende Winde sein. Nach Ausweis der Wetterstation Riksgränsen / Katterjåkk fällt der meiste Niederschlag im Winter bei Winden aus westlicher bis nordwestlicher Richtung. Die Schneeverorgung der Formen wird vornehmlich durch die Reliefverhältnisse und die Schneeakkumulation in Leelagen bestimmt, die ihrerseits teilweise durch das „snow fetch“-Gebiet, aus dem der Schnee leicht angeliefert werden kann, gesteuert wird. Ein Schneefeld oder Gletscher mit einem großen Schneefetch-Gebiet dürfte weniger empfindlich auf veränderte Windverhältnisse reagieren als ein Schneefeld oder Gletscher mit einem kleinen Schnee-Einzugsgebiet (vgl. LINDH, NYBERG & RAPP 1988).

Verbreitung von „Übergangsformen“ zwischen Gletschern und großen Schneefeldern (gepunktet) im zentralen Abschnitt der nordwestlichen Abisko-Berge (dicke Punkte: moränenähnliche Stirnwälle)

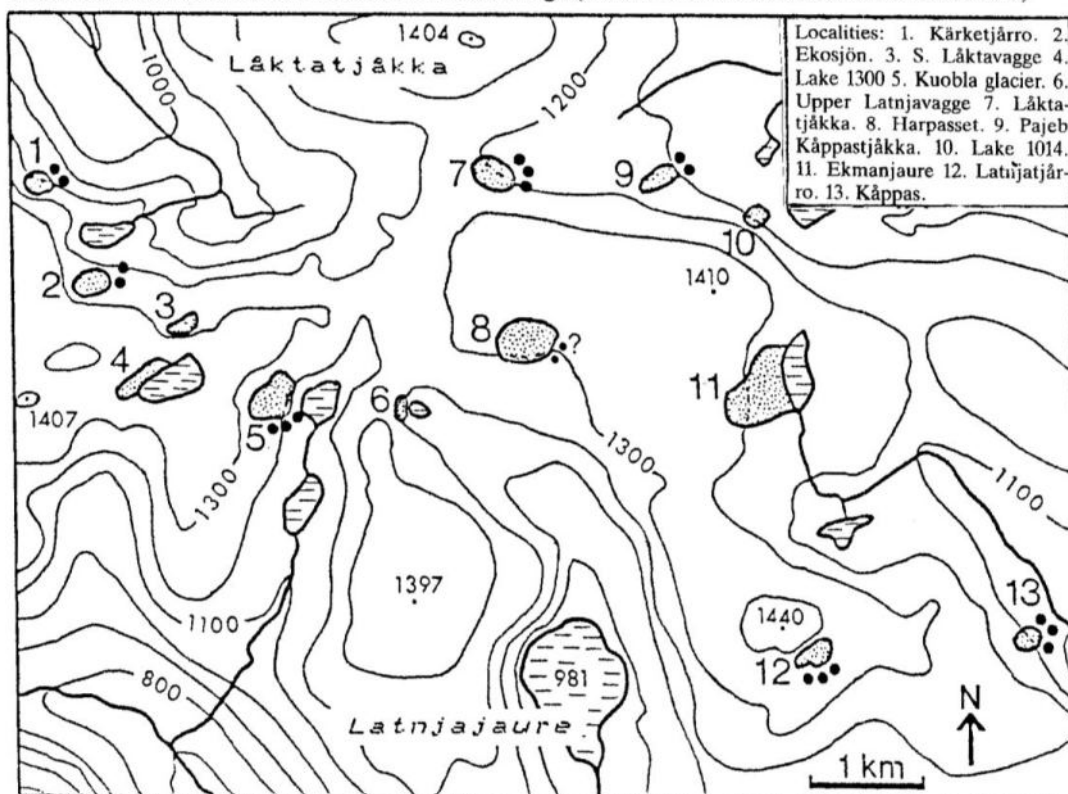


Abb. 32: Verbreitung von „Übergangsformen“ zwischen Gletschern und großen Schneefeldern (gepunktet) im zentralen Abschnitt der nordwestlichen Abisko-Berge (dicke Punkte: moränenähnliche Stirnwälle) (verändert nach NYBERG & LINDH 1990)



Foto 53: „Übergangsform“ zwischen einem kleinen Gletscher und einem großen Schneefeld am Nordhang des Pajeb Kåppatjåkka-Berges westlich des Sees 1040 m. Unter der mächtigen, abschmelzenden Schneedecke existierten 2002 Gletschereisreste. Moränen im Frontbereich rechts des „Gletschertores“ belegen die ehemalige Existenz eines kleinen, bereits 2019 abgeschmolzenen Hanggletschers. 28.8.2002

Die am unteren Rande vieler großer Schneefelder und kleiner Gletscher anzutreffenden, bis zu 150 m langen und bis zu 10 m hohen Wälle sind als Endmoränen zu deuten, die durch Glaziärerrosion und Akkumulation durch Gletscher entstanden sind, die gegenwärtig stagnieren oder als Gletschereiskerne in Schneefeldern erhalten sind (vgl. LINDH 1984). Sie repräsentieren geomorphologische Indikatoren eines einstmaligen strengeren Klimas als des aktuellen. Höchstwahrscheinlich wurden sie während der „Kleinen Eiszeit“ zu Beginn des 20. Jahrhunderts gebildet.

3.2.3. Gletscher im südöstlichen Teil der Abisko-Berge

Die Vergletscherungsuntergrenze steigt nach ÖSTREM, HAAKENSEN & MELANDER (1973) in den Abisko-Bergen landeinwärts mit zunehmender thermischer und hygrischer Kontinentalität in östlicher Richtung in Höhenlagen von >1500 m ü. M. an. Die aktuellen Gletscher sind daher höher gelegen als im maritimer getönten nordwestlichen Teil. Infolge der geringeren winterlichen Schneemengen und der höheren Sommertemperaturen, die die Ablation begünstigen, ist das Gebiet nur gering vergletschert und enthält nur wenige langfristige Schneeflecken, deren Verbreitung sich mit wenigen Ausnahmen auf die höchsten Gipfel sowie Ost- und Nordost-exponierte Leelagen konzentriert. Im Unterschied zur Vergletscherungsgrenze sinkt die Untergrenze der Verbreitung alpinen Permafrostbodens in östlicher Richtung bis in Höhenlagen von 800-850 m ü. M. ab, doch ist das exakte Verbreitungsmuster des Dauerfrostbodens bisher nicht bekannt. Einschlägige Untersuchungen von KNEISEL (2006, 2010a, 2010b) im Pallenvagge-Tal lassen auf eine erhebliche, vor allem durch die Reliefgegebenheiten (Exposition, Hangneigung), Substrateigenschaften (Körnung, Durchfeuchtung), Schneeverhältnisse und Vegetationsbedeckung der Standorte gesteuerte Permafrostverbreitung schließen. Die Existenz von Permafrostboden im Untergrund hat u. a. Konsequenzen für die Morphodynamik der Gletscher und für den daraus resultierenden geomorphologischen Formenschatz. Die wenigen gegenwärtig noch existierenden Gletscher (ausschließlich Kargletscher) zeichnen sich durch mächtige Endmoränenwälle aus, deren Abmessungen im Vergleich zu den zugehörigen Eiskörpern auf den ersten Blick überraschen. Im Folgenden werden drei Kargletscher exemplarisch vorgestellt.

3.2.3.1. Gletscher im Pallenrieppe-Kar

Am sackförmigen Talschluß des Pallenvagge-Tales befinden sich gegenwärtig zwei kleine Kargletscher – der Pallenrieppejökel am Talende und ein tief in den steilen Nordosthang des Pallenbogitjåkka-Bergzuges eingelassener kleiner Kargletscher (vgl. Foto 54). Das Pallenrieppe-Kar war offenbar zu Beginn jeder pleistozänen Vergletscherung eisgefüllt. Ausgehend von dieser Vergletscherung entwickelten sich jeweils Talgletscher, die das heutige Pallenvagge-Tal zur aktuellen Trogtalform ausschürften. Ähnlich wie am Kårsavagge-Talschluß existierte eine eigenständige Montanvergletscherung, deren Eis schließlich in das nach Norden vorrückende Inlandeisstromnetz integriert wurde. Nach Abschmelzen des spätweichselzeitlichen Inlandeises bot das N-NO-orientierte Kar erneut gute Voraussetzungen für eine lokale Vergletscherung, die sich allerdings auf den obersten Talabschnitt (südlich der Einmündung des Verbindungstales zum Siellavagge-Tal) beschränkte. Der Pallenrieppejökel und der Kargletscher am Pallenbogitjåkka standen noch im 20. Jahrhundert miteinander in Verbindung, wie schuttbedeckte Gletschereisreste in der Mulde vor ihren Fronten ausweisen. Zwischen dem Gletscherbecken des Pallenrieppejökel und dem von weitgespannten Blockfeldern bedeckten äußeren Abschnitt des Pallenrieppe-Kars mit dem See 1221 m ü. M. befindet sich ein mächtiger Moränenkomplex, der durch einen auffällig steilen Distalhang gegen das flache Vorland abgesetzt ist. Am Ausgang der Karmulde wird der Talboden von mehreren flachen und nach Ausweis des Flechtenbewuchses der Grobkomponenten sehr alten Moränenwällen gequert. Auf ihrer Distalseite böschte sich die Talsohle zum ehemaligen Konfluenzbecken der pleistozänen Gletscherzungen aus dem Pallenrieppe-Kar und dem aus westlicher Richtung einmündenden Durchbruchstal zum Siellavagge ab. In der mit glazifluvialen Sedimenten aufgefüllten, mit Gräsern und Zwergsträuchern bewachsenen Mulde sammeln sich die Abflüsse aus dem Pallenrieppe-Kar, dem Verbindungstal östlich der Passhöhe 1042 m ü. M. sowie der vom Col 1440 m ü. M. aus östlicher Richtung herabziehenden Rinne und vereinen sich zum Pallenjåkka-Bachlauf.



Foto 54: Blick vom blockfeldbedeckten Vorland auf die mächtigen Eiskernmoränen und die durch 1600-1800 m hohe, schattenspendende Felswände nach Westen und Süden abgeschirmten Gletscher am Pallenrieppe-Talschluß: Pallenrieppejökkel am Talschluß, kleinerer Gletscher in Karnische oberhalb des mächtigen longitudinalen Schneefeldes am Seeufer. 29.8.2013

Der aktuelle Pallenrieppejökkel erstreckt sich über eine Länge von rund 1 km von der 1784 m hohen Karrückwand bis zu einem vorgelagerten Schmelzwassersee, in den die Gletscherfront flach und rampenförmig eintaucht (vgl. Foto 55). Die Gletscheroberfläche ist nur nahe der südwestlichen Karrückwand stärker geneigt. Der Rest des Gletschers böschet sich sanft bis zum vorgelagerten See ab. Von der Bergumrahmung auf den Gletscher gefallener, supra- und englaziär transportierter Verwitterungsschutt gelangt zum See, der als Sedimentationsbecken fungiert. Sein Abfluß durchbricht die Moräne an ihrem Ostrand und gelangt von dort in das blockfeldbedeckte Vorland. Die Gletscherfront befand sich 2013 in einer Höhenlage von ca. 1300 m ü. M.; der obere Eisrand an der Karrückwand war weithin durch mächtige Schneeanhäufungen verdeckt, so dass sich seine exakte Position nicht feststellen ließ. Ebenso sind die Eismächtigkeit und die damit verknüpften Temperaturverhältnisse unbekannt. Sowohl der Pallenrieppe-Hauptgletscher als auch der laterale Kargletscher an der Pallenbogitjåkka-Nordostwand sind in Höhenlagen entwickelt, in denen alpiner Permafrostboden weit verbreitet auftritt (vgl. KNEISEL 2010a, 2010b). Die 1600-1800 m hohen, die Gletscher nach Westen und Süden abschirmenden, Schatten spendenden Felswände sind vereist, von Permafrost durchsetzt und reichen mit ihren höchsten Partien wahrscheinlich bis in die Höhenstufe mit kontinuierlichem Gebirgspermafrost hinein. Der Gletscherschlund verläuft am Südostende des Gletschers deutlich sichtbar im Eis und nicht im Kontaktbereich von Eis und Fels. Das wandseitige Eis ist am Fels in mehreren Metern Mächtigkeit angefroren, was als weiteres Indiz für das Vorkommen von Permafrost im Festgestein zu interpretieren ist (Permafrostmächtigkeit am 1440 m hohen Col nach KNEISEL (2010a) mehr als 100 m). Die Eismächtigkeiten der beiden Gletscher lassen sich auf 50-100 m schätzen, vielleicht mit Ausnahme des wandnahen Abschnitts des Pallenrieppejökels, wo die Eismächtigkeit eventuell etwas größer ist. Falls die Schätzungen zutreffen, dürften beide Gletscher unter Berücksichtigung der klimatischen Bedingungen im Gebiet gegenwärtig „kalt“ („cold-based“) sein, da die dünnen Eiskörper leicht von den winterlichen Kältewellen zu durchdringen sind. An der Ostflanke des Pallenrieppejökels sind Seitenmoränenwälle in mehreren Höhenlagen entwickelt, die von unterschiedlich hohen Gletscherständen zeugen und mit dem Endmoränenkomplex vor dem Gletschersee in Verbindung stehen. Der äußere, steilwandnahe Lateralmoränenwall ist stellenweise von Sturzschutt bedeckt. Der Endmoränenkomplex besteht aus zwei mächtigen, hintereinander geschalteten Wällen, die durch eine Senke getrennt sind. Die Kronen der beiden grobblockigen Wälle sind in zahlreiche Voll- und Hohlformen gegliedert. Am Südenende grenzt der Moränenkomplex an die Front des Kargletschers am Pallenbogitjåkka-Nordosthang (vgl. Foto 56). Dort freigesetztes Schmelzwasser sammelt sich in einer Mulde am Rande der beiden Endmoränenwälle und unterminiert die angrenzenden, eisreichen moränischen Sedimente, wodurch ein unübersichtliches Thermokarstterrain entstanden ist, das stellenweise Einblicke in den sedimentologischen Aufbau des Moränenkomplexes gewährt. Der Abfluß zum vorgelagerten See (1221 m) erfolgt etwa parallel zur Gletscherfront in einer Rinne, stellenweise subkutan im Blockmaterial. Die Oberfläche des Kargletschers fällt von der am Gipfel 1645 m

auffällig stark zergliederten Karrückwand steil nach Osten ab, so dass aus der Wand auf den Gletscher gestürzter Schutt nicht liegen bleibt, sondern rasch über die Gletscheroberfläche zum unteren Gletscherrand gleitet und dort akkumuliert wird.



Foto 55: Blick vom Eiskernmoränenwall in das Gletscherbecken des ca. 1 km langen Pallenrieppejökel, dessen Front flach in den vorgelagerten Schmelzwassersee mündet, der als Sedimentationsbecken für den an der Gletscheroberfläche mitgeführten Sturzschutt aus den Felswänden fungiert. Das Gletschereis ist oberhalb des Gletscherschrundes unter Permafrostbedingungen an der Felsrückwand angefroren. 29.8.2013



Foto 56: Blick auf den lateralen Gletscher in der tiefen Karmulde am Pallenbogitjåkka-Nordosthang. Die Karrückwand ist stark zergliedert und in Rinnen und Felstürme aufgelöst. Der dort bereitgestellte Sturzschutt gelangt über die steile Gletscheroberfläche zur Gletscherfront und wird dort im Bereich des Schmelzwasserbaches akkumuliert. 29.8.2013

Die im Verhältnis zur Größe des Pallenrieppe-Kargletschers sehr mächtigen Abmessungen des Endmoränenkomplexes und dessen erstaunlich steiler Fronthang lassen vermuten, dass der Schuttkörper Gletschereisreste enthält, die unter Permafrostbedingungen bis in die Gegenwart überdauert haben. Aufschlüsse in den Sedimenten am Rande von Thermokarstmulden und Studien zur Permafrostverbreitung mit Hilfe geoelektrischer Prospektionsmethoden (vgl. KNEISEL 2006) bestätigen die Annahme, dass es sich um Eiskernmoränen („ice-cored moraines“) handelt. Entlang einer Meßstrecke vom flachen, blockfeldbedeckten Vorland über ein perennierendes Schneefeld im Knickbereich des Hangfußes zum Topbereich des äußeren Moränenwalles konnte KNEISEL massives Bodeneis von erheblicher Mächtigkeit nachweisen, wobei die Widerstandswerte nahe legen, dass es sich um Eis handelt, das durch Firnifikation entstanden ist, d. h. typisches Gletschereis. Untersuchungen mit Hilfe der BTS-Methode (Basistemperatur der winterlichen Schneedecke) sowie geophysikalischer Methoden (vgl. KNEISEL 2010a, 2010b) stützen zwar die auf der Grundlage einer Extrapolation der Jahresmitteltemperatur der nahe gelegenen Wetterstation Abisko nach der Methode von KING (1984) zu erwartende Verbreitung von Permafrost im Gebiet – auch abseits des Moränenkomplexes – weisen aber auf ein aufgrund der variablen Standortbedingungen sehr differenziertes

Verbreitungsmuster des Permafrostbodens. Die eindrucksvollen Moränen am Ostrand des Pallenrieppekars und vor dem Gletscherbecken (Pallenrieppejökel und Gletschersee) belegen, dass das Kar einst stärker vergletschert war als gegenwärtig, und dass die beiden aktuellen Gletscher früher erheblich größer waren. Infolge der deutlich größeren Eismächtigkeiten dürfte der Druckschmelzpunkt in Teilen der Eiskörper überschritten worden sein, so dass auch „warme“, d. h. temperierte Bereiche in den Gletschern existierten. Die Gletscher wiesen damals ein polythermisches Temperaturregime auf, wobei ein großer Teil des Gletschereises „warm-based“ war und nur die durch eine geringe Eismächtigkeit gekennzeichneten Randbereiche, insbesondere an der Gletscherstirn „cold-based“ waren. Ob in den beiden Gletschern temperiertes Eis bis in die Gegenwart überdauern konnte, ist eher unwahrscheinlich. Die besten Bedingungen dafür sind vermutlich am Fuße der hohen nordexponierten Karrückwand gegeben, wo die Eismächtigkeit am größten ist. Die Altersstellung der markanten Randmoränenwälle am Osthang des Kares und vor dem Gletschersee wurde bisher nicht näher untersucht. Die Ablagerungen dürften mit großer Wahrscheinlichkeit während der „Kleinen Eiszeit“ entstanden sein, als die holozänen Gletscher vorstießen und wesentlich größere Abmessungen aufwiesen als aktuell. Seit den 1920er Jahren ist wie bei fast allen kleinen, auf Klimaschwankungen besonders empfindlich und rasch reagierenden Gletschern in den Abisko-Bergen, mit einem Rückschmelzen zu rechnen.

3.2.3.2. Gletscher im Kaskarieppe-Kar

Das Kaskarieppe-Kar befindet sich 1-2 km Luftlinie östlich des Pallenrieppe-Kars. Die beiden Karnischen sind nur durch einen N-S-streichenden, schmalen, 1600-1800 m hoch aufragenden Bergzug zwischen den Gipfeln von Pallentjåkka und Honga voneinander getrennt. Das Kar mündet im Norden in das NW-SO-orientierte Nissunvage-Hochtal, wobei die Mündung in Höhe der Nissunvage-Talsolehle gelegen ist. Der aktuelle Gletscher nimmt den obersten Abschnitt der Karmulde nahe der Karrückwand ein (vgl. Fotos 57 und 58). Er ist etwas höher gelegen als der Pallenrieppejökel (Gletscherfront 2019 in ca. 1340 m Höhe ü. M.). Das spätweichselzeitliche Inlandeis schmolz im trogförmigen Nissunvage-Tal, das als „Durchbruchstal“ an beiden Enden offen ist, wahrscheinlich in zentripetaler Richtung zurück. Dadurch wurden die Ausmündungen zum Abiskotal im Nordwesten und Pässisvage im Südosten zuerst eisfrei, während der zentrale Abschnitt an der Einmündung des Kaskarieppe-Kars eisbedeckt blieb. Sowohl das Abiskotal als auch das Pässisvage waren zum damaligen Zeitpunkt noch mit Gletscherzungen des Inlandeises gefüllt. Zuletzt schmolzen die Eisreste im Mittelabschnitt des Nissunvage ab, danach das Eis auf dem höher gelegenen Boden des Kaskarieppe-Kars. Wann das Gletschereis in der tiefen Nische unterhalb des Pallentjåkka-Gipfels und der steilen Felswand unterhalb des Cols 1440 m, die inzwischen vom See 1140 m eingenommen wird, abschmolz, bereits am Ende des Weichsel-Glazials oder erst später, ist nicht bekannt. Die karähnliche Hohlform wurde durch die pleistozänen Gletscher herauspräpariert oder zumindest modifiziert. Ein Foto vom 7.7.1954 vom Gipfel des Nissuntjärro (vgl. HOLDAR 1957) zeigt im Kaskarieppe-Kar mehrere große Schneefelder, u. a. am Platze des aktuellen Gletschers, unterhalb der Steilwand am Col sowie in einer flachen Hohlform im Steilhang unterhalb des Gipfels 1646 m, wobei nicht zu erkennen ist, ob die schneebedeckten Flächen von Gletschereis unterlagert sind. Die markante Endmoräne des Kaskarieppe-Gletschers ist leicht zu identifizieren. Der damals schneebedeckte Gletscher scheint sich bis in eine größere Höhe an der Karrückwand zu erstrecken als gegenwärtig. Bei Feldbegehungen in den Sommern 2013 und 2019 wurden am See und an den von Sturzschtalhalden gesäumten, seitlichen Karhängen nur kleinere Schneeflecken beobachtet, die sicherlich kein Gletschereis bedeckten. In den 1950er Jahren eventuell vorhandene Gletscherreste sind in der Zwischenzeit gewiß abgeschmolzen. Gletschereis wurde nur noch in Gestalt des aktuellen Kaskarieppe-Gletschers zwischen Karrückwand und Endmoränenwall angetroffen.



Foto 57: Blick vom blockfeldbedeckten Vorfeld auf die mehrgliedrige, im Ostabschnitt markant mit langfristigen Schneeflecken im Fußbereich (Knick) gegen das Vorland abgesetzte Endmoräne des Kaskarierpe-Gletschers. Die knapp 1800 m hoch aufragenden, weithin von perennierenden Schneefeldern bedeckten Karrückwände sind wolkenverhangen. 12.8.2019



Foto 58: Blick vom Top der Eiskernmoräne nach Süden auf den weithin schneebedeckten Kaskarierpe-Gletscher. Die flach geböschte Gletscherfront (2019 ca. 1340 m ü. M.) ist vom vorgelagerten Schmelzwassersee knapp 50 m entfernt. Der Abfluß ins Vorland erfolgt durch eine breite Lücke im Endmoränenbogen westlich der Eiskernmoräne. 12.8.2019

Der glaziäre Formenschatz im Umkreis des Kaskarierpe-Gletschers ähnelt dem im Pallenrieppe-Kar. Vor dem Gletscher befindet sich eine teilweise wassergefüllte flache Mulde, die karabwärts von einem Endmoränenwall begrenzt wird. Der Wall ist auf seiner Distalseite scharf gegen den blockfeldbedeckten Talboden abgesetzt, während sich der Übergang zur proximal gelegenen Mulde relativ sanft vollzieht. Im Knick zwischen Wall und Vorland überdauern transversale Schneeflecken bis weit in den Sommer. Die Walloberfläche wird weithin von Steinen und Blöcken gebildet, die kaum kantengerundet sind, was sich mit dem kurzen Transportweg des Materials erklären läßt. Wo Feinmaterial zutage tritt, finden sich Spuren abluarer Abtragungsprozesse. Im Unterschied zur Stirnmoräne im Pallenrieppe-Kar handelt es sich um einen singulären Wall, keinen Doppelwall. Er ist an seinem Nordwestende allerdings in mehrere Kuppen mit zwischengeschalteten Hohlformen gegliedert. Er setzt sich am Fuße der das Kar seitlich begrenzenden Steilwände und -hänge fort, stellenweise in Gestalt mehrerer parallel verlaufender oder miteinander verschmelzender

Einzelwälle und repräsentiert somit eine Laterofrontalmoräne. Inwieweit die Moräne noch Gletschereis enthält, ist unklar. In Voll- und Hohlformen aufgelöste Wallpartien deuten auf Eisreste im Untergrund wie in einer Toteislandschaft. Steile Hangpartien auf der Distalseite der Endmoräne lassen sich als Indiz für die Existenz von Permafrostboden im Substrat interpretieren. Der Neigungswinkel überschreitet stellenweise den maximalen Böschungswinkel des Lockermaterials, das offensichtlich durch Permafrost zementiert ist. Solche Beobachtungen, die Befunde aus dem benachbarten Pallenrieppe-Kar sowie die Lage in der Höhenstufe mit weit verbreitetem alpinem Permafrostboden, lassen auf die Existenz von Permafrostboden in der Moräne schließen. Der Dauerfrostboden begünstigte auch den längerfristigen Erhalt von Gletschereis unter der oberflächlichen Schuttdecke, so dass es zur Bildung einer Eiskernmoräne kommen konnte. Der aktuelle Gletscher ist stark im Rückschmelzen begriffen, obwohl seine Front etwas steiler abfällt als jene des Pallenrieppe-Kargletschers. Nach Ausweis der Feldbeobachtungen ist die Stirn im Zeitraum 2013-2019 um 15-20 m zurückgeschmolzen und reicht inzwischen nicht mehr an den kleinen vorgelagerten Teich heran. An der Gletscheroberfläche werden zahlreiche Steine und Blöcke, die offenbar als Sturzschutt von der Karrückwand auf den Gletscher gefallen sind, Richtung Gletscherfront verlagert. Die genauen Abmessungen des Gletschers ließen sich während der Feldstudien nicht ermitteln, da nur Teile des Ablationsgebietes schneefrei waren. Die Länge des Gletschers dürfte weniger als 0,5 km betragen, seine Mächtigkeit 50 m unterschreiten. Vermutlich ist der Gletscher inzwischen „kalt“, vielleicht mit Ausnahme kleiner Partien im Nährgebiet nahe der Karrückwand, wo das Eis am mächtigsten ist und temperiertes Eis möglicherweise bis in die Gegenwart überdauern konnte. Der Endmoränenwall dürfte wie im Falle des Doppelwalles vor dem Gletscherbecken im Pallenrieppe-Kar während des Höchststandes am Ende der „Kleinen Eiszeit“ zu Beginn des 20. Jahrhunderts abgelagert worden sein. Der Gletscher entwässert durch den kleinen vorgelagerten Teich, eine Mulde im Endmoränenwall sowie das weiträumige distale Blockfeld (stellenweise subkutan) zum See 1140 m am Fuße des Pallentjåkka-Gipfels. Das Südufer des Sees wird von einem Delta aus glazifluvialen Sedimenten gebildet, das beim Rückschmelzen der Gletscherfront vom See bis zur aktuellen Position am Ende des Kaskarierpe-Kars im Laufe des Holozäns aufgeschüttet worden ist.

3.2.3.3. Gletscher am Adnetjärro (Siellavagge)

Die Kargletscher am Adnetjärro-Gipfel (1744 m) unterscheiden sich von jenen in den Karen Pallenrieppe und Kaskarierpe vor allem durch ihre Lagebedingungen. Die zuerst genannten sind am Ende weiträumiger, sackförmiger Karmulden gelegen, während die Gletscher am Adnetjärro gipfelnahe Karnischen im oberen Abschnitt des Siellavagge-Südwesthanges ausfüllen. Die drei vergletscherten Kare befinden sich in NO-Exposition im Windschatten des Siellanjunni-Adnetjärro-Siellatjåkka-Bergkammes. Die Lee- und Schattlage begünstigt die Akkumulation und das langfristige Überdauern größerer Schneemengen im Gefolge der vornehmlich aus westlichen Richtungen wehenden winterlichen, schneebringenden Winde. Gipfelnahe Hangmulden existierten dort wahrscheinlich schon vor dem Pleistozän und boten unter den folgenden klimatischen Bedingungen günstige Voraussetzungen für eine lokale Vergletscherung (vgl. HOLDAR 1957). Diese beschränkte sich während der pleistozänen Vereisungen aber auf die gipfelnahe Lagen und das Siellavagge-Tal. Gletscherschliffe in den Hochlagen der angrenzenden Berge, u. a. im Passbereich südwestlich des Tjåmuhasrieppejaure-Sees zwischen Giron und Tjåmuhas-Berg, indizieren nach HOLDAR eine Eisbewegung, die mit derjenigen des weichselzeitlichen Inlandeises aus südlicher Richtung übereinstimmt, und nicht durch eine Vergletscherung mit Zentrum im Adnetjärro-Gebiet hervorgerufen worden sein kann. In der Initialphase der Vergletscherung füllte eine Gletscherzunge aus dem Adnetjärro-Gebiet zwar das Siellavagge-Tal, doch wurde diese anschließend vom nach Norden vorstoßenden Inlandeis „überfahren“. Zu diesem Zeitpunkt verlor die Vergletscherung am Adnetjärro aufgrund ihres limitierten Verbreitungsgebietes ihre Bedeutung als Eisnachschubgebiet für ihre Umgebung (vgl. HOLDAR 1957). Die für die Ausprägung der Gletscherschliffe in den höheren Lagen verantwortlichen Eisströme hatten ihren Ursprung nunmehr weiter südlich, namentlich im Kebnekaise-Gebiet. Das Siellavagge-Tal verläuft quer zur Vorstoßrichtung des Inlandeises, so dass das Tal vom Eis gequert werden musste und nicht durchflossen wurde. Diese Tatsache bietet eine mögliche Erklärung für den engen, teilweise V-förmigen Querschnitt des Tales, der sich deutlich von den benachbarten, trogförmig ausgeschürften Tälern (z. B. Pallenavagge und Nissunavagge) unterscheidet. In den von einer mächtigen Grundmoränendecke gebildeten Talboden hat sich der

Bachlauf 25-30 m tief kerbförmig eingeschnitten, was den Eindruck eines jungen, fluvial geprägten Tales in einer ansonsten glaziär geprägten Landschaft noch verstärkt. HOLDAR erklärt die mächtige moränische Talfüllung mit dem Fehlen destruktiver Vorgänge am Ende der weichseleiszeitlichen Vergletscherung, ehe die postglaziale fluviale Erosion einsetzte und schließlich im Laufe der Zeit zur Entwicklung des Kerbtälchens führte. Der Talboden war wahrscheinlich lange von einer inaktiven, mehr oder weniger unbeweglichen Gletscherzunge bedeckt, die eher eine schützende als abtragende Wirkung hatte (vgl. HOLDAR 1957).

Das Ausmaß der Vergletscherung im Umkreis des Adnetjärro-Gipfels im Laufe des Holozäns ist unbekannt. Es gibt keine Indizien, wie lange Eisreste nach dem Rückschmelzen der Inlandeisbedeckung in den Karmulden und deren Umgebung überdauerten. Ebenso ist unklar, ob das Gebiet zeitweise völlig gletscherisfrei war. Die geringen Abmessungen der Nischen und Mulden deuten auf eine limitierte Vergletscherung mit relativ kleinen Eiskörpern. Diese reagieren besonders sensitiv und rasch auf Klimaveränderungen, so dass in längeren holozänen Wärmephasen mit einem Abschmelzen aller Gletscher zu rechnen ist. Gegen Ende der „Kleinen Eiszeit“ zu Beginn des 20. Jahrhunderts, als die meisten Gletscher vermutlich ihren postglazialen Maximalstand erreicht hatten, war das Gebiet wahrscheinlich wesentlich stärker vergletschert als in der Gegenwart. Seitdem ist ein Rückschmelzen der Gletscher zu beobachten, wobei die aktuellen Kargletscher offenbar nur noch kleine Relikte aus jener Zeit darstellen. Ein Foto vom Gipfel des Tjåmuhas vom 22.7.1950 (vgl. HOLDAR 1957) zeigt im Umkreis des Adnetjärro ausgedehnte Schneefelder, und zwar sowohl in den noch immer vergletscherten Karnischen als auch in einigen größeren Mulden abseits davon. Zwar ist nicht überall klar, ob die Schneefelder von Gletschereis unterlagert sind, doch bestehen an mehreren Lokalitäten keine Zweifel daran. Am markantesten ist ein großes Schneefeld in einer weitgespannten Geländedepression zwischen dem Siellanjuni-Gipfel (1461 m) und dem ca. 2 km südöstlich davon gelegenen Gipfel 1492 m. Diese Mulde war 1950 noch vergletschert, wobei sich die Eisdecke vom Gipfelplateau bis an den Oberhang des Siellavagge-Tals nahe der Einmündung des Durchbruchstaes zum Pallenvagge erstreckte. Feldbefunde in Gestalt einer völlig flechtenfreien Blockdecke bestätigen dies, wobei das Eis in seinem höchsten Abschnitt wahrscheinlich „kalt“ und nicht erosiv war. Das Foto und die Feldbeobachtungen belegen, dass das Adnetjärro-Gebiet vor 70 Jahren noch wesentlich stärker vergletschert war als gegenwärtig. Inzwischen konzentriert sich die Vergletscherung auf drei kleine Kare in unmittelbarer Nähe des Adnetjärro-Gipfels. Ein kleiner Gletscherrest am Oberhang östlich davon ist während der letzten Jahre abgeschmolzen. Den Kargletschern sind außergewöhnlich mächtige Endmoränenwälle vorgelagert, deren Abmessungen sich nur durch die Existenz von größeren Gletschereisresten in den Sedimenten erklären lassen. Es handelt sich um Eiskernmoränen, in denen Gletschereisreste unter Permafrostbedingungen langfristig überdauern konnten. Die Fronten der Moränenwälle befinden sich in Höhenlagen von ca. 1200 m ü. M. (nordwestlicher Gletscher), 1400 m ü. M. (mittlerer Gletscher) und 1500 m ü. M. (südöstlicher Gletscher). Der mittlere Gletscher, dessen steile Karrückwand dicht an den Adnetjärro-Gipfel grenzt, „kalbt“ mit einem Eiskliff in einen kleinen Karssee, der von der vorgelagerten, durch Permafrost zementierten Eiskernmoräne aufgestaut wird (vgl. Foto 59). Alle drei Kargletscher befinden sich in der Höhenstufe mit weit verbreitetem, diskontinuierlichem, alpinem Permafrostboden. Sie sind im Laufe der letzten 30 Jahre deutlich zurückgeschmolzen und dürften bei Fortbestand des aktuellen Klimatrends innerhalb weniger Jahrzehnte vollständig abschmelzen.



Foto 59: Blick vom oberen Rand der Karrückwand nahe dem Adnetjärro-Gipfel in das mittlere Kar am Siellavagge-Südwesthang. Die tief in den Oberhang eingesenkte Karnische enthält einen kleinen Kargletscher, der mit einem Eiskliff im vorgelagerten, durch eine mächtige Eiskernmoräne aufgestauten Schmelzwassersee „kalbt“. Im Hintergrund ist der markante, aus südlicher Richtung pyramidenförmig erscheinende Berggipfel des Tjåmuhas zu erkennen (Foto aus NEREGÅRD 2017).

4. Wanderexkursionen zur kaltklimatischen Landschaftsformung in den Abisko-Bergen

4.1. Logistik

Ausgehend von der Straßen- bzw. Eisenbahnstrecke Kiruna – Narvik am Nord- und Nordostrand des Gebietes lassen sich die nicht durch Fahrwege erschlossenen Abisko-Berge durch Wanderexkursionen erforschen. Der kaltklimatische geomorphologische Formenschatz und die ihm zu Grunde liegenden frostdynamischen Prozesse können auf kürzeren oder längeren Exkursionen studiert werden. Es werden eine eintägige und 4 mehrtägige Exkursionen vorgeschlagen, die in ihrem Verlauf weithin markierten Wander- oder Schneemobilwegen folgen (vgl. Abb. 33). Auf ihnen können die in Kapitel 3 erworbenen Kenntnisse vertieft werden, oft an charakteristischen „Typlokalitäten“ der kryogenen Landschaftsformung. Die Kurzexkursion führt in das leicht zugängliche und wissenschaftlich gut erforschte Kärkevage-Tal am Nordwestrand des Arbeitsgebietes. Die längeren Exkursionen vermitteln Einblicke in die kaltklimatische Landschaftsformung nordwestlich und südöstlich des breiten Abisko-Tales (jeweils zwei Exkursionen). Sie lassen sich in Abhängigkeit von persönlicher Kondition, Wetter und Interessenlage jeweils in 2-4 Tagen durchführen und beinhalten mangels Übernachtungshütten (mit Ausnahme der Låktatjikko-Fjällstation und den Abisko-jaure-Hütten) zumindest eine Bivak-Übernachtung im Zelt. Die empfohlenen, vom Autor mit Studentengruppen der Universitäten Hannover und Hamburg seit den 1980er Jahren getesteten Touren setzen normale körperliche Fitness, gutes Schuhwerk (am besten Bergschuhe zur Durchquerung der Blockfelder und hohe Wander-Gummistiefel zur Begehung der Moor- und Sumpfgebiete) sowie warme, wasser- und winddichte Kleidung voraus. Die günstigste Wanderzeit ist der August, wenn die Schneeschmelze weit fortgeschritten, Neuschnee aber noch selten ist. Plötzliche Schneefälle können in den Hochlagen aber auch im Sommer auftreten. Die Hochtäler und Talschlüsse sind bei sommerlichen Warmlufteinbrüchen oft in Nebel gehüllt, so dass die Berggipfel und Gletscher nicht sichtbar sind und eine zusätzliche Zeltübernachtung sinnvoll erscheint. Ein windstabiles Zelt, ein warmer Schlafsack und ein zuverlässiger Kocher sind auf den längeren Touren daher zwingend erforderlich. Ebenso müssen die Nahrungs- und Brennstoffreserven ausreichen. Die Mitnahme eines GPS und eines Handys für Notfälle ist zu empfehlen, selbst wenn sich der Empfang oftmals auf die Umgebung der Orte Abisko und Björkliden beschränkt. Die vorgeschlagenen Exkursionen stellen ein Maximalprogramm dar. Sie behandeln verschiedene Themenkreise und ergänzen sich dadurch. Je nach Interessenschwerpunkt, Fitness und zur Verfügung stehender Zeit kann eine persönliche Auswahl getroffen werden.

Übersichtskarte der 5 empfohlenen Wanderexkursionen durch die Abisko-Berge



Abb. 33: Übersichtskarte der 5 empfohlenen Wanderexkursionen durch die Abisko-Berge

4.2. Tagesexkursion durch das Kärkevage-Tal

Streckenlänge ca. 12 km, Höhenunterschied ca. 320 m, mit Karmulden am Vassitjåkka-Berg ca. 600 m.

Streckenverlauf: Eisenbahnhaltepunkt / E10 Låktatjåkko – Rissajaure-See – Eisenbahnhaltepunkt / E10 Vassijaure

4.2.1. Wissenschaftliche Bedeutung

Das rund 20 km nordwestlich von Abisko gelegene Trogtal Kärkevage (Samisch: Geargeveggi = Steintal) und die angrenzenden Bergrücken und Plateaus bilden ein Schlüsselgebiet von internationaler Bedeutung für das Studium alpiner und periglaziärer Hangprozesse und der daraus resultierenden geomorphologischen Formen und Ablagerungen. RAPP (1960) untersuchte dort (1952-1960) in einer wegweisenden, inzwischen klassischen Arbeit die hangformenden Prozesse in der unteren und mittleren alpinen Höhenstufe (vgl. Abb. 34). Er entwickelte und testete dabei viele neue Meßmethoden für verschiedene Prozesse der Hangdynamik, u. a. durch Farbe an Steinen und Blöcken markierte Linien sowie Holzpflocke für die Erfassung von Schuttkriechen und gelisolifluidalen Massenbewegungen. Für rasche und sporadische Massenverlagerungen, wie etwa Sturzschuttabgänge aus Felswänden, Naßschneelawinen und Muren erwiesen sich Messungen auf einer Schnee- oder Vegetationsdecke sowie die Erfassung mittels detaillierter Kartierung als geeignete Methoden. JONASSON (1991) liefert in seiner Dissertation Daten zur stratigraphischen Zusammensetzung und Altersstellung eines 2,7 m langen Bohrkernes vom Grunde des Rissajaure-Sees (Trollsjö) am Talschluß. Demzufolge war die Sedimentationsgeschwindigkeit im Zeitraum 7300-2000 BP recht gleichmäßig. Die auffälligsten Veränderungen in Kärkevage und den angrenzenden Bergen sind das Schmelzen von zwei Kargletschern und einem Plateaugletscher auf dem Vassitjåkka-Bergrücken im Laufe der „warmen“ 1920er und 1930er Jahre und danach sowie die neuerliche höhenwärtige Ausbreitung des Birkenwaldes, verbunden mit einem Anstieg der (Birken-) Baumgrenze am Talausgang (vgl. RAPP 1992). Aufgrund seines erheblichen Wertes für Forschung und Lehre, Rentierhaltung und Tourismus schlug die Leitung der naturwissenschaftlichen Forschungsstation Abisko der Provinzverwaltung in Lulea 1993 vor, das Kärkevage-Gebiet als Naturreservat oder Landschaftsschutzgebiet auszuweisen (vgl. RAPP 1994). Der Vorschlag wurde allerdings abschlägig entschieden. Seitdem wurde eine Vielzahl wissenschaftlicher Studien im Kärkevage-Tal durchgeführt, teilweise unter Anwendung höchst fortschrittlicher, digitaler Meßmethoden und Aufnahmetechniken mit einigen sehr interessanten Ergebnissen. Ein Besuch des wegen seiner einzigartigen Naturlandschaft (u. a. Schuttansammlung mit riesigen Blöcken im Talgrund, See mit äußerst klarem Wasser am Talschluß) auch touristisch attraktiven, leicht zugänglichen Kärkevage-Tales ist daher äußerst empfehlenswert.

Geomorphologische Übersichtskarte des Kärkevagge-Tales

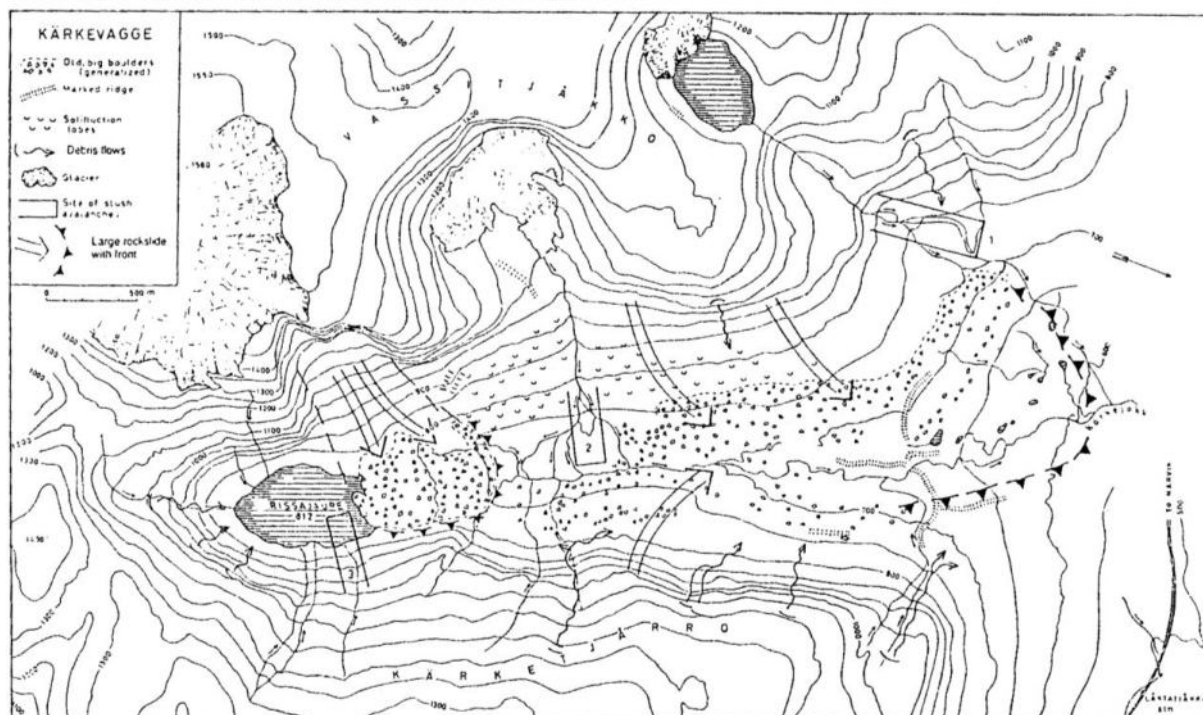


Abb. 34: Geomorphologische Übersichtskarte des Kärkevagge-Tales (aus RAPP 1960, leicht aktualisiert)

4.2.2. Streckenbeschreibung

Das Kärkevagge-Tal läßt sich bei einer Wanderung zum Rissajaure-See, ausgehend von der E10 oder den Eisenbahnhaltepunkten Låktatjakko (Hin- und Rückweg ca. 10 km) oder Vassijaure (ca. 12 km) erschließen. Den besten Überblick über den geomorphologischen Formenschatz bietet eine Kombination der beiden Wege. Eine Fortsetzung der Wanderung vom Rissajaure zur Låktatjakko-Fjällstation ist möglich aber nur bei gutem Wetter zu empfehlen. Der gut 500 m hohe Anstieg vom Talschluß auf die Hochfläche zwischen Kärketjärro und Piran ist steil, anstrengend, unübersichtlich und setzt Schwindelfreiheit voraus. Er ist bei schlechter Sicht gefährlich, was für einen Abstieg Richtung Rissajaure-See gleichermaßen gilt. Der Wanderweg Vassijaure – Rissajaure bietet Zugang zu den beiden Karmulden an der Vassitjåkka-Ostflanke mit kleineren Gletschereisresten sowie zum Vassejietnja-Plateau-Plateaugletscher. Die beste Einsicht in das Kärkevagge-Tal mit dem Rissajaure-See im Vordergrund und den gewaltigen Blockanhäufungen auf der Talsohle nördlich davon hat man aus Süden vom Nordwesthang des Piran im Passbereich zum Kårsavagge-Tal.

Das N-S-orientierte, ca. 5 km lange, im Querschnitt U-förmige Kärkevagge-Tal ist wie die parallel verlaufenden Nachbartäler Vassivagge und Låktavagge im Glimmerschiefer-Massiv westlich von Abisko gelegen, das zum Kaledonischen Deckenbau zählt und steil und geradlinig an die von archaischen Graniten und Syeniten unterlagerte Vassijaure-Senke grenzt. Die drei U-Täler münden „hängend“ in das Vorland, Kärkevagge rund 8 km südöstlich der Wetterstation Riksgränsen / Katterjåkk nahe der schwedisch-norwegischen Grenze. Das Tal wird im Westen vom Vassitjåkka-Plateau (1590 m) und im Osten vom flachen Kärketjärro-Berggrücken (1420 m) begrenzt. Der Talboden steigt von 650 m ü. M. an der Talmündung bis auf gut 800 m ü. M. am karähnlichen Talschluß am Rissajaure-See (815 m) an. Der See ist aufgrund seines bei Sonnenschein blauen, glasklaren Wassers und seiner spektakulären Felsumrahmung eine große Touristen-Attraktion. Der See hat eine nachgewiesene Sichttiefe von 34 m und stellt mit dieser Transparenz den klarsten See Schwedens dar, vielleicht ganz Europas (vgl. u. a. RAPP 1994). Er wird durch den Kärkejåkka-Bach entwässert, der auch als Vorfluter für die beiden Bachläufe aus den Karmulden am Osthang des Vassitjåkka-Plateaus (mit Gletschereisrest bzw. Karsee) fungiert. Nördlich der Eisenbahnlinie und Straßentrasse mäandriert der Bach auf einer Länge von 2,5 km in auffälliger Weise; er durchläuft dort ein mit Lockersedimenten aufgefülltes Becken im Felsterrain. Der Kärkejåkka-Bach mündet mit einem Delta in den

Låktajaure-See. Die westlichen und östlichen Talflanken des Kärkevage werden von steilen Felswänden gebildet. Die obersten Abschnitte der Wände bestehen aus höchst resistenten, nahezu horizontal liegenden Glimmerschiefer-Bänken (vgl. Abb. 35). Der vornehmlich oberhalb 1300 m ü. M. anstehende Glimmerschiefer zerfällt entlang vertikaler, N-S- und O-W-streichender Spalten in 2-30 m mächtige Blöcke. Die Mehrzahl der riesigen Blöcke auf der Talsohle besteht aus diesem Gestein. Im Liegenden dieses harten Gesteins finden sich morphologisch weichere Glimmerschiefer-Schichten. Sie sind teilweise phyllitisch, tektonisch verbogen oder zerrüttet und unterliegen auch chemischen Verwitterungsvorgängen, wie die rostroten Verwitterungsrinden und deren giftige Wirkung auf die Pflanzendecke ausweisen (vgl. RAPP 1960). In den unteren Wandabschnitten treten auch Lagen aus grauem oder bläulichem Marmor zutage. Daß dieses Gestein der chemischen Verwitterung unterliegt, belegen weiße Kalkstein-Krusten auf den tiefer gelegenen Wandabschnitten sowie Lösungslöcher an den Oberflächen exponierter Marmorbänke. Unterhalb der Felswände sind Sturzschtthalden und -kegel entwickelt, die stellenweise durch Lawinen- oder Murgänge überprägt worden sind. Die Sturzschttablagerungen an der Ostflanke des Tales sind der Sonneneinstrahlung stärker ausgesetzt und zeichnen sich daher durch eine dichtere Vegetationsdecke aus. Feuchtere, vegetationsbedeckte Hangabschnitte am Fuße der Sturzschtthalden unterliegen gelisolifluidalen Massenbewegungen, wie scharf ausgeprägte Loben- und Stufenformen belegen. Der aus dem Kärkerieppe-Kar kommende Bachlauf hat auf dem Talboden einen mächtigen Schwemmfächer akkumuliert. Der Talboden des Kärkevage wird offensichtlich von kristallinen Schiefen („hard schists“ nach KULLING 1964) unterlagert, wie Bachanschnitte in 750-900 m Höhe ü. M. ausweisen. Darüber ruhen u. a. mächtige Schutt- und Blockablagerungen auf Grund derer das Tal den Namen „Steintal“ erhalten hat. Es lassen sich zwei mächtige Grottschuttkörper im Talverlauf unterscheiden (vgl. Abb. 36): Der innere dämmt den Rissajaure-See ab, wobei der Abfluß innerhalb bzw. unterhalb des Grottschutts erfolgt. Die Morphogenese der Schuttkörper, die ungewöhnlich mächtige Einzelblöcke enthalten, wurde in der Vergangenheit sehr kontrovers diskutiert.

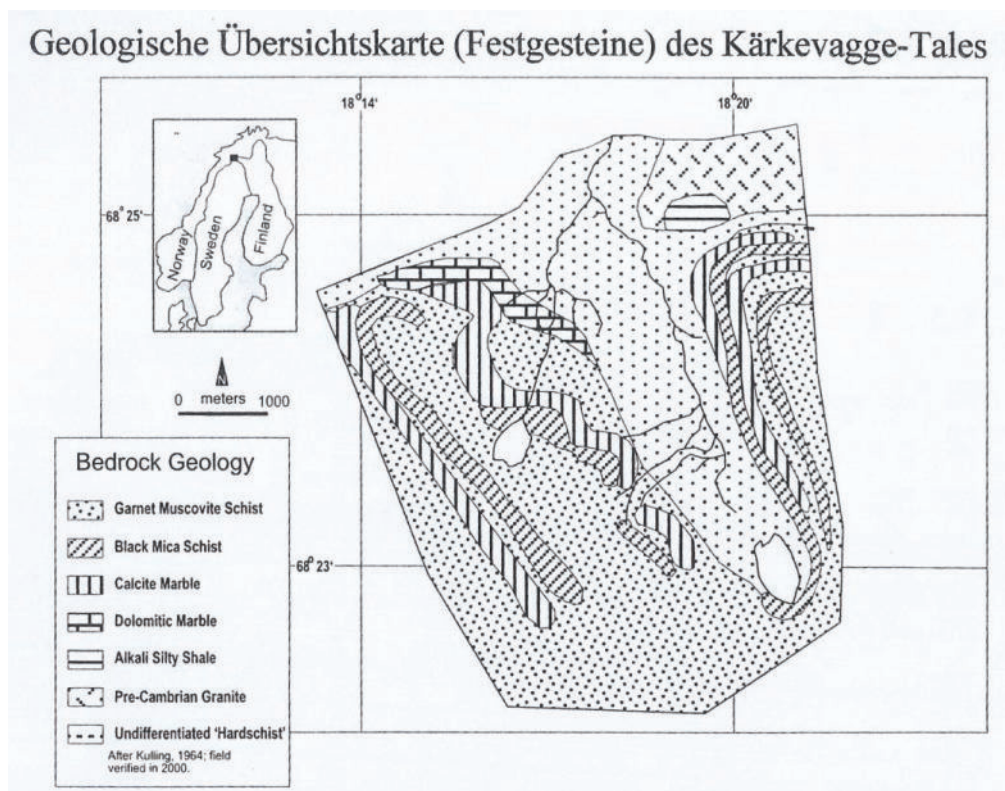


Abb. 35: Geologische Übersichtskarte (Festgesteine) des Kärkevage-Tales (aus CAMPBELL, DIXON, DARMODY & THORN 2001)

Übersichtskarte über das Kärkevagge-Tal mit Blockansammlungen und Rissajaure-See

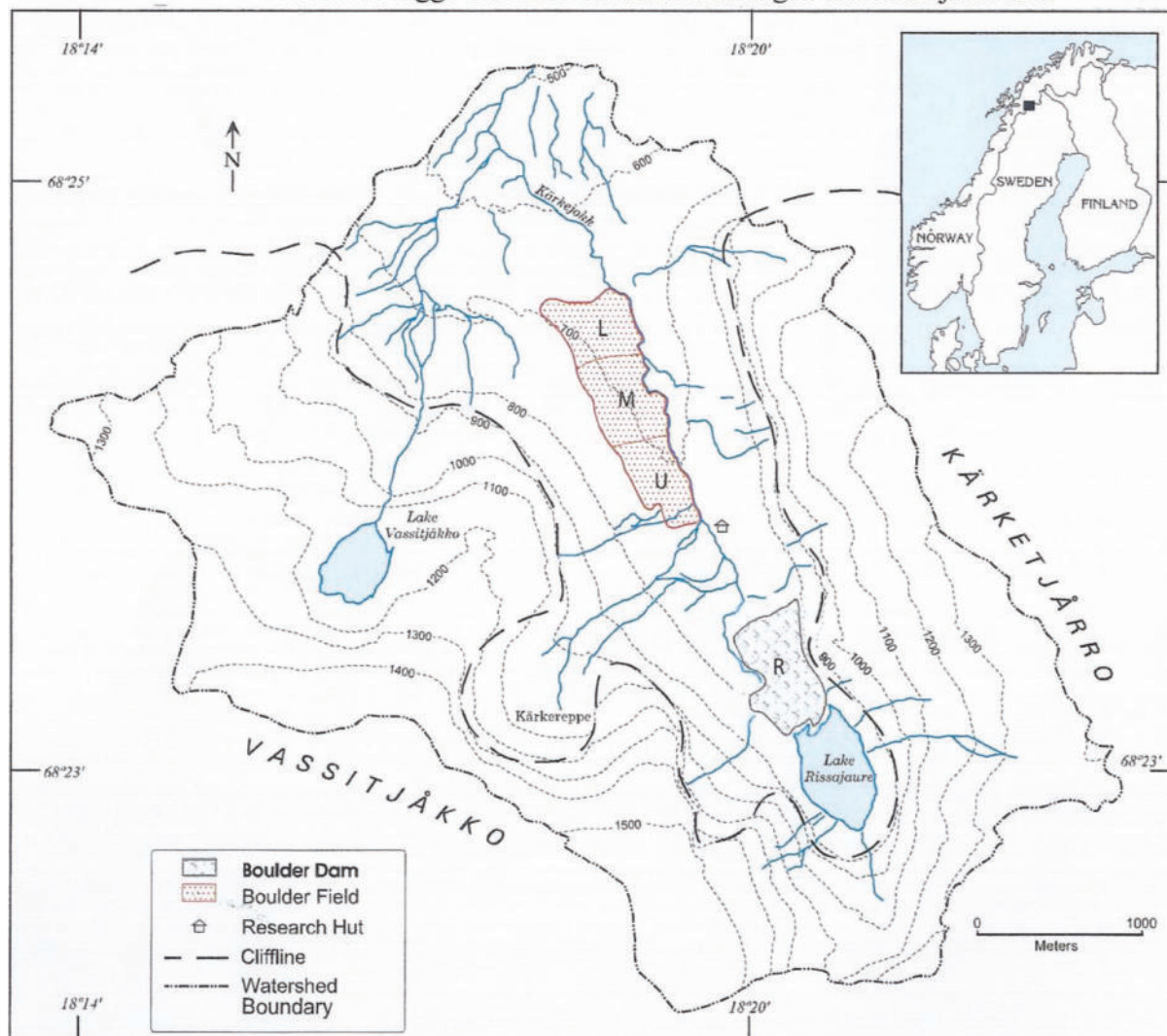


Abb. 36: Übersichtskarte über das Kärkevagge-Tal mit Blockansammlungen und Rissajaure-See (aus DARMODY, THORN & ALLEN 2005)

Im Folgenden werden das Kärkevagge-Tal und dessen geomorphologische und geologische Merkmale unter Berücksichtigung einiger wichtiger geoökologischer Standortfaktoren (Klima, Vegetation etc.) anhand einer Tageswanderung entlang der Route Låktatjåkko-Eisenbahnhalteplatz – Rissajaure-See – Vassijaure-Halteplatz vorgestellt. Der erste Streckenabschnitt repräsentiert die „Normalroute“ zur Touristen-Attraktion Rissajaure, der die meisten Touristen aus Abisko und Björkliden folgen. Der gut gekennzeichnete, breite Weg ist leicht begehbar, abwechslungsreich und bietet zudem viele spektakuläre Ausblicke auf die Talumgebung, insbesondere die Karmulden an der Vassitjåkka-Ostflanke. Die Route passiert eine Forschungshütte am West-exponierten Talhang. Am nahe gelegenen Bachlauf läßt sich auf trockener Wiesen-Vegetation zelten.

Die Wanderung beginnt am Låktatjåkko-Eisenbahnhalteplatz oder an der E10 rund 150 m nördlich davon. Nach dem Passieren der Bahntrasse (ca. 500 m ü. M.) folgt man nach knapp hundert Metern dem Wanderweg durch das Låktatjåkka-Tal zur Låktatjåkko-Fjällstation und danach in westlicher Richtung dem markierten Weg zum Trollsjö („Trollsee“ Rissajaure). Nach weniger als 1 km Fußmarsch hat man die von *Betula pubescens* ssp. *tortuosa* (Moorbirke) gebildete Wald- und Baumgrenze überschritten. Ein Fotovergleich von RAPP (1996b) zeigt die Dynamik der Wald- und Baumgrenze an der Ausmündung des Kärkevagge-Tales im Laufe des letzten Jahrhunderts: Ein altes Foto von SJÖGREN aus dem August 1905, aufgenommen nach der Eröffnung der Erzbahn Kiruna – Narvik 1903, belegt, dass beim Bau der Eisenbahnstrecke

vor 1903 nahezu alle Birken im Gebiet abgesägt oder vernichtet worden waren. Ein von RAPP im September 1994 an derselben Stelle aufgenommenes Foto zeigt, dass Birken im Baumgrenzbereich inzwischen mosaikartig an geschützten Plätzen wieder wie ehemals bis in Höhenlagen von ca. 600 m ü. M. wachsen. Das erneute Birkenwachstum und der Anstieg der Baumgrenze hat vermutlich während der klimatisch milden 1930er Jahre eingesetzt und setzte sich danach fort, wodurch die Baumgrenze um 70-100 m anstieg (vgl. RAPP 1996b). Dieser Trend dürfte sich infolge der Klimaerwärmung im Rahmen des aktuellen weltweiten Klimawandels im Laufe der letzten Jahrzehnte noch verstärkt haben. An den Birkenwald schließt sich höhenwärts die unteralpine Vegetationsstufe an. Das Gelände entlang des Weges besteht vornehmlich aus Zwergstrauchheiden, an feuchten Plätzen aus *Salix*- (Weiden-) Gebüsch. In Höhenlagen ab 600 m ü. M. schließt sich ein auffälliges Felsterrain an. Die kahlen, stromlinienförmigen Felsrücken bestehen aus Gneis des archaischen kristallinen Grundgebirges, auf das die Gesteine des Kaledonischen Deckenbaus, z. B. die Glimmerschiefer in größerer Höhenlage, bei der Gebirgsbildung aufgeschoben worden sind. Die Gneishügel sind typische Rundhöcker, die sich durch sanft gewölbte Osthänge (Luvseite, Stoßseite) und mehrere Meter hohe steilere Westhänge (Leeseite) auszeichnen. Die Lagermerkmale und Ausrichtung der Luv- und Leehänge indizieren eine Bewegung des pleistozänen Inlandeises von Osten (Torneträskbecken) nach Westen Richtung Atlantikküste. In dieselbe Eisvorstoßrichtung weisen die zahlreichen Gletscherschliffe an der Oberfläche der Rundhöcker, die durch die abradierende Wirkung von Steinen und Blöcken an der Gletschersohle entstanden sind. Die Schliffmarken treten bei flach einfallenden Sonnenstrahlen am deutlichsten in Erscheinung.

Ab einer Höhe von ca. 850 m ü. M. hat man vom Weg aus und von den angrenzenden Berghängen des Kärketjärro einen guten Überblick über den geomorphologischen Formenschatz an der Ausmündung und im Vorland des Kärkevage-Tales. Talaustrwärts sieht man im flachwelligen, seenreichen Vorland nördlich der E10 und der Eisenbahntrasse die größeren Seen Vassijaure und Låktajaure. Jenseits der breiten, in Gesteinen des kristallinen Basements (Granite, Gneise etc.) angelegten Senke sind bei guter Fernsicht am Horizont einige vergletscherte, bereits in Norwegen gelegene hohe Berge zu erkennen, zu denen der Nevertind (1424 m) mit seinen drei dunklen Gipfeln hinter weißem Gletschereis und der kuppelförmige Istind (1463 m) zählen.

Im äußeren Abschnitt des Kärkevage befindet sich eine Ansammlung aus Tausenden von gewaltigen Gesteinsblöcken (vgl. Fotos 60 und 61). Die größten von ihnen erreichen Kantenlängen von 25-30 m. Die Talhänge oberhalb der Blockmasse sind vergleichsweise glatt. Bei näherem Hinsehen läßt sich die Blockzone im Talgrund in zwei Bereiche gliedern: Ein inneres Gebiet aus dicht und verkantet angehäuften, nackten Riesenblöcken und ein äußeres Gebiet an der Talmündung, das aus verstreut angeordneten Blöcken und zahlreichen Moränenwällen und -hügeln, zwischen denen sich wassergefüllte Mulden befinden, besteht. Es handelt sich offenbar um eine ehemalige Toteislandschaft. Sie wurde gebildet als Gletschereisreste an der Talmündung ausschmolzen und die Zwischenräume zwischen den Eisblöcken mit Moränenmaterial aufgefüllt wurden. Das Muster der aktuellen Vollformen markiert daher das ehemalige Spaltenmuster im Gletschereis, die wassergefüllten Hohlformen die Anordnung der auf der Talsohle abschmelzenden Eisblöcke. Wann der Talgletscher abschmolz – im weichseleiszeitlichen Spätglazial oder später – ist noch unklar. RAPP (1963) favorisiert ein Abschmelzen am Ende des Weichsel-Glazials. Einige der Teiche entwässern unterirdisch. Der zweite Abschnitt der Blockzone, der durch dicht angeordnete Riesenblöcke gekennzeichnet ist, wurde nach RAPP bereits angelegt, als der abschmelzende Gletscher noch den Talgrund bedeckte. Die oberen Abschnitte der Talflanken wurden allmählich vom Gletschereis freigegeben und der an den Steilhängen und Felswänden freigesetzte Schutt stürzte auf die Gletscheroberfläche. Dabei gelangten auch große Blöcke auf den Gletscher und glitten auf der geböschten Eisoberfläche langsam zur Talmitte (vgl. RAPP 1963). Möglicherweise wurden sie auch supraglazial (auf dem Eis) vom Gletscher ein Stück talaustrwärts nach Norden transportiert.



Foto 60: Blick vom Wanderweg am Fuße des Kärketjärro nach Westen auf die mächtigen Blockansammlungen am Ausgang des Kärkevagge-Tales mit dem Vassitjåkka-Steilabfall (Glintrand) im Hintergrund. Der Trogtalhang ist durch Sturzschuttakkumulation, abluale und gelisolifluidale Massenbewegungen geprägt. Der Talboden mit dem Kärkejäkka-Bach wird von Schottern und grasbedeckten Sanden und Torfen gebildet. 26.8.2004



Foto 61: Überblick über das weitgespannte Blockfeld im mittleren Kärkevagge-Tal mit dem Kärkerieppe-Kar am Rande des Vassitjåkka-Plateaus am gegenüber liegenden Trogtalhang. Die tief in die Hochfläche eingelassene runde Karnische enthält am Fuße der steilen Karrückwand nur noch ein perennierendes Schneefeld ohne Gletschereiskern. Der hohe Steilabfall taleinwärts der Karöffnung beherbergt die Auswanderungsnische des Rissajaure-Bergsturzes. 26.8.2004

Auf dem folgenden Kilometer durchquert der Wanderweg in knapp 800 m ü. M. krautreiche Wiesengesellschaften und Zwergstrauchheiden, die im Sommer als Rentierweide dienen. Davon zeugen u. a. zahlreiche, sich kreuzende Trittpfade im Talgrund und auf den angrenzenden Berghängen. Bei warmem Wetter ziehen sich die Tiere gern auf größere Schneefelder zurück um der Mückenplage zu entgehen. Die West-exponierte Flanke des Kärketjärro-Bergrückens ist morphologisch weithin zweigegliedert: Der obere Abschnitt besteht aus nackten Felswänden, der untere aus Sturzschutthalen und -kegeln. Die Steilwände werden im oberen Teil von stellenweise stark verwittertem, rostbraunem Glimmerschiefer gebildet, der im unteren Bereich von graublauem Kalkstein unterlagert ist. Der vom Wasser gelöste Kalk wird durch Niederschlags- und Schneeschmelzwasser talwärts transportiert, wie charakteristische Kalkkrusten auf Felsen, Blöcken und Steinen indizieren. Die Felswände sind von Sturzschutt gesäumt. Der Sturzschutt resultiert aus der Steinschlagfähigkeit. Dazu zählt sowohl das Abbröckeln und Abrollen kleiner Gesteinspartikel als auch das Abbrechen und Abstürzen größerer Blöcke. An einigen Plätzen im Tal sind ganze Wandbereiche abgestürzt; die korrelierten Schutttablagerungen im Talgrund bilden markante Fels- und Bergsturzmassen. Wo die Felswände stark zergliedert sind, erfolgt die Schuttverlagerung oftmals linienhaft in Steinschlagrinnen. An ihrer Basis entstehen kegelförmige Schuttkörper. Ist die Wandoberfläche wenig gegliedert, erfolgt der Schuttwurf mehr flächenhaft. Die resultierenden Sturzschutthalen zeichnen sich in diesem Falle durch

einen relativ glatten Hang sowie eine in ziemlich gleichem Niveau verlaufende Obergrenze aus. Die Stein-schlag- und Bergsturz-tätigkeit konnten einsetzen, nachdem die Felswände der Talflanken vom Gletschereis freigegeben worden waren, d. h. die entsprechenden Ablagerungen im Talgrund wurden im Laufe eines langen Zeitraumes gebildet, wobei Phasen verstärkter oder geringerer Hangdynamik unterschieden werden können. Die Sturzschtthalden und -kegel haben zumeist einen maximalen Böschungswinkel von 30-35°, je nach Ausgangsgestein, Durchfeuchtung und Verwitterungsgrad. Die größten Blöcke entwickeln beim Absturz die größte Bewegungsenergie und finden sich daher am unteren Rande oder im Vorland der Sturzschtthalden und -kegel. Dies liefert eine schlüssige Erklärung, warum so viele große Blöcke im flachen Wiesengelände in Wegnähe anzutreffen sind. Die meisten von ihnen bestehen aus Glimmerschiefer unterschiedlichster Zusammensetzung und Färbung, von dunkelblau bis hellgrau.

Die größte Steinschlag-tätigkeit im Kärkevagge-Tal ist nach RAPP (1960) im Mai und Juni zu verzeichnen, wenn sich die winterliche Gefronnis in den Felswänden auflöst. Das im Winter in den Spalten gebildete Eis, das das Gestein frostmechanisch (ca. 9 % Zunahme des Wasservolumens beim Gefrieren) zerrüttet hat („Frostspren-gung“) schmilzt ab, wodurch die Gesteinsbruchstücke ihren Halt im Verband verlieren und aus der Felswand abstürzen. An mehreren Plätzen entlang des Weges finden sich Abdrücke von abgestürzten Blöcken im Vorland der Felswände, wobei Reichweiten von bis zu 30-40 m gemessen wurden (vgl. RAPP 1962). Im Winter und Sommer ist die Steinschlag- und Felssturz-gefahr unter den Wänden am geringsten. Die Feldstudien von RAPP im Zeitraum 1952-1960 (vgl. RAPP 1960) belegen, dass jedes Jahr viele Steinschläge stattfinden. Zumeist handelt es sich um kleinstückigen Schutt; gelegentlich stürzen aber auch große Blöcke mit einem Volumen von mehr als 100 m³ ab. RAPP errechnete eine mittlere jährliche Abtragungsrate an den Felswänden von 0,1 mm, wobei die höchsten Werte im schattigen westlichen Talabschnitt ermittelt wurden. Viele Sturzschtthalden und -kegel sind an ihren Oberflächen durch (Naß-) Schneelawinen und Muren überprägt worden, wobei die einzelnen rasch und „katastrophenartig“ ablaufenden Ereignisse in längeren, kaum kalkulierbaren Intervallen (Jahre und Jahrzehnte) eintreffen können, ausgelöst u. a. durch Starkregen oder Warmlufteinbrüche mit beschleunigtem Abschmelzen von größeren Schneean-sammlungen an den Oberhängen. Als Folge der Klimaerwärmung dürfte sich die Steinschlag-tätigkeit und die Frequenz ablaufender Massenverlagerungen im Kärkevagge-Tal wie in den anderen durch ein Steilrelief geprägten Teilen der Abisko-Berge erhöht haben.

Auf dem folgenden Wegabschnitt bis zur mächtigen Blockschutt-ablagerung am Nordrand des Rissa-jaure-Sees bietet sich dem Wanderer nach Westen eine phantastische Aussicht über die Talsohle auf die Ost-exponierten Hänge des Vassitjåkka-Plateaus. Die Attraktivität wird gesteigert durch die malerischen, kantengestellten, riesigen Steinblöcke im grasbedeckten Gelände im Vordergrund. Sie bilden einen auffälligen Kontrast zur ebenen, grünen, von verzweigten Bachläufen durchzogenen Deltaoberfläche des Glet-scherbaches vom ehemaligen Kärkerieppe-Kargletscher im Talgrund sowie zu den grünen, gelisolifluidal überprägten Hängen, grauen, dunklen Felswänden und weißen Schneeflecken des Vassitjåkka-Plateaus. Der Osthang des Vassitjåkka bildet die schattige Seite des Kärkevagge-Tales. Er liegt zudem im Lee der von der Atlantikküste aus Westen und Nordwesten heranströmenden niederschlagsreichen, im Winter schnee-bringenden Luftmassen und ist deutlich steiler und höher als die Westflanke des Kärketjärro-Berg-rückens. Die höchsten Felswände erheben sich nahezu senkrecht 250-300 m über die Sturzschtthalden und -kegel an ihrer Basis und reichen bis zur Gipfelverebnung in 1400-1500 m ü. M.. In die Ostflanke des Vassitjåkka-Plateaus sind drei Karmulden eingelassen, von denen das lehnsesselförmige, rund 1 km breite Kärkerieppe-Kar die größten Abmessungen aufweist. Das Kar beherbergte noch zu Beginn des 20. Jahrhunderts einen kleinen Kargletscher, ebenso das benachbarte namenlose Kar. Ein Foto von SJÖGREN aus dem Juli 1907 zeigt im Kärkerieppe-Kar einen kleinen Kargletscher, dessen gewölbte Zunge durch drei dunkle Bänder aus Moränenmaterial an der Oberfläche gekennzeichnet ist. Ein Foto von RAPP aus dem August 1992 belegt, dass der Gletscher in der Zwischenzeit nahezu abgeschmolzen ist. An seiner Stelle sind zwischen Schneefeldern Teile des ehemaligen Gletscherbettes sichtbar (vgl. RAPP 1996b). Eine topographische und hydrologische Karte der Eis- und Schnee-erteilung im Kärkevagge-Catchment im Maßstab 1:20 000 (vgl. JÖNS-SON, NYBERG, PERSSON & SCHLYTER 1993), basierend auf Luftbildern aus dem Juli 1991, bestätigt offensichtlich die Angaben von RAPP. Allerdings wird in der Karte nicht zwischen Schneefeldern und Eisfeldern unterschieden. Es ist nicht sicher auszuschließen, dass sich unter den Schneefeldern Anfang der

1990er Jahre noch kleine Gletschereisreste befanden. In der benachbarten Karmulde existiert anstelle des ehemaligen Gletschers ein kleiner Karsee (1112 m ü. M.). Die neue topographische Karte 1:25 000 des Calazo-Verlages (2021) zeigt an der Rückwand der Kärkerieppe-Karmulde noch Gletschereisreste, was möglicherweise falsch ist und auf veraltetem Datenmaterial beruhen kann. Die moränischen Ablagerungen in den Karmulden belegen, dass die inzwischen abgeschmolzenen Gletscher „warm-based“ waren, sich muldenauswärts bewegten und an ihrer Sohle erodierten. Sie unterscheiden sich darin vom höher gelegenen Vassitjåkka-Plateaugletscher, der wahrscheinlich „cold-based“, in einem Permafrostmilieu am Untergrund angefroren ist, sich nicht hangabwärts bewegt, nicht an der Basis erodiert, und daher auch kein Moränenmaterial bilden und absetzen kann (da kein höheres Gehänge existiert, von dem Material auf den Gletscher stürzen kann). Bei den Kargletschern kann frostmechanisch gebildetes Material von den angrenzenden Steilwänden und Hängen auf die Gletscheroberfläche gelangen und dort durch die Eisdynamik zur Gletscherfront transportiert werden. Außer diesem supraglazialen Materialtransport ist auch Transport im Gletschereis (englaziär) und an der Gletschersohle (subglaziär) möglich. Im letzteren Falle können mitgeführte Steine und Blöcke am Untergrund „schleifen“. Erodierendes Material kann vom Gletschereis aufgenommen, weiterverlagert und als (Grund-, Seiten-, Stirn-) Moräne akkumuliert werden.

Der rund 750 m lange und bis zu 500 m breite Rissajaure-See (vgl. Foto 62) befindet sich in einer Höhenlage von 815 m ü. M. im innersten, südlichsten Abschnitt des Kärkevagge-Tales und rückt erst kurz vor dem Erreichen seines Ufers in das Blickfeld des Wanderers. Seine Ufer sind an drei Seiten felsig, steil und recht unzugänglich. Nach Norden wird der See von einem mächtigen Blockwall abgedämmt, der die Sicht auf den See vom Weg aus lange versperrt. Die Blockschuttablagerung erstreckt sich quer über den Talboden und verbirgt den unterirdischen, talauswärts gerichteten Abfluß des Sees. Auf der Westseite tauchen die schuttgesäumten Felswände des von langfristigen Schneefeldern und vom kleinen Plateaugletscher bedeckten Vassitjåkka-Plateaus steil in den See. Während der Schneeschmelze und an warmen Sommertagen stürzen zahlreiche Bachläufe über die Felsabsätze am Talschluß in die Tiefe. Auch das Süd- und das Südostufer sind felsig und kahl, während die Nordosthänge von einer dichten Gras-, Kraut- und Zwergstrauchvegetation bedeckt sind, an schattigen, feuchten Plätzen zumindest von Moospolstern. Auffälligstes Merkmal des Sees ist die Klarheit seines Wassers von 34 m bis zum Seeboden an der tiefsten Stelle (Torneträsk maximal 24 m, vgl. RAPP 1963). Dem See werden keine minerogenen Schwebesedimente zugeführt und organisches Material und Lebewesen fehlen fast gänzlich. Letzteres läßt sich nach RAPP durch die nährstoffarmen Substrate des Einzugsgebietes und den hohen Sulfatgehalt des Wassers erklären. Die von Touristen besonders geschätzte tiefviolette Farbe dürfte mit der Klarheit des Wassers zusammenhängen. Der See in der mittleren Karmulde an der Vassitjåkka-Nordostflanke, der Ekosjö (1103 m) am Nordosthang des Kärketjärro und der Latnjajaure (976 m) im Latnjavagge haben eine ähnliche Färbung. Dagegen zeichnen sich die drei langgestreckten Seen im Kårsavagge-Tal durch eine grüne Färbung aus, die für Gebirgsseen mit Gletscheranbindung („Gletschertrübe“) typisch ist.



Foto 62: Blick vom Nordostufer des Rissajaure-Sees am Talschluß des Kärkevegge zum hohen Pass Richtung Kärsavagge zwischen den Bergen Piran und Vassitjåkka. Der See wird von Blockschutt des Rissajaure-Bergsturzes aufgestaut („Rissa-Damm“), der aus der Auswanderungsnische im Steilrelief südwestlich des Kärkerieppe-Kars stammt. Der Abfluß des Sees erfolgt unterirdisch durch den Blockwall. 26.8.2004

Die Morphogenese der mächtigen, den Rissajaure-See abdämmenden Blockschuttakkumulation wie auch der übrigen blockigen Schuttmassen talabwärts wurde im 20. Jahrhundert sehr konträr diskutiert. SJÖGREN (1909) deutet den Blockwall am See als Endmoräne. HOLDAR (1957) und KULLING (1960) erkennen den Bergsturz-Ursprung der Blockmasse sowie ihr Herkunftsgebiet und verknüpfen offensichtlich auch die übrigen Blockansammlungen im Talverlauf mit der Rissa-Auswanderungsnische („Rissa slope failure“ = RSF) am Steilabfall des Vassitjåkka-Plateaus zum Rissajaure, was einen Transport über kurze Entfernung auf oder in einem Gletscher voraussetzt. RAPP (1960) vermutet, dass der Rissa-Blockwall durch den Absturz vieler umfangreicher Stein- und Blockmassen entstanden ist. Er bezieht sich vornehmlich auf den markanteren Westabschnitt der Ansammlung („Giant boulder deposit“ = GBD) von Riesenblöcken im Talgrund und findet es nahe liegend, dass der größte Teil des Blockmaterials aus den Felswänden der Rissa-Nische und des Kärkerieppe-Kars stammt. Er hält es aber auch für möglich, dass ein größerer Teil des Schuttes aus den direkt angrenzenden Felswänden des Vassitjåkka stammt. RAPP & ÅKERMAN (1993) heben die Bedeutung der Felswände an den beiden Talflanken hervor: Im Laufe der Deglaziation kamen nach Ansicht der beiden Autoren gewaltige Bergsturz- und Rutschungsmassen aus den oberen Felswandbereichen sowohl des Vassitjåkka auf der westlichen Talseite als auch des Kärketjärro auf der östlichen Talseite herunter. MELANDER (1977) und RAPP (1996b) interpretieren die Rissa-Auswanderungsnische als Gletscherkar. Nach JONASSON, NYBERG & RAPP (1997) stammen die Ansammlungen der mächtigen Blöcke im Talverlauf, abgetrennt vom Rissa-Bergsturzareal, von beiden Talhängen. Eine Herkunft der Riesenblockansammlung im Kärkevegge-Tal von den Talwänden erscheint auf den ersten Blick plausibel, da sie die unterschiedlichen Merkmale der Blockmassen im West- und Ostteil erklärt, sowohl die Verknüpfung mit den Steilabfällen darüber (auch das nahezu gänzliche Fehlen unterhalb der Kärkerieppe-Ausmündung) als auch die fehlende Verbindung zum Blockwallgebiet am Rissajaure-See (vgl. JARMAN 2002). Nach JARMAN ist die Talwand-Theorie nicht haltbar. Stattdessen läßt sich die Rissa-Felswand-Hohlform (RSF) als Herkunftsgebiet der Riesenblockakkumulation auf der Talsohle identifizieren. JARMAN liefert folgende Begründung: Es existieren keine Bergsturz-Auswanderungsnischen entlang der Kärkevegge-Talränder, die sich mit anderen, nachgewiesenen RSFs vergleichen lassen (die kleine RSF am Nordrand des Kärketjärro knapp außerhalb des Tales weist eine deutliche Gleitbahn auf). Es ist sehr unwahrscheinlich, dass die Talränder über ihre gesamte Länge durch Einzelereignisse zerlegt worden sind, zumal die Talwände nicht mit dem Bruchsystem verknüpft sind, wie auch RAPP (1960) bemerkt. Zudem finden sich keine Hinweise auf lobenförmige Strukturen aus einzelnen RSF-Ereignissen (wie im Falle des Rissa-Blockwalles). Geophysikalische Studien belegen überdies, dass der West- und der Ostabschnitt der GBD nicht getrennt voneinander sind, und dass die naheliegende Verknüpfung der westlichen Blockmasse mit dem Vassitjåkka-Steilabfall nicht möglich ist; der kahle Hangabschnitt unterhalb der Kärkerieppe-Ausmündung enthält sogar an seiner Basis einen dünnen Streifen aus teilweise überdecktem Blockschutt der GBD (vgl. JARMAN 2002). Das

Volumen der Rissa-Hohlform am Berg von 42 Mio m³ ist groß genug um alle grobblockigen Ablagerungen im Tal einzuschließen, auch wenn letztere umfangreicher sind als RAPPs (1960) Datenmaterial erwarten läßt. Der Blockwall und die GBD-Akkumulationen erstrecken sich über eine Länge von 4 km und sind im Mittel 600 m breit; um das gleiche Volumen wie die Hohlform zu erreichen, wäre eine durchschnittliche Mächtigkeit von 17,5 m erforderlich, was mit dem geophysikalischen Datenmaterial kompatibel ist (vgl. GUDE, BARTSCH et al. 2002). Die Daten belegen, dass die Rissa-Hohlform durch ein einziges gewaltiges, frühes Ereignis angelegt worden ist, als im Laufe der Deglaziation eine steile Karrückwand vom Druck des Gletschereises entlastet wurde, wodurch eine Unstetigkeitsfläche freigelegt wurde, woraufhin drei oder vier kleinere Ereignisse den Hang wieder stabilisierten, indem sie hangaufwärts fortschritten (vgl. JARMAN 2002). JARMAN bezeichnet die RSF-Ereignisse, bei denen der verlagerte Gesteinskörper zerbrochen ist und an einen Ort metastatischer Ablagerung am Hangfuß oder jenseits davon gewandert ist, als „kataklastisch“.

Die Frage, wie Gesteinsschutt aus einem ca. 500 m breiten Herkunftsgebiet über eine Entfernung von bis zu 4 km talabwärts verlagert werden kann, ist nach wie vor ungeklärt (vgl. Abb. 36 und 37). Um sie zu beantworten, sind genaue Analysen des GBD-Formenschatzes, der rheologischen Verhältnisse im Gletscher unter erheblicher Schuttlast (einschließlich beim Zusammenfließen mit dem Kärkerieppe-Kargletscher) und der Auslösung und Dynamik kataklastischer Verlagerungen ebenso erforderlich wie zuverlässige Altersdatierungen des beteiligten Gesteins (vgl. JARMAN 2002). Nach JARMAN ist der folgende Fragenkreis zu beantworten:

- A. Stammt die Ansammlung der Riesenblöcke (GBD) im Tal von einem einzigen Ereignis?
- B. Wurde der Schutt von einem Gletscher abgelagert, wie die osähnlichen Wälle, die ihn queren, nahe legen?
- C. Indiziert die auffällige Ablenkung des distalen Endes der GBD nach Westen den Transport an der Oberfläche eines Talgletschers, der mit dem Hauptgletscher im Vassivagge-Tal zusammenfloß? Letzterer strömte vom Torne-Becken nach Westen Richtung Atlantikküste (vgl. HOLDAR 1959).
- D. Könnte die gesamte oder ein Teil der GBD eine Gesteinslawine gewesen sein, die eher über das Gletschereis geflossen ist als von ihm transportiert worden ist?
- E. Ist überhaupt ein Gletscher erforderlich um den Transport und die Art und Weise der Ablagerung der GBD zu erklären? Er ist gewiß nicht erforderlich um die Morphogenese des Rissa-Blockwalles zu erklären. Die Datierung von 9 000 Jahren BP durch STROEVEN, FABEL & HARBOR (2002) passt indessen zur vermuteten Zeit sowohl der lokalen als auch der regionalen Deglaziation und somit auch zum Transport der Schuttmasse und ihrer Ablenkung am Ausgang des Kärkevagge-Tales.

Übersichtskarte über das Kärkevage-Tal mit Bergsturz-Nische und Blockakkumulationen

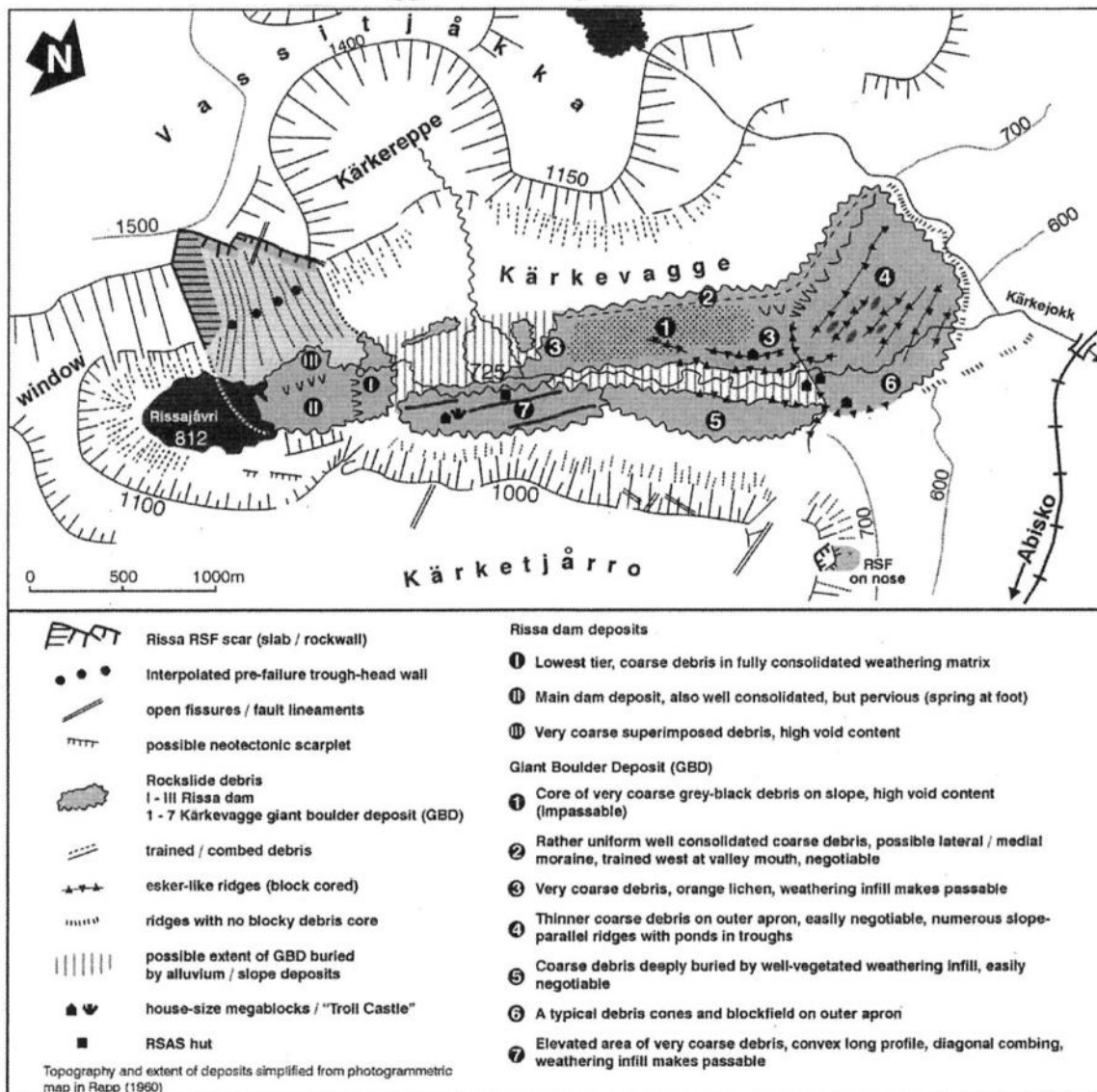


Abb. 37: Übersichtskarte über das Kärkevage-Tal mit Bergsturz-Nische und Blockakkumulationen (aus JARMAN 2002)

Nach JARMAN (2002) ist bestenfalls der relativ scharf abgrenzbare innerste, östliche Teil des GBD am Fuße des Kärketjärro durch eine Gesteinslawine entstanden. Dieses Gebiet zeichnet sich durch ein konvexes Längsprofil aus, während die Hauptmasse des GBD eher flach ist. Sein Material ist offenbar auf den Schutt des GBD akkumuliert worden und erscheint auch „frischer“ und dadurch jünger als der Rest des östlichen Blockschuttkörpers. Für die Gesamtheit der GBD im Kärkevage-Tal läßt sich eine Genese durch eine Gesteinslawine allerdings ausschließen. Gegen einen solchen Ursprung spricht die Ausrichtung der Rissa-Auswanderungsnische in Richtung der gegenüber liegenden Talseite (und nicht talabwärts im Kärkevage-Tal), die geringe Steilheit des Felsreliefs unterhalb der Nische, die geringe Böschung des Haupttroges (3 %), die Existenz einiger riesiger, hausgroßer Blöcke nahe der äußeren Ränder, sowie das Fehlen von Fließstrukturen (vgl. JARMAN 2002).

Als Auslöser des Rissa-Bergsturzes im Kärkevage-Tal kommen ein erhöhter Wasserdruck in Klüften und Spalten während der Deglaziation des Gebietes oder abtauender Permafrost und eine intensive Frost-wechselfähigkeit im Fels in Frage (vgl. RAPP 1960). Hinweise auf eine verstärkte neotektonische Aktivität im Zusammenhang mit der Deglaziation fanden sich, anders als in Nordnorwegen (vgl. DEHLS, OLESEN, OLESEN & BLIKRA 2000), bisher nicht. Die beiden aus den nordwestlichen Abisko-Bergen bekannten, größeren Bergstürze (Rissa in Kärkevage, Vuotasrita in Vassivage, vgl. Abb. 38) könnten nach JARMAN

(2002) eine Folge der Übertiefung der Täler im Zusammenhang mit der drastischen Vergrößerung der Trogtalmündungen während der letzten Stadiale sein. Dieser Vorgang könnte durch eine Veränderung der Eisdynamik und des Eisverbreitungsmusters bewirkt worden sein. HOLDAR (1959) vermutet, dass Eis von einem lokalen Eiszentrum eher Richtung Kärkevage und Vassivagge geströmt sein könnte als nach Osten ins Kårsavagge-Tal. Gletscherschliffe im Passbereich oberhalb des Kärkevage-Talschlusses stützen diese Auffassung.

Übersichtskarte über die nordwestlichen Abisko-Berge mit Glaziärtälern und Bergsturzsformen

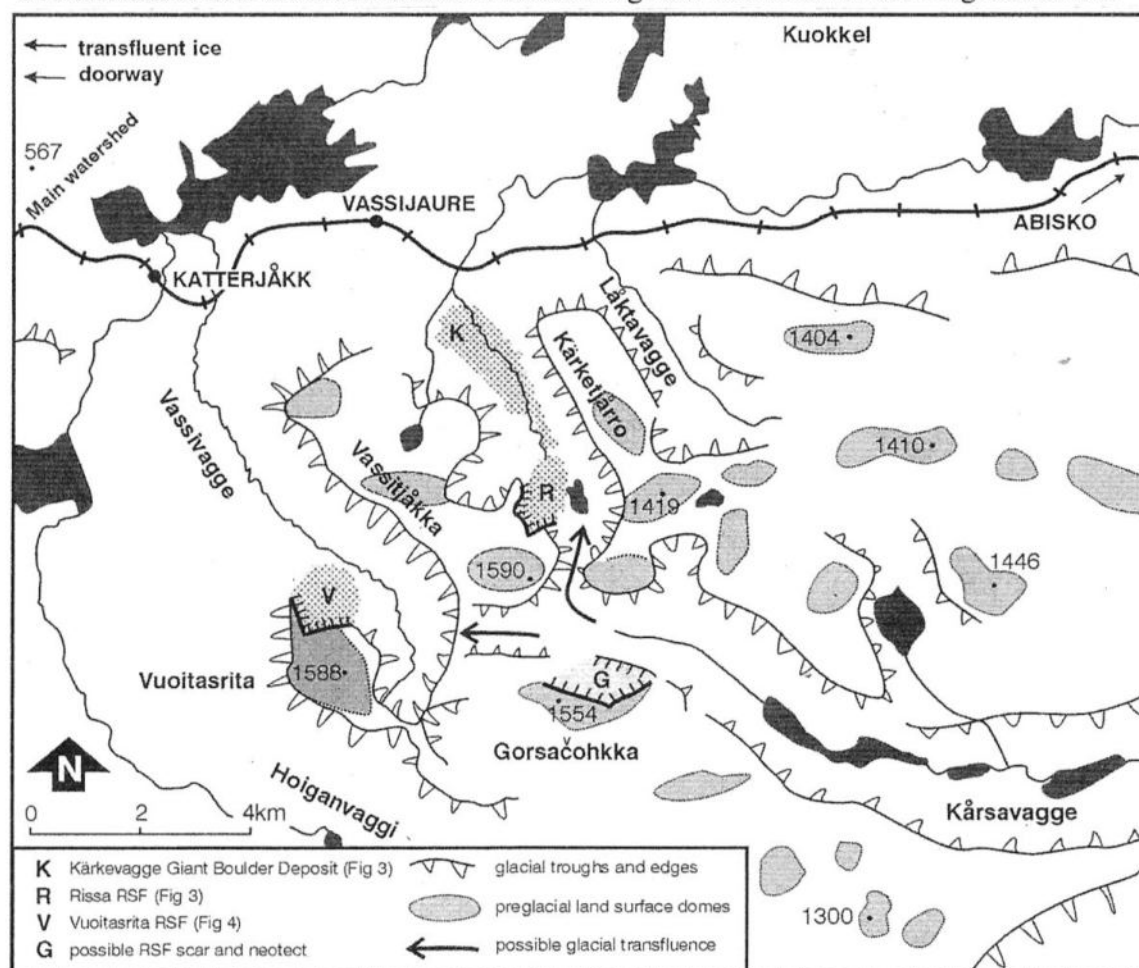


Abb. 38: Übersichtskarte über die nordwestlichen Abisko-Berge mit Glaziärtälern und Bergsturzsformen (aus JARMAN 2002)

Der etwas längere Rückweg zur Eisenbahnlinie / E10 erfolgt am Fuße des Steilabfalls des Vassitjåkka-Plateaus zum Kärkevage-Talboden. Es empfiehlt sich, die Talsohle am Ufer des Rissajaure-Sees zu queren oder, mit Vorsicht, über das ufernahe Schuttmaterial des Blockwalles, der den See abdämmt. Der Blockschutt enthält Feinmaterial und ist dadurch festgelegt. An der Basis befindet sich ein Quellaustritt; das Feinmaterial ist in der Umgebung stellenweise ausgespült. Dieser Blockschuttkörper wird am Fuße der Auswanderungsnische des Bergsturzes von sehr grobblockigem, hohlraumreichem Material überlagert. Von dort aus hat man einen exzellenten Ausblick auf die steile, zergliederte Rückwand der Hohlform sowie den geböschten, scharfkantigen Hangschutt darunter. Am Nordrand des Blockwalles ist das Grobmaterial in eine Matrix aus feinkörnigerem Verwitterungsmaterial eingebettet und daher besser begehbar. Von dort aus gelangt man an den Alluvialkegel (Schwemmkegel) am Fuße der Kärkerieppe-Karmulde sowie zum Wanderweg Richtung Vassijaure. Letzterer verläuft am Hang oberhalb der Ansammlung von Riesenblöcken (GBD) im Talgrund darunter, die nur schwer passierbar ist. Vom Weg aus hat man in östlicher Richtung die mächtige Grobschuttablagerung im Vordergrund und die hohen, felsigen, zergliederten Steilhänge des Kärketjärro-Rückens im Hintergrund im Blick. Ferner sind der Alluvialkegel des Kärkerieppe-Bachlaufes und

der den Rissajaure drainierende Kärkejåkka-Bach im Talgrund zu erkennen. Der Kärkerieppe-Bach mündet am Fuße des Schwemmkegels in den Kärkejåkka-Bach, der talauswärts in gefällsarmen Abschnitten stellenweise mäandriert. Die riesige Grobshuttakkumulation auf dem Talboden ist vom Wanderweg aus an einigen Stellen begehbar, insbesondere dort, wo das Grobmaterial in verfestigten, feinkörnigeren Verwitterungsschutt gebettet ist, während hohlraumreiche Abschnitte oftmals unbegehbar sind. Riesenblöcke mit interessanten Überzügen aus Krustenflechten sind häufig außer Reichweite.

Die Ausmündung des rund 500 m tief in die Ostflanke des Vassitjåkka-Plateaus eingelassenen Kärkerieppe-Kars in das Kärkevagge-Tal und der Alluvialkegel am Fuße des ca. 250 m hohen Steilabfalles vor der „hängenden“ Karmündung repräsentieren eine „Typ-Lokalität“ für das Studium von Naßschneelawinen im klimatisch stärker maritim getönten Nordwestteil der Abisko-Berge. Die Tiefe und die Leelage des Kars zu den vorherrschenden westlichen und nordwestlichen Winden sowie der von den Gletscherbächen tief bis auf den Felsuntergrund eingeschnittene Abflußkanal begünstigen die Akkumulation großer Schneeanhäufungen. Infolge der langfristigen Schattlage verzögert sich die frühsommerliche Schneeschmelze im Kärkerieppe-Kar. In den verbliebenen Schneeanhäufungen können sich nach Warmlufteinbrüchen, die vorzugsweise im Juni auftreten, größere Schmelzwassermassen anreichern bis ein Schwellenwert überschritten ist und das Gemisch aus Schnee, Wasser und Eis rasch und nahezu explosionsartig hangabwärts stürzt. Naßschneelawinen können sowohl in den Bachbetten auf dem Karboden als auch in einer flachen Mulde auf der Distalseite der Karschwelle, die der (Gletscher-) Bach ausgeschürft hat, ausgelöst werden. Im rasch strömenden Wasser-Schnee-Eis-Gemisch der Lawinen werden Feinsedimente, Steine und Blöcke talwärts mitgerissen. Von der Wurzel des Alluvialkegels breitet sich das Gemisch zentrifugal aus, wobei die deckenförmige Masse an den Rändern des Kegels häufig in Gestalt zahlreicher flacher Loben ausläuft. Die Lokalität am Ausgang des Kärkerieppe-Kars ist typisch für die Standortbedingungen, geomorphologischen Prozesse und resultierenden Formen und Ablagerungen solcher arktisch / alpiner Naßschneelawinen (vgl. u. a. RAPP 1960, NYBERG 1985, BULL, SCHLYTER & BROGAARD 1995, GUDE & SCHERER 1995, 1998). Ein Halt an der Lokalität zwecks Studiums der Standortbedingungen und Formen / Ablagerungen der Naßschneelawinen ist daher zu empfehlen, eventuell verknüpft mit einem Aufstieg ins Kärkerieppe-Kar, falls dort nicht zuviel Schnee liegt. Von der Karschwelle in rund 1100 m Höhe ü. M. hat man zudem einen ausgezeichneten Überblick über die gewaltigen Blockmassen im Kärkevagge-Tal. Allerdings verlängert sich dadurch auch die Dauer der Tageswanderung um 1-2 Stunden.

NYBERG (1985) hat die Schneeverhältnisse an der Naßschneelawinen-Lokalität im Mündungsbereich des Kärkerieppe-Kars im Zeitraum 1979-1983 detailliert untersucht. 1980 war dort eine mächtige Naßschneelawine von der Karschwelle ins Kärkevagge-Tal geströmt. Es sollten Informationen über die Schneemächtigkeit und -schichtung vor und während des Schmelzvorganges am Startplatz von Naßschneelawinen gesammelt werden, insbesondere, ob Schmelzwasser aufgestaut wurde und ob sich an der Basis Eisüberzüge im Bachbett bildeten. Der Bachlauf entwässerte Schmelzwasser von einem kleinen, damals noch existierenden Rest des Kargletschers sowie mehreren großen Schneefeldern im Kar. Der Abflußkanal ist zu Beginn der Schmelzperiode, die sich von Mai bis September erstreckt, regelmäßig tief mit Schnee gefüllt. Die Schneeverteilung auf dem Karboden und an der Karschwelle wird durch die Relief- und Windverhältnisse kontrolliert. Die größten Schneetiefen sind in den Mulden zwischen den Moränenwällen zu erwarten. Während der Untersuchungen von NYBERG vereinigten sich zwei größere Schmelzwasserbäche in Richtung auf die Felsschwelle und das mit Schneemassen gefüllte Bachbett, wo die Naßschneelawinen ausgelöst werden. Die Schneemächtigkeiten in den Bachbetten betragen 1-2 m. Die Schneemächtigkeit im Hauptabflußkanal dürfte erheblich größer gewesen sein, konnte von NYBERG aber aus Sicherheitsgründen nicht ermittelt werden. Basale Eiskrusten wurden dort nicht beobachtet, aber bei ähnlichen Studien an anderen Plätzen in den Abisko-Bergen. Eiskrusten am Grunde des Bachbettes wurden nur am Unterlauf nahe der Wurzel des Alluvialkegels angetroffen, wo sie keine Auswirkung auf die Auswirkung der Naßschneelawinen haben. 1979 beobachtete NYBERG die Bildung von Naßschnee als Folge der Aufstauung von Schmelzwasser im schneegefüllten Abflußkanal (70 cm Wasser und Naßschnee unter 95 cm Schnee). Dennoch bemerkt NYBERG vorsichtig, dass daraus nicht auf den Mechanismus der Naßschneelawinen-Auslösung an der Lokalität geschlossen werden kann, obwohl das Beobachtungsmaterial die Möglichkeit untermauert, dass eine Wasserübersättigung als Auslöser in Frage kommt. Die mächtigen Schneeanhäufungen und das relativ

große Einzugsgebiet der Schmelzwasserbäche im Kar führen möglicherweise in Jahren mit rascher Schneeschmelze an der Karmündung zu einem hohen Anteil von freiem Wasser in den Schneemassen. Das Auftreten der Naßschneelawine im Jahre 1980 belegt allerdings, dass die Lokalität selbst in Jahren mit relativ dünner Schneedecke ein gewisses Gefahrenpotenzial birgt (vgl. NYBERG 1985).

Am 3. Juni 1995 konnten GUDE & SCHERER (1995, 1998) die Auslösung und den Abgang einer Naßschneelawine an der Lokalität mittels Video-Film detailliert dokumentieren. Ältere Naßschneelawinen hatten zuvor in langen Zeitabständen eine Mischung aus feinerem Lockermaterial, Steinen und Blöcken im Abflußkanal des Bachlaufes erodiert und im Mittelabschnitt des Schmelzwasserkegels des Kärkerieppe-Kargletschers am Hangfuß in Gestalt einer bis zu 2 m mächtigen Decke akkumuliert. Die Lawine wurde durch die plötzliche, heftige Freisetzung von Schmelzwasser aus einer Hangmulde mit einer 3-4 m mächtigen Schneefüllung nahe der Karschwelle initiiert, wie der Video-Film ausweist. Ihre hangabwärtige Bewegung wurde durch mehrere Schmelzwasserschübe verstärkt, die sukzessive aus dem großen, geböschten Wasserreservoir in der Schneensammlung weiter oben in der Karmulde kamen. Der exakte Bewegungsverlauf der Naßschneelawine vom Auslöseplatz zum Endpunkt auf dem Schwemmkegel wurde durch eine Fotoserie dokumentiert, die von einer fest auf dem Talboden installierten Kamera aufgenommen wurde. Der Video-Film, die Feldbeobachtungen und die Intervallfotos belegen die folgenden, zuvor nicht bekannten Fakten:

- A. Schmelzwasser sammelt sich sogar in geböschten Schneefeldern an und läßt sich durch die deutliche Blaufärbung des wassergetränkten Schnees identifizieren und lokalisieren. An der Basis einer 3-4 m mächtigen Schneensammlung herrscht ein Wasserdruck von bis zu 2,5 m Wassersäule vor der Auslösung der Lawine. Die Schneeoberfläche über diesem aufgestauten subnivalen See war ca. 8° geneigt.
- B. Bei der raschen Freisetzung des Schmelzwassers entsteht hangabwärts im Bachbett ein hoher Wasserdruck, wodurch sowohl eine Schneedecke als auch Eis von unten gesprengt werden kann. Durch den artesischen Wasserdruck können bis zu 15 m hohe Wasserfontainen entstehen, wobei die Lawinenfront in zwei Loben mit einer Gesamtbreite von ca. 70 m verbreitert werden kann, wie die Fotos und das Beobachtungsmaterial eindrucksvoll zeigen.
- C. Die Bewegung der Naßschneelawine umfasst im oberen Abschnitt vornehmlich strömendes Wasser und eine Masse aus Schneematsch. Im unteren Abschnitt ist die Erosion am intensivsten. Dort reißen die schweren, gleitenden Schneemassen Steine und Blöcke im oberen Teil des Schwemmkegels mit sich und akkumulieren sie in parallel zur Lawinenfront angeordneten Wällen.

Ein Luftbild (Schrägaufnahme), das am 7. Juni 1995, 4 Tage nach dem Naßschneelawinen-Ereignis, aufgenommen worden ist (vgl. GUDE & SCHERER 1995), zeigt das Kärkerieppe-Kar, die Auslösungszone der Lawine, ihren Abflußkanal am Talhang unterhalb der Karschwelle sowie den Kolluvialkegel am Hangfuß als Auslaufzone und Platz der Materialakkumulation. Die Auslösungszone ist durch hangaufwärts zurückgreifende Spalten im Tiefschnee gekennzeichnet. Der obere, steile Abschnitt der Lawinenbahn ist eng und enthält schmutzigen Schnee. Dort strömten die Wellen aus Wasser und Naßschnee unter der oberflächlichen Schneedecke im Bachbett talwärts. Nach einer Laufstrecke von ca. 80 m durchbrachen die Wasser- und Naßschneemassen das Schneedach im Abflußkanal in Gestalt einer etwa 15 m hohen Fontaine. Die Kaskade verbreiterte die Naßschneelawine zu einem etwa 70 m breiten lobenförmigen Körper aus hangabwärts strömendem, nassen Schnee, der bis zu 2 m mächtige Blöcke sowie feineres Material aus dem Untergrund mit sich riß und das Sedimentgemisch in einem etwa 70 m breiten Bereich an der Wurzel des Kolluvialkegels ablagerte. Die dadurch verlagerte Schuttmenge hatte ein geschätztes Volumen von ca. 200 m³. Berücksichtigt man auch die übrigen aus den Abisko-Bergen beschriebenen Naßschneelawinen-Ereignisse, müssen die Naßschneelawinen als wichtiges geomorphologisches Agenz der Landschaftsformung im Gebiet angesehen werden (vgl. u. a. RAPP 1960, NYBERG 1985).

BULL, SCHLYTER & BROGAARD (1995) haben versucht, die Häufigkeit der Naßschneelawinen-Ereignisse in der Vergangenheit an der Kärkerieppe-Lokalität mit lichenometrischen Methoden zu ermitteln. Sie haben dazu den Flechtenbesatz (*Rhizocarpon spec.*) auf 950 Glimmerschiefer-Blöcken auf dem 300

m langen Kolluvialkegel studiert. Sie stellten u. a. fest, dass kleinere Naßschneelawinen so häufig auftreten und Material verlagern, dass im oberen Abschnitt nahe der Kegelwurzel an der Oberfläche kaum noch Blöcke zu finden sind, die vor mehr als 50 Jahren dort abgelagert worden sind. Zwischen 1950 und 1995 sind mindestens 13 Naßschneelawinen unterschiedlichen Umfangs niedergegangen. Im Zeitraum 1790-1950 erreichten mindestens 24 Lawinen den Mittelabschnitt des Kolluvialkegels. Offensichtlich hat die Häufigkeit der Naßschneelawinen-Abgänge seit 1950 zugenommen. Die Lawinenhäufigkeit vor 1790 konnte licheno-metrisch nicht erfasst werden, da die Blöcke an der Kegelbasis weit verstreut sind und die Qualität großflächiger Flechtenthalli im feuchteren Mikroklima dieses Bereiches mangelhaft ist. Wichtige, in der Vergangenheit über einen langen Zeitraum wirksame Varianzfaktoren im Naßschneelawinen-System waren mit Sicherheit die Dynamik des Kärkerieppe-Kargletschers und die resultierenden Gletscherstände. Vorstoßphasen des Gletschers lassen sich vermutlich mit niedrigeren Temperaturen und / oder größeren Schneeniederschlagsmengen korrelieren. Die Häufigkeit und der Umfang der Naßschneelawinen dürften bei einem Gletscherstand nahe der Karschwelle abweichend vom gegenwärtigen Zustand gewesen sein, da sich beim Vorstoßen und Rückschmelzen der Gletscherfront auch die Abmessungen des Schnee-Einzugsgebietes in der Karmulde verändern. Beim Gletschervorstoß werden mit dem Moränenmaterial Steine und Blöcke zur Karschwelle transportiert, die von den Naßschneelawinen aufgenommen werden können. Beim Rückschmelzen des Gletschers in wärmeren Phasen werden Grundmoränen-Ablagerungen und Felsflächen, eventuell mit Blockstreu, freigelegt, die Material für Naßschneelawinen liefern können. Die wärmeren Klimaverhältnisse können eine raschere Schneeschmelze zur Folge haben, die lawinenfördernd wirken kann. Ältere, vorgeschobene Gletscherstände, markiert u. a. durch Endmoränenwälle am Hang unterhalb der Felsschwelle und einen Gletscherrand 100 ± 50 m proximal zur Karschwelle (vgl. Foto aus dem Jahr 1907 in SJÖGREN 1909) boten der Naßschneelawinen-Tätigkeit andere Voraussetzungen als in der Gegenwart.

RAPP (1996b) berichtet von einer Naßschneelawine im benachbarten Låktatjåkka-Tal, die sich vom hier skizzierten Bewegungsablauf deutlich unterscheidet: Sie wurde von einer mächtigen Schneewehe ausgelöst, die auf breiter Front in den Ekosjö-See stürzte, die Eisdecke durchbrach und Schockwellen im See erzeugte, wodurch Wasser über die Felsschwelle gespült wurde. Als Folge entstand eine große Naßschneelawine, die sich vom Seeufer in rund 1100 m Höhe ü. M. durch den Abflußkanal bis zum Låktatjåkka-Bach und Wanderweg im Talgrund in ca. 900 m ü. M. erstreckte.

Die unteren Talhänge des Vassitjåkka-Plateaus entlang des Wanderweges sind stark durch Formen und Ablagerungen der Gelifluktion geprägt. Das Formeninventar überspannt weite Flächen in Höhenlagen von ca. 750-820 m ü. M. zwischen den Sturzschutthalden am Fuße der steilen Felswände und den blockreichen Bergsturzablagerungen im Talgrund. An der Oberfläche des breiten Schwemmkegels an der Ausmündung des Kärkerieppe-Kars erstreckt sich der gelifluktionale Formenschatz stellenweise bis in Höhenlagen von rund 900 m ü. M. An die krautreichen Wiesengesellschaften auf dem feuchten Talboden schließen sich höhenwärts bei Hangneigungen bis zu 25° Gras- und Zwergstrauchheiden an. Das Substrat besteht vornehmlich aus Verwitterungsschutt des weithin anstehenden Glimmerschiefers, wobei der Ton- und Schluffanteil lokal 30-40 % ausmachen kann. Der hohe Feinmaterialanteil begünstigt offenbar gelifluktionale Massenbewegungen; ebenso dürften die von der Verwitterung bereitgestellten dünnen Glimmerplättchen der Gelifluktion Vorschub leisten (vgl. RAPP 1960). Hangaufwärts nimmt der Feinmaterialanteil deutlich ab (<10 % am Fuße der Sturzschutthalden), ebenso die Dichte der Vegetationsdecke, in der die Häufigkeit von Barflecken zunimmt. Die zahlreichen Hangmulden begünstigen die Ansammlung größerer Schneemengen, deren Schmelzwasser für eine hohe Wassersättigung der Böden sorgt. Die Hänge sind langfristig gut durchfeuchtet, insbesondere während der Schneeschmelze im Juni und Juli. Der gelifluktionale Formenschatz ist äußerst vielfältig. Er umfasst lappen- und stufenförmige Formen am Hang, die unter Berücksichtigung ihrer Vegetationsbedeckung als Rasenloben und -stufen bezeichnet werden können. Auf den höheren Hangpartien dünnt die Vegetationsdecke allmählich aus. An die Stelle der vegetationsbedeckten Gelifluktionformen treten dort Erscheinungen mit aufgelöster, lückenhafter Vegetationsdecke bis hin zu Schuttloben und -stufen, die nahezu vegetationsfrei sind. Als Einzelercheinungen finden sich bei geschlossener Vegetationsdecke Wanderblöcke, bei spärlicher Vegetation Bremsblöcke. Das Blockmaterial gelangt als Sturzschutt aus den Felswänden auf die Hänge oder ist Bestandteil der stellenweise erhaltenen Moränenreste im Hangschutt. Auffallend ist das gehäufte Auftreten von Wander- und Bremsblöcken am

Fuße der Sturzschutthalde. Die größeren Blöcke sind infolge ihres beim Absturz entwickelten höheren Energiegehaltes bis ins nahe Vorland der Halden gerollt. Auffallend ist die größere Verbreitung von Gelsolifluktionsscheinungen, insbesondere Lobenformen, am Ost-exponierten Talhang des Vassitjåkka-Plateaus im Vergleich zum West-exponierten Talhang des Kärketjärro-Rückens. Offensichtlich werden die gelsolifluidalen Massenbewegungen am Osthang durch die langfristig stärkere Bodenfeuchte als Folge der zahlreichen, langsam abschmelzenden Schneeanstimmungen begünstigt.

Messungen zum Aktivitätsgrad der Gelsolifluktionsscheinungen im Kärkevage-Tal begannen bereits früh in den 1950er Jahren. RUDBERG (1958) und RAPP (1960) maßen die gelsolifluidalen Bewegungsraten und liefern eine komplette Meßreihe über den Zeitraum 1952-1960. RAPP setzte die Messungen in den 1960er und 1970er Jahren in Zusammenarbeit mit STRÖMQUIST (vgl. RAPP & STRÖMQUIST 1979) und ÅKERMAN (vgl. RAPP & ÅKERMAN 1993) fort. Danach führte ÅKERMAN Messungen bis 2002 durch. Inzwischen umfasst die Meßreihe im Kärkevage-Tal einen Zeitraum von 56 Jahren (1952-2008, vgl. RIDEFELT, ÅKERMAN et al. 2009). Das Datenmaterial belegt erhebliche gelsolifluidale Bewegungen, wobei die mittleren Raten nahe der Substratoberfläche zwischen 2 und 6,5 cm pro Jahr schwanken. Die Dynamik der einzelnen Gelsolifluktionsformen kann offensichtlich kleinräumig stark variieren. So berichtet STRÖMQUIST (1983) von degradierenden Lobenfronten im Kärkevage-Tal, während RAPP & ÅKERMAN das innere Gefüge eines anderen Lobus auf demselben Hang beschreiben und von kontinuierlich verlaufenden und gut erhaltenen Humushorizonten berichten, was die Autoren als Hinweis auf mehrere Loben-Generationen deuten, die sich übereinander gewälzt haben. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen (0,2-0,4 m) stimmt gut überein mit der von MATSUMOTO & ISHIKAWA (2002) im Tal festgestellten Tiefenerstreckung der gelsolifluidalen Massenbewegungen, die nach Ansicht der japanischen Autoren durch tauende Bodeneislinsen im oberflächennahen Substrat ausgelöst werden. RIDEFELT, ÅKERMAN et al. (2009) kommen bei einem Vergleich der Gelsolifluktionsraten in den Abisko-Bergen zum Ergebnis, dass die Gelsolifluktionsbeträge im westlichen, klimatisch stärker maritim geprägten Teil, und insbesondere in Höhenlagen von 700-900 m ü. M. (Kärkevage-Tal) größer sind als im stärker kontinental getönten Teil, räumen aber ein, dass die räumliche Variabilität der Bewegungsraten im Gesamtgebiet sehr hoch ist, und dass die Höhenlage ü. M. (und / oder Permafrostboden im Untergrund) zusammen mit der Bodenfeuchte als wichtigste Kontrollfaktoren der räumlichen Variabilität der gelsolifluidalen Bodenbewegungen fungieren. RIDEFELT, BOELHOUWERS & EIKEN (2009) haben die mittlere Bewegungsgeschwindigkeit eines Gelsolifluktionslobus am Ost-exponierten Hang des Kärkevage-Tales (Westhang) mittels quantifizierender Luftbildanalyse für den Zeitraum 1959-2000 berechnet. Die Ergebnisse gleichen größenordnungsmäßig sehr denjenigen des von RAPP & ÅKERMAN (1993) und später von ÅKERMAN (unveröffentlicht) studierten, nur rund 100 m entfernt gelegenen Lobus im Zeitabschnitt 1961-2002. Die Bewegungsgeschwindigkeiten nach RIDEFELT, BOELHOUWERS & EIKEN variieren zwischen ca. 2 cm und ca. 6 cm pro Jahr bei einem Mittelwert von ca. 3 cm im Zeitraum 1959-2000. Der jährliche Mittelwert für den von RAPP & ÅKERMAN bzw. ÅKERMAN untersuchten Lobus beläuft sich auf 2,9 cm pro Jahr (1961-1976) bzw. 3,1 cm pro Jahr (1961-1978), wobei der Mittelwert für den gesamten Zeitraum 1961-2002 3,8 cm pro Jahr beträgt. Das vorliegende Datenmaterial aus dem Kärkevage-Tal zeichnet sich durch große Schwankungen von Jahr zu Jahr aus, läßt aber eine allgemeine Zunahme der gelsolifluidalen Geschwindigkeitsraten erkennen. Aus dem letzten Jahrzehnt liegt kein Datenmaterial vor, so dass unklar ist, ob der Trend anhält. Die im Zuge des Klimawandels angestiegenen Niederschlagsmengen (Sommerregen, winterliche, Schmelzwasser liefernde Schneemengen) dürften gelsolifluidale Massenbewegungen aufgrund der erhöhten Bodenfeuchte begünstigen. Ob und in welchem Umfang inaktive, nicht mehr in Bewegung begriffene Gelsolifluktionsscheinungen im Gebiet existieren, ist unklar. Ebenso sind die Verbreitung und das Verhalten von Wanderschutt- und Fließerdedecken als Erscheinungen der an der Erdoberfläche kaum erkennbaren amorphen Gelsolifluktion im Kärkevage-Tal und in den übrigen Abisko-Bergen noch unbekannt.

Auf der weiteren Wanderung talauswärts Richtung Vassijaure-Eisenbahnhaltepunkt lohnt sich ein Abstecher in das „Trappkar“ (Namen nach RAPP 1963), das ca. 1,5 km nordwestlich des Kärkerieppe-Kars in den Nordosthang des Vassitjåkka-Plateaus eingesenkt ist. Es ist ein typisches, „lehrbuchhaft“ entwickeltes Kar mit übertieftem Karboden, steilen rückwärtigen Karwänden und einer deutlich ausgeprägten Karschwelle an der Ausmündung. Die Karnische ist inzwischen gletscherfrei. Hinter der Karschwelle ist ein

Karsee (Wasserspiegel in 1112 m Höhe ü. M.) aufgestaut, der durch den „Trappbach“ nach Norden ins Vorland des Kärkevage-Tales entwässert. Die Aufstiegsroute vom Wanderweg aus, entlang des Bachlaufes, ist rund 1,5 km lang und weist zwei steilere Felspartien (mit leichtem Klettern) auf. Die Anstrengung wird bei Sonnenwetter mit dem Blick auf einen tiefblauen See mit klarem Wasser belohnt. Das Kar enthielt in den 1950er Jahren während der Feldstudien von HOLDAR (1957) und RAPP (1960) noch einen kleinen Gletscher, der mit einem Eiskliff im See „kalbte“. Fotos von SJÖGREN (1909) aus dem Jahre 1907 zeigen eine deutlich größere Gletschereisbedeckung in der Karnische wie auch im benachbarten Kärkerieppe-Kar sowie auf dem Vassitjåkka-Plateau, wo der Vassejietnja-Gletscher bis unmittelbar an den oberen Rand der Bergsturz-Auswanderungsnische am Talschluß des Kärkevage heranreichte und möglicherweise Eislawinen in die Tiefe absonderte („trocken kalbte“). Nach Ansicht von RAPP (1992) entstanden die Gletscher in den Abisko-Bergen einschließlich der erwähnten drei Gletscher am Vassitjåkka erst nach der postglazialen Wärmezeit, vermutlich während der „Kleinen Eiszeit“ (ca. 1550-1920). Die Klimaerwärmung in den milden 1920er und 1930er Jahren und danach leitete das Abschmelzen der beiden Kargletscher und das Rückschmelzen des Plateaugletschers bis auf einen kleinen Eisrest im Gipfelbereich des Vassitjåkka-Plateaus ein. Letzterer befindet sich bei einer Höhenlage von ca. 1350-1500 m ü. M. nach dem Modell von ETZELMÜLLER et al. (2008) bereits in der Höhenstufe mit weit verbreitetem alpinem Permafrostboden und ist wahrscheinlich am Permafrost-Untergrund angefroren („polarer“ Gletschertyp). Er unterscheidet sich darin von den bereits abgeschmolzenen beiden Kargletschern, die vermutlich „temperiert“ waren.

Nach dem „Konzept der kalten Gletschersohle“ (vgl. RAPP 1992, 1993a, 1996a) sind Gletscher mit „kalter“, am Untergrund angefrorener Sohle („dry-based“) nicht oder nur wenig erosiv und schützen ihre Unterlage sogar vor der Abtragung. Belege für die Existenz von Permafrost in den höchsten Lagen des Vassitjåkka sind perennierende Schneeflecken in Schattlagen in steileren Felspartien sowie die Position der Bergschründe im wandnahen Eis, aber nicht an der Grenzfläche Eis / gefrorene Felswand. Nach RAPP ist auch die Transparenz des Rissajaure-Sees und des „Trapp-Sees“ ein Indiz, dass der Vassejietnja-Gletscher „cold-based“ und nicht erosiv ist. Das sommerliche Schmelzwasser transportiert nur sehr wenig Feinmaterial (Ton, Schluff) als „Gletschertrübe“ über das steile Felsrelief hinab zu den beiden Seen. Im Kärkerieppe-Kar zeugen dagegen markante Moränen von der erodierenden Wirkung des abgeschmolzenen temperierten Kargletschers. Das vom abschmelzenden Gletscher freigesetzte Schmelzwasser war sedimentreich und verlagerte viel Material aus der Karnische in das Kärkevage-Tal, wie der mächtige Schwemmkegel und das große Seedelta bachabwärts ausweisen (vgl. RAPP 1992). Die Permafrostbedingungen auf dem Vassitjåkka-Plateau dürften während des weichseleiszeitlichen Maximalstandes ähnlich gewesen sein mit Ausnahme der höchsten Passlagen, wie etwa im Falle des Passes zwischen dem Kårsavagge und dem Kärkevage südlich des Rissajaure-Sees, wo nach Norden vorrückendes Eis Gletscherschliffe und Rundhöcker hinterließ (vgl. HOLDAR 1957, RAPP 1960). Nach Ansicht von RAPP (1992) wurde der Vassejietnja-Plateaugletscher während der „Kleinen Eiszeit“ angelegt. Er bedeckte während seiner Maximalausdehnung alle Kryoplanationsterrassen (oder Resistenzstufen) mit Ausnahme der höchst gelegenen, wie Fotos von SJÖGREN (1909) zeigen. Das Gletschereis war vermutlich sowohl während der „Kleinen Eiszeit“ als auch früher während der weichseleiszeitlichen Vergletscherungen „cold-based“ (vgl. RAPP 1992).

Zurück auf dem Wanderweg sind es noch rund 2,5 km von der Querung des Abflusses aus der Karnische bis nach Vassijaure (Eisenbahnhalteplatz, E10). Der Weg verläuft oberhalb der Waldgrenze, was nach Nordwesten einen weiten Blick über die breite, seenreiche Vassijaure-Senke gestattet. Die Route durchquert zunächst stein- und blockreiches Terrain. Zwischen zahlreichen Felsköpfen und Festgesteinsausbissen gedeiht eine trockene Zwergstrauch-Vegetation, die in flacherem, feuchterem Gelände von einer krautreichen Wiesen-Vegetation abgelöst wird. Am Rande mehrerer Bachläufe und Teiche stockt dichtes Weiden- und Birkengebüsch. An die Stelle von Sturz- und Hangschutt tritt sandiges, steinreiches Grundmoränen-Material, das in den zahlreichen Mulden mehrere Meter Mächtigkeit erreichen kann. Auf dem letzten Streckenabschnitt finden sich in wind- und kältegeschützten Lagen kleinere Bestände aus *Betula pubescens* ssp. *tortuosa* (Moorbirke), die vornehmlich polykorm (vielstämmig) in Erscheinung tritt. Als vorherrschende Bodentypen wurden Nanopodsole in exponierten Lagen, Vollpodsole und Moorböden (ohne Permafrost im Untergrund) angetroffen. Kurz vor dem Erreichen der Ortschaft Vassijaure wird nahe der Eisenbahnlinie (die

hier im Tunnel verläuft) ein Kral für die herbstliche Rentierscheidung der Samen passiert. Glaziärmorphologisch bietet die Wanderroute nach Vassijaure nur wenige Höhepunkte. Am interessantesten sind die eisüberschliffenen Oberflächen zahlreicher Rundhöcker im Schiefer-, Gneis- und Granitgestein. Die Ausrichtung der Rundhöcker (steiler Leehang Richtung Westen) und die Orientierung der Schriffmarken indizieren die Abflußrichtung des eiszeitlichen Inlandeises aus dem Torne-Becken Richtung norwegische Atlantikküste (vgl. HOLDAR 1959). Ein alternativer Rückweg von der Karnische zur Eisenbahnlinie / E10 ist die Querung der Kärkevage-Talmündung nördlich der mächtigen Blockansammlung auf dem Talboden Richtung Låktatjakko, dem Ausgangspunkt der Wanderung. Unterwegs können die Relikte mehrerer Eisstausee-Terrassen auf der östlichen Talseite studiert werden, die während der spätweichseiszeitlichen Deglaziation vor den Talmündungen am Rande des noch eisgefüllten Vassijaure-Låktajaure-Beckens akkumuliert worden sind. Diese Wanderroute ist ähnlich lang wie die nach Vassijaure, aber interessanter. Sie führt allerdings durch wegloses Gelände und beinhaltet die Querung mehrerer Bachläufe, u. a. des Kärkejåkka-Baches, was nach Ende der Schneeschmelze, etwa im August, in den meisten Jahren unproblematisch ist.

4.3. Mehrtägige Exkursionen durch die Abisko-Berge

Es werden zwei Exkursionen durch die nordwestlichen Abisko-Berge und zwei Exkursionen durch die südöstlichen Abisko-Berge (südöstlich des Abiskojaikka-Tales) vorgeschlagen. Die beiden Gebiete unterscheiden sich in ihrer physiogeographischen Ausstattung sowie in ihren kryogenen Formen, Ablagerungen und Prozessen.

4.3.1. Exkursion durch die nordwestlichen Abisko-Berge I

4.3.1.1. Übersicht

Streckenlänge ca. 30 km, Höhenunterschied ca. 1000 m, 2 Zeltübernachtungen.

Start am Parkplatz des Hotels „Fjället“ oberhalb von Björkliden (alternativ am Sessellift nahe des Abisko-Touristenhotels, Fahrt zur Bergstation bis in ca. 900 m Höhe ü. M.) – Aussichtspunkt auf dem Njulla-Berg (Nuolja, 1164 m ü. M.) – Kåppasjåkka-Tal (Kåppasvage) – Kåppa-Gletscher (Zeltübernachtung im Vorfeld) – Schutzhütte am Kåppatjåkka (See 1161 m) – Måndalen mit Ekmanjaure-See (Ekman-Gletscher, 1235 m) – Passhöhe 1382 m – Harpass zwischen Latjavagge und Kuoblavagge (See 1186 m, Zeltübernachtung) – Kuoblavagge-West – Vargpass – Låktatjakko-Fjällstation (1228 m, Übernachtung auf Vorbestellung am Hotel „Fjället“ möglich) – Låktatjåkka-Berg (1404 m) – oberes Rakkasjåkka-Tal mit Rakkaslako-Verebnungen III (ca. 950 m) – II (ca. 875 m) und I (ca. 840 m) – unteres Rakkasjåkka-Tal – Parkplatz am Hotel „Fjället“ in Björkliden.

Die Exkursionsroute folgt dem mit Rot an Steinen markierten Sommer-Wanderweg, der aber nur auf dem Streckenabschnitt Låktatjakko-Fjällstation – Hotel „Fjället“ breit ausgetreten ist. Zwischen der Schutzhütte und dem Harpass sind Felsflächen mit größeren Blockansammlungen sowie ausgedehnte perennierende Schneefelder in Höhenlagen von 1200-1400 m ü. M. zu überqueren, die häufig in dichten Nebel gehüllt sind, so dass die Orientierung ohne GPS schwierig sein kann. Die Mitnahme eines Handys für Notfälle (Empfang in der Umgebung von Björkliden, Abisko und der Fjällstation zumeist vorhanden) ist zu empfehlen.

4.3.1.2. Wissenschaftliche Bedeutung

Die nordwestlichen Abisko-Berge zwischen dem schmalen, tief eingesenkten Kårsavagge-Tal im Süden und der breiten Vassijaure-Senke im Norden eignen sich besonders gut für das Studium von frostdynamisch entstandenen Permafrosthügeln sowie von Schneefeldern und kleinen Gletschern als Klimaindikatoren. Es existieren Permafrosthügel mit unterschiedlichem Bauplan und verschiedenartiger Genese, u. a. Palsas, mehrjährige Frostblisters und pingoähnliche Hügel, die sich in ihrer Klimasensitivität deutlich unterscheiden (vgl. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MALMSTRÖM 1987, ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJÖ 1989, MEIER 1988/89, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Nach Ausweis von Feldstudien und Luftbilddauswertungen sind die Hügel seit den 1940er Jahren

weithin im Zerfall begriffen. Dennoch wurden in den 1980er Jahren an lokalklimatisch und edaphisch-hydrologisch begünstigten Plätzen im Rakkaslako-Gebiet neue Hügel angelegt, die inzwischen wieder kollabiert sind. Die Größenveränderungen von Schneeflecken und -feldern werden unmittelbar durch klimatische Faktoren bestimmt. Übergangsformen zwischen großen Schneefeldern und kleinen Gletschern, die in den Hochlagen der nordwestlichen Abisko-Berge vorkommen, sind weniger sensitiv gegenüber Klimaschwankungen. Luftbilder aus den Jahren 1943 und 1959 belegen ein rasches Zurückschmelzen der Fronten; danach verlangsamte sich dieser Vorgang, beschleunigte sich seit den 1990er Jahren aber erneut. Der hoch gelegene, vermutlich „kalte“, am Untergrund angefrorene Ekman-Gletscher scheint gegenwärtig allerdings im Gleichgewicht mit den Klimaverhältnissen zu stehen, wie die nahezu stationäre Gletscherstirn (Kalbungskliff im Ekmanjaure-See) vermuten läßt. Die Existenz von Endmoränenwällen vor mehreren großen Schneefeldern ist ein Indiz, dass sich am Platze der Schneefelder ehemals kleine Gletscher befunden haben. (vgl. LINDH 1984, RAPP, NYBERG & LINDH 1986, NYBERG & LINDH 1990). Die Wälle unterscheiden sich in ihren morphologischen Merkmalen, ihrer Materialzusammensetzung und ihren Abmessungen deutlich von pronivalen Wällen, die eine wallförmige Anhäufung von grobem Material am unteren Ende einer stark geböschten, harten Schneefeldoberfläche darstellen. Die schwedischen Autoren halten daher einen klimagesteuerten Entwicklungsverlauf Schneefeld – Gletscher – Schneefeld für denkbar. Viele der kleinen schneebedeckten Eiskörper mit Mächtigkeiten von 20-30 m dürften vor wenigen Jahrzehnten echte Gletscher gewesen sein, die im Zuge der Klimaerwärmung stark abgeschmolzen sind. Sie könnten unter günstigen klimatischen Verhältnissen (beträchtliche Schneeakkumulation im Winter, kühle und feuchte Sommer) erneut unter Bildung von Gletschereis in relativ geringer Firntiefe an Mächtigkeit zunehmen. Die meisten Übergangsformen finden sich in Nordost-Auslage an schattigen Hängen, die die Schneeakkumulation (Leelage) begünstigt. Eine Klimaabkühlung oder eine Veränderung der Windverhältnisse könnte diese kleinen und daher rasch reagierenden Formen reaktivieren. Auf der Exkursion werden Nivationserscheinungen an Schneeflecken, Übergangsformen zwischen Schneefeldern und kleinen Gletschern sowie „kalte“, am Permafrostuntergrund angefrorene Gletscher vorgestellt. Darüberhinaus lassen sich die verschiedenen Permafrosthögeltypen und -varianten sowie deren Zerfallsstadien studieren. Zugleich wird ein Überblick über die im Gebiet entwickelten Periglaziärserscheinungen vermittelt.

4.3.1.3. Streckenbeschreibung

Die Wanderung beginnt am Hotel „Fjället“. Von dort folgt man dem Weg Richtung Kitteldalen / Kåppasvage. Der Weg verläuft zunächst in der Birkenwaldstufe, quert mehrere Ski-Abfahrtschänge am Kåppastjärro-Berg und erreicht die Waldgrenze in ca. 550 m Höhe ü. M. Kurz nach dem Verlassen des Birkenwaldes versteilt sich das Gelände deutlich. Der Kåppasjokka-Bach fließt in einem engen Kerbtal zwischen Kåppastjärro und Njulla. Er wird an einer Brücke nahe der Baumgrenze überquert. Danach wandert man auf dem gekennzeichneten Weg in Richtung der Sessellift-Bergstation des Skihanges von Abisko. Rund 1 km östlich der Passhöhe und dem Passieren des kleinen Bergsees „Pompe“ (994 m ü. M.) folgt man der Abzweigung zum Njulla-Gipfel (1164 m). Wer die Tour in Abisko beginnt, fährt mit dem Sessellift bis zur Bergstation (ca. 900 m ü. M.) und wandert anschließend auf dem breiten Sommer-Wanderweg bis zum Aussichtspunkt auf dem Njulla-Berg. Ein Besuch des Gipfels über diese Route ist unter Touristen äußerst beliebt: Sie ist bequem (in der Bergstation befindet sich ein Café), energiesparend und bietet vom Berggipfel Richtung Osten eine exzellente Aussicht auf den Torneträsk-See, die „Abisko-Alpen“ mit dem berühmten „Lapporten“-Trogtal-Profil sowie die Siedlung Abisko mit der Eisenbahnlinie und E10 im Vordergrund. Der Nordosthang des Njulla birgt für beide Verkehrslinien ein erhebliches Gefahrenpotenzial. Sichtbarer Ausdruck davon sind die zahlreichen Lawinenbahnen und Murgänge, die den Birkenwald durchziehen und sich in einigen Fällen bis ans Ufer des Torneträsk erstrecken (vgl. RAPP 1992). Die Eisenbahnstrecke ist auf rund 1 km Länge durch einen Tunnel gegen Lawinen geschützt. Der Tunnel ist allerdings zu kurz, so dass es gelegentlich noch immer zu Lawinen-Unglücken und Verkehrsbehinderungen kommt. Bei der Planung und dem Bau der E10 während der 1970er Jahre wurde das Lawinenrisiko besser berücksichtigt und minimiert. Es wurden Lawinenverbauungen angelegt und ein elektrisches Warnsystem installiert. Es lassen sich 3 Typen von rasch und „katastrophenartig“ ablaufenden Massenbewegungen unterscheiden, die den Verkehr und den Tourismus am Njullaberg bedrohen:

- A. Schneelawinen, die die Bäume niederwalzen, Breschen in den Birkenwald schlagen und schließlich die Eisenbahnstrecke und die E10 blockieren. Sie treten im Winter und Frühjahr auf, insbesondere im Zeitraum Januar-April, vorzugsweise im Anschluß an Perioden mit heftigen Westwinden und der Bildung von mächtigen Schneeverwehungen in Leelagen hoch oben am Berg.
- B. Naßschneelawinen als Folge einer sich rasch vollziehenden Schneeschmelze oder von Regengüssen im Mai oder frühen Juni. Sie gehen vor allem im tief in den Osthang des Berges eingeschnittenen Bett des Ridonjira-Baches nieder (vgl. u. a. NYBERG 1985).
- C. Erdbeben und Murgänge im feinkörnigen, grundmoränenhaltigen Hangabschnitt, die vornehmlich durch Starkregen im Sommer oder Herbst ausgelöst werden.

Vom Njulla-Gipfel eröffnet sich nach Südwesten ein weiter Blick in das breite Kåppasjåkka-Tal mit der Exkursionsroute entlang des Bachlaufs. In knapp 3 km Entfernung ist der kleine Kåppa-Gletscher als Tagesziel am Horizont zu erkennen. Die Talhänge zeichnen sich durch eine niedrige unteralpine Vegetation aus, während die höheren Berggipfel, etwa des Slåttatjåkka und des Kåppasoavi, bis in die mittelhochalpine Vegetationsstufe aufragen. Das Gebiet befindet sich deutlich über der Waldgrenze. Megafossilfunde aus der Umgebung des bereits erwähnten Pompe-Sees im Passbereich zwischen Njulla und Slåttatjåkka belegen indessen, dass dort im frühen Holozän Birken, Kiefern und Erlen wuchsen, rund 100 m über der aktuellen, von *Betula pubescens* ssp. *tortuosa* (Moorbirke) gebildeten Baumgrenze (vgl. KULLMAN 2015). Während die höchsten Bergkuppen von Fels und grobblockigem Verwitterungsschutt bedeckt sind, dominieren an den feinmaterialreicheren Berghängen gelisolifluidale Massenbewegungen. Außer „amorphen Solifluktsdecken“ im Sinne von SEMMEL (1969) finden sich Gelisolifluktsloben und -stufen sowie Wander- und Bremsblöcke als morphologisch in Erscheinung tretende Phänomene der gelisolifluidalen Morphodynamik. Auf vegetationsarmen Verflachungen existieren inzwischen inaktive Strukturböden in Gestalt von Steinpolygonen. Ihre Feinmaterialkerne sind vegetationsbewachsen, die Grobkomponenten dicht mit Krustenflechten überzogen. An Plätzen mit periodischer Wasserüberstauung, etwa an einigen Seeuferabschnitten im Passbereich oberhalb der Sessellift-Bergstation, sind auch aktive Steinpolygone und Feinerdeinseln im Grobmaterial zu beobachten. „Frische“ Rißbildungen im Feinmaterial belegen aktive frostdynamische Prozesse im Substrat. Die Gelisolifluktserscheinungen und Frostmusterböden in der Birkenwaldstufe bei Abisko sind inzwischen inaktiv, wenn auch gelegentlich „extrazonale“ Mudpits und Steinpolygone an edaphisch-hydrologisch begünstigten Plätzen anzutreffen sind.

Vom Njulla-Gipfel führt die Exkursionsroute zurück ins Kåppa-Tal. Im übersichtlichen, wald- und baumfreien Gelände kann der Wanderweg frei gewählt werden (vgl. Fotos 63 und 64). Es empfiehlt sich eine Route auf halber Höhe am südlichen Talhang (Slåttatjåkka, Tjatjenjaskatjåkka) um den feuchten Talgrund in Bachnähe zu vermeiden. Nach der Engstelle westlich des Njulla weitet sich das Kåppa-Tal und nimmt zwischen den Bergen Kåppastjärro im Norden und Tjatjenjaskatjåkka im Süden eine beckenförmige Gestalt an ehe es sich am Kåppastjåkka fast im rechten Winkel nach Nordwesten wendet und zum Talschluß hin erneut verschmälert. Der Beckenboden befindet sich in rund 1000 m Höhe ü. M., während die umgebenden Berge Höhen von 1200-1300 m ü. M. erreichen. Der Kåppa-Bach entwässert den Ekman-Gletscher über den Abfluß im Mån-Tal und den kleinen Kåppa-Gletscher am Kåppatjåkka sowie eine Vielzahl von langfristigen Schneeflecken und perennierenden Schneefeldern auf der Verflachung nahe der Schutzhütte sowie an den im Lee der vorherrschenden nordwestlich bis westlichen Windrichtung gelegenen Hänge des Kåppastjärro. Das Abflußsystem des Kåppa-Baches ist nival. Der Bach hat sich stellenweise mehrere Meter tief in die von den pleistänen Gletschern durch Erosion im Festgestein vorgegebene Talform eingetieft und fließt auf einer Schotter-Talsohle. Sein Längsprofil ist noch nicht ausgeglichen, sondern weist zahlreiche Gefällsprünge auf, die in der Landschaft als Wasserfälle oder kleinere Canyonbildungen an strukturellen Schwächelinien und in morphologisch weichen Gesteinsserien in Erscheinung treten. Während die nordexponierten Hänge des Tjatjenjaskatjåkka ein höckriges Mesorelief mit zahlreichen Felsleisten und Rinnen aufweisen, sind die durch südliche Auslagen gekennzeichneten Hänge des Kåppastjärro weniger stark gegliedert und in ihren unteren und mittleren Abschnitten weithin von Lockersedimenten bedeckt. In transversalen, longitudinalen und ovalen Hangmulden finden sich zahlreiche langfristige Schneeflecken. Sie besetzen sowohl Hangmulden im Festgestein als auch im Lockermaterial. An ihnen läßt sich das Prozeßgefüge

der Nivation studieren, wobei u. a. zu klären ist, ob die Mulden schon vor den Schnee-Einlagerungen existierten und durch letztere nur vergrößert wurden, oder erst durch die „Schneeflecken-Erosion“ entstanden sind.



Foto 63: Blick vom NW-Hang des Slättatjåkka-Berges in das untere Kåppasjåkka-Tal Richtung Björkliden mit dem Torneträsk-See im Hintergrund. Hinter den kantengerundeten Moränenblöcken im Vordergrund sind die gelisolifluidal überprägten Talhänge von Njulla (rechts) und Kåppasoivi (links) sowie die im flachen Terrain mäandrierenden Abflußbahnen des Kåppasjåkka-Baches zu erkennen. 14.8.2015



Foto 64: Übersicht über das breite mittlere Kåppasjåkka-Tal mit dem Kåppatjåkka-Berggrücken und dem Kåppa-Gletscher im Hintergrund. In Höhenlagen über 900 m ü. M. überdauern zahlreiche Schneeflecken bis in den Spätsommer und induzieren (im Lockermaterial) das Prozeßgefüge der Nivation. An den flachen, langfristig durchfeuchteten, lockermaterialbedeckten Talhängen dominieren gelisolifluidale Massenbewegungen. 14.8.2015

Studien an langfristigen Schneeflecken im Kåppa-Tal und in anderen Tälern der nordwestlichen Abisko-Berge (vgl. u. a. RAPP, NYBERG & LINDH 1986, LINDH, NYBERG & RAPP 1988, NYBERG 1986, 1991, NYBERG & LINDH 1990) sowie auf der Varanger-Halbinsel in Nordnorwegen (vgl. u. a. MEIER 1996, 2020) zeigen, dass am Rande der Schneeflecken verschiedene geomorphologische Prozesse ablaufen, die eng miteinander verzahnt sind und dadurch das Prozeßgefüge der Nivation ausmachen. Die Intensität der Einzelprozesse ist dabei in aller Regel größer als an den Hängen in der Umgebung der Schneeflecken. Zu den wichtigsten Prozessen zählen die mechanische Verwitterung, insbesondere in Gestalt der Frostsprengung, in Kalksteinen und Dolomiten auch chemische Verwitterungsvorgänge, Gelisolifluktion, Abluaktion, Kongeliturbanation, Sturzdenudation sowie Auswirkungen des Schnee- und Eisdruckes an der Basis der Schneeflecken (Schuttglättung). Beim Rückschmelzen der Schneefleckränder während der sommerlichen Schmelzperiode wird Schmelzwasser freigesetzt, das das Substrat im angrenzenden Terrain durchfeuchtet und dadurch gelisolifluidale Massenbewegungen und abluale Vorgänge im freigelegten, vegetationsarmen

bis -freien Terrain begünstigt. Vor allem am unteren Schneefleckrand, der eine besonders intensive und langfristige Wasserversorgung erfährt, laufen verschiedenartige Massenverlagerungen ab. Die unterhalb langfristiger, insbesondere transversaler Schneeflecken gelegenen Hänge des Kåppastjärro weisen weithin ein charakteristisches Feinrelief aus Gelsolifluktionsloben, -stufen und -terrassen auf. Auf vegetationsfreien Hangabschnitten am unteren Schneefleckrand finden sich bei geeigneter Substratzusammensetzung bisweilen Feinerdeinseln und Steinpolygone sowie, im stärker geböschten Gelände, Streifen als Formen der Kryoturbation. Nahe der abschmelzenden Randpartien kann das Schmelzwasser auch unter dem Schnee abfließen und Feinsedimente hangabwärts transportieren. Bei langfristigen, im Laufe des Sommers vollständig abschmelzenden Schneeflecken wird auf diese Weise nach und nach das gesamte Schneefleckareal davon erfasst. Bei perennierenden, am Untergrund angefrorenen Schneeflecken und -feldern konzentrieren sich diese Vorgänge auf die im Sommer abschmelzenden Randbereiche. Nach dem vollständigen Abschmelzen der Schneeflecken findet sich an ihrem Platze oftmals eine flache Mulde, an deren Grunde ein Pflasterboden entwickelt sein kann. Er besteht aus einer unregelmäßig mosaikartigen Anordnung mehr oder weniger flacher Gesteinsoberflächen in einem einheitlichen Niveau, einer künstlichen Pflasterung vergleichbar. Dabei reihen sich die einzelnen Steine oft dicht aneinander und erscheinen in das Feinmaterial wie eingewalzt. Die Entstehung des Pflasterbodens läßt sich auf die kombinierte Wirkung von Schnee- und Eisdruck zurückführen. An der Basis der abschmelzenden Schneeflecken existiert häufig eine dünne Eisschicht, die dem oberflächlich aufgetauten Untergrund zumindest im Zentrum des Schneeflecks aufliegt. Durch diese Eisschicht wird der Druck auf einzelne, aus dem Pflasterboden herausragende Steine verstärkt, da dem Stein auf diese Weise der Schneedruck einer größeren Umgebung zuteil wird. Ohne eine derartige Eisschicht wirkt sich das Gewicht der insgesamt amorphen Schneemasse nur durch den Druck einer schmalen Schneesäule direkt auf den Stein aus. Die Entstehung der flachen Mulde am Platze des abgetauten Schneeflecks kann kaum mit dessen Gewicht und dem davon ausgehenden Schnee- und Eisdruck erklärt werden. Grundlage für die Entwicklung der Mulde dürfte vielmehr die Verlagerung von vornehmlich feinerem Material durch gelsolifluidale und abluale Prozesse aus dem Bereich des Schneeflecks auf tiefer gelegene Hangpartien sein. Voraussetzung für die Bildung einer solchen Nivationsmulde am Hang ist die Akkumulation und das Abschmelzen eines Schneekörpers am selben Platz über einen langen Zeitraum. Ferner ist die Entwicklung einer solchen Hangmulde oder -nische nach den vorliegenden Befunden nur im Lockermaterial möglich, wie z. B. an den von blockreichen Grundmoränenablagerungen (mit lokaler Beimengung von Frostschutt) überzogenen Hängen des Kåppastjärro. Die Entwicklung von Nivationsnischen im Festgestein – in der Vergangenheit von vielen Autoren als eine Vorstufe der Gletscherkar-Bildung angesehen – ist unter den gegenwärtigen klimatischen Verhältnissen in den Gesteinen der Abisko-Berge wohl auszuschließen. Die Gesteinsverwitterung dürfte seit der Deglaziation des Kåppa-Tales sehr gering gewesen sein, wie die Funde von nahezu unversehrten Gletscherschliffen (Striae) an der Felsrückwand eines Schneeflecks belegen. Auch die Beobachtungen und Messungen von NYBERG (1991) zur aktuellen Verwitterung von Schneeflecken am Njulla, Låktatjåkka und im Rakkasjåkka-Tal deuten auf sehr geringe Verwitterungsraten der Festgesteine.

Die Wanderoute durch das mittlere Kåppa-Tal führt zunächst rund 2 km talaufwärts und passiert dabei einen auffälligen, ca. 15 m tiefen Canyon. Der Canyon bildet, vermutlich einer geologisch-tektonischen Schwächelinie (Verwerfung) folgend, einen Winkel von annähernd 90°. An seinem Grunde liegen mehrere mächtige kantengerundete Moränenblöcke, zwischen denen der Kåppa-Bach talabwärts strömt. Der Canyon wurde offensichtlich vor langer Zeit angelegt, wahrscheinlich während der Deglaziation des Gebietes, da die Entwicklung einer derartigen Talform unter den gegenwärtigen Abflußverhältnissen nicht denkbar ist. Weiter talaufwärts verflacht der Talboden zunehmend, doch müssen am südlichen Bachufer einige von einem Deflations- / Auffriersteinpanzer überzogene Moränenhügel überquert werden. Darüberhinaus ziehen vom Tjatjenjäskatjåkka und aus dem Passbereich zum Kåppatjåkka mehrere tiefe, schneegefüllte Rinnen zum Talboden herab, deren Schmelzwasser bei starkem sommerlichem Abfluß durchwatet werden muß. Am Fuß des steil aufragenden Kåppatjåkka, an dem sich der Talverlauf nach Nordwesten wendet, hat sich ein stark versumpftes Deltaland entwickelt, das von zahlreichen Bachläufen durchströmt wird (vgl. Foto 65). Sie entwässern ein großes Schneefeld sowie den Kåppa-Gletscher, die sich nebeneinander am steilen, schattigen Osthang im Lee der vorherrschenden Winde bis zum Talboden erstrecken. Die Bachläufe vereinigen sich mit dem aus dem oberen Talabschnitt kommenden Kåppa-Bach. In der versumpften Mulde

haben sich vornehmlich feinkörnige Sedimente angesammelt, die eine dichte Grasvegetation tragen. In den zentralen Abschnitten existiert eine 10-20 cm dünne Torfdecke. Diese Partien erheben sich plateau-, wall- oder kuppelförmig über ihre Umgebung. Die Ähnlichkeit mit kleinen, frostdynamisch gebildeten Hügeln vom Palsa- oder Frostblister-Typ ist nicht zu übersehen, zumal einige der Hügel von Spalten durchzogen sind. Die Existenz von Permafrost in den Hügeln ist wahrscheinlich, konnte aber aufgrund des starken Abflusses in den benachbarten Bachläufen, der ein Durchwaten verhinderte, nicht durch Grabungen nachgewiesen werden (Ende August 2015). Sondierungen in kleineren Hügelvarianten am Rande des versumpften Geländes stießen in 30-35 cm Tiefe auf Frostboden. An einigen Uferabschnitten der Bachläufe waren frisch angeschnittene, gefrorene Sedimentlagen, lokal mit Blankeislinsen, zu beobachten. Unter Berücksichtigung des späten Zeitpunktes im Jahr und der klimatischen Verhältnisse in ca. 1000 m Höhe ü. M. dürfte es sich bei dem Frostboden um Permafrost handeln. Ob die Hügel Palsas oder mehrjährige Frostblister darstellen, bleibt indessen ungeklärt, ebenso die Frage nach der Verbreitung von Dauerfrostboden abseits der Hügel.



Foto 65: Blick vom schneebedeckten Nordrand des Kåppa-Gletschers auf das versumpfte, grasbedeckte Delta in seinem Vorland (ca. 1000 m ü. M.), das das Gletscher-Schmelzwasser und den Abfluß aus dem oberen Kåppa-Tal (links) aufnimmt. In feinsedimentreichen, von einer dünnen Torfdecke überzogenen Deltapartien haben sich palsa- und frostblisterähnliche Permafrosthügel entwickelt. Slättatjåkka-Berggrücken im Bildhintergrund. 14.8.2015

Der Kåppa-Gletscher befindet sich in einer flachen, aber steil abfallenden Mulde am Nordosthang des Kåppatjåkka-Berges, rund 100 m nordwestlich des versumpften Deltalandes (vgl. Fotos 50 und 66). Er ist in den topographischen Karten (1:50 000, 2012; 1:25 000, 2021) nicht eingezeichnet, vermutlich weil er fast ganzjährig schneebedeckt ist und in manchen Jahren kein Gletschereis sichtbar ist, so dass er bei der Kartierung, insbesondere vom Luftbild, fälschlicherweise als ein großes, steiles, perennierendes Schneefeld gedeutet wird. Er erstreckt sich aus einer Höhe von ca. 1200 m ü. M. bis auf den Talboden in ca. 1020 m ü. M., wobei seine Oberfläche im oberen Abschnitt weniger als 20° und im unteren Abschnitt rund 35° geneigt ist (vgl. LINDH 1984). Seine Höhenerstreckung beträgt rund 400 m, seine Breite maximal 250 m. Er füllt eine Geländedepression am Kåppatjåkka-Nordosthang, die nach LINDH zunächst durch Nivationsvorgänge (Verwitterung und Abtragung der lokalen, morphologisch weichen Graphitschiefer) angelegt und anschließend durch Glaziärerrosion vergrößert worden ist. 20-30 m vor der Gletscherfront befindet sich eine Endmoräne, die an der Südostflanke des Gletschers in eine Seitenmoräne übergeht. Der Abfluß des Schmelzwassers erfolgt durch eine breite Lücke im Zentrum des Moränenwalles. Letzterer ist bei einer Breite von 8-10 m nur 1,0-1,5 m hoch. Flache Steine und Blöcke an seiner Oberfläche sind überwiegend oberflächenparallel angeordnet. Die Merkmale sind möglicherweise ein Indiz, dass der Endmoränenwall mindestens einmal vom vorstoßenden Gletscher „überfahren“ worden ist. Lichenometrische Untersuchungen von LINDH belegen, dass die Gletscherfront im Zeitraum 1910-1920 auf der Distalseite der Endmoräne lag. Hinweise auf Gletscherstandsschwankungen oder -veränderungen aus jüngerer Zeit sind nicht erhältlich. Nach Ausweis von Luftbildern aus den Jahren 1943 und 1959 sowie Feldbeobachtungen von LINDH 1984 sowie einer Luft-Schrägaufnahme von ANDERSSON vom 14.9.1985 (vgl. RAPP, NYBERG

& LINDH 1986) hat sich der Gletscher in diesem Zeitraum kaum verändert. Ein Vergleich des Luftbildes aus dem Jahr 1985 mit den eigenen Feldbefunden 2015 deutet auf ein Rückschmelzen der Gletscherfront im Laufe von 30 Jahren sowie ein Abschmelzen des Gletschereises unterhalb des Felskopfes an der nord-westlichen Gletscherflanke. Der zutiefst gelegene Abschnitt der Gletscherfront befand sich 2015 in einer Höhenlage von 1035 m ü. M., d. h. 15 m über der Position im Jahre 1984 (vgl. LINDH 1984). Weitere Veränderungen waren infolge der fast vollständigen Schneebedeckung des Gletschers und seiner näheren Umgebung nicht feststellbar. Die Massenbilanz und das Fließverhalten des Gletschers lassen sich kaum abschätzen. Das Bänderungsmuster der Eislagen sowie die Anordnung der Spalten infolge von Kompressionsfließen nahe der Gletscherfront (Luftbild 1985) lassen vermuten, dass zumindest der untere, durch eine größere Eismächtigkeit gekennzeichnete Abschnitt des Gletschers temperiert ist, während der obere, dünnere Abschnitt eher „kalt“ und am Untergrund angefroren ist (polythermischer Gletscher). Die Existenz des Moränenwalles belegt, dass Erosion an der Gletschersohle stattgefunden hat, und dass der Gletscher einst ganz oder teilweise „warm-based“ war. Die Schneeakkumulation verteilt sich nach den Feldeindrücken 1984 (vgl. LINDH 1984) und 2015 offenbar recht gleichmäßig über die gesamte Gletscherfläche, doch lassen sich Unterschiede zwischen dem oberen und dem unteren Abschnitt nur mittels exakter Messungen finden. Die Lage und die morphologischen Merkmale der Endmoräne zeigen, dass der Gletscher in der Vergangenheit größer war als gegenwärtig. Nach den vorliegenden Befunden scheint es sich um einen Gletscher zu handeln, der sich bei Fortsetzung des gegenwärtigen Klimatrends in ein Schneefeld mit Gletschereiskern (vgl. LINDH 1984) verwandeln wird.



Foto 66: Blick auf den fast ganzjährig schneebedeckten Kåppa-Gletscher am Kåppatjåkka-NO-Hang. 20-30 m vor der Gletscherfront befindet sich ein flacher Endmoränenwall, der vom Gletscherbach (Vordergrund) in einer breiten Lücke durchflossen wird. Seine Existenz belegt, dass der Gletscher einst mächtiger war, an seiner Sohle erodiert hat und zumindest im Frontabschnitt temperiert war. 14.8.2015

Rund hundert Meter nördlich der Gletscherfront strömt der vom Talschluß kommende Kåppa-Bach über mehrere morphologisch harte Schieferbänke und bildet dabei einen kleinen attraktiven Wasserfall (vgl. Foto 67). Zwischen dem Wasserfall und dem Gletscher befindet sich im windgeschützten Fußbereich einiger das Tal querender, flachkuppiger, während der spätglazialen Deglaziation abgelagerter Moränenwälle eine nahezu ebene, von feinkörnigen Sedimenten bedeckte Verebnung, auf der sich in Bachnähe mit Blick auf den Kåppa-Gletscher hervorragend zelten läßt (1. Zeltübernachtung). Die folgende, knapp 1 km lange Strecke bis zum Talschluß verläuft auf der sanft ansteigenden, von kleinstückigem Schutt bedeckten Talsohle und ist leicht zu durchwandern. Der Anstieg auf die rund 100 m höher gelegene Verebnung mit der Schutzhütte westlich des steilen Talschlusses erfolgt über mehrere Absätze im höckrigen Felsgelände, ist aber leicht zu bewerkstelligen. Von der Anhöhe aus hat man beim Blick zurück in das obere Kåppa-Tal eine gute Aussicht auf den mit Gelisolifluktuationsloben und -stufen überzogenen Südwesthang des Kåppastjärro. An der Schutzhütte sind die Abflüsse des nahe gelegenen kleinen Sees (1161 m ü. M.) sowie des Ekmanjaure-Sees zu durchwaten, was gegen Ende der Schneeschmelze zumeist unproblematisch ist. Danach beginnt der Anstieg zur Anhöhe in 1382 m Höhe ü. M., die den höchsten Punkt der Wanderroute bildet. Auf

diesem Streckenabschnitt müssen zahlreiche perennierende Schneefelder überquert werden. Herrscht schlechte Sicht infolge Nebels oder einer tief liegenden Wolkendecke, kann die Orientierung im Gelände schwer fallen, sofern der Routenverlauf nicht anhand von Tritts Spuren im Schnee zu erkennen ist. Nach der Überquerung des ersten großen Schneefeldes, das mit einem 5-6 m hohen Kliff in einen kleinen, von eisüberschliffenem Fels umgebenen See nahe der Schutzhütte „kalbt“, lohnt sich ein ca. 500 m langer Abstecher in nördlicher Richtung zum Ekman-Gletscher, der mit einem Eiskliff in den vorgelagerten Ekman-See (1235 m ü. M.) „kalbt“. Die beste Sicht auf den See und den Gletscher hat man von der Anhöhe 1316 m ü. M. (vgl. Foto 49).



Foto 67: Rund 100 m nördlich der Einmündung des Gletscherbaches überwindet der aus der Mäntal-Senke kommende Kåppasjåkka-Oberlauf mehrere morphologisch harte Schieferbänke und bildet dabei kleine, attraktive Wasserfälle. Am Rande des Bachbettes überdauernde Schneefelder weisen auf eine mächtige winterliche Schneefüllung des Abflutkanals. 14.8.2015

Der Ekman-Gletscher repräsentiert den größten von zahlreichen kleinen, hoch gelegenen Gletschern im Låktatjåkka-Gebiet. Mit einer Höhererstreckung von 1235-1300 m ü. M. befindet er sich bereits in der Höhenstufe des diskontinuierlichen alpinen Permafrostbodens nach KING (1984), vermutlich im oberen Abschnitt dieser Stufe, in der Permafrostboden weit verbreitet auftritt. Auch nach dem Permafrost-Modell von RIDEFELT, ETZELMÜLLER et al. (2008) dürfte der Untergrund weithin von Permafrost durchsetzt sein (Permafrost-Wahrscheinlichkeit $>0,8$). Die umgebenden Hänge sind von Blockfeldern, stark verwitterten Felsflächen und perennierenden Schneefeldern bedeckt. Der Gletscher füllt eine flache Hangmulde an der Südostflanke des Pajep Kåppastjåkka aus. Seine Oberfläche bösch sich mit ca. 5° Neigung nach Osten zum Kalbungskliff im Ekmanjaure ab. Der Eisrand am oberen Ende des Gletschers geht sanft in die Fels- und Schutthänge des Pajep Kåppastjåkka über. Das Eiskliff am unteren Gletscherrand erstreckt sich rund 600 m vom Nord- bis zum Süden des Ekman-Sees. Es ist im Südschnitt bis zu 10 m hoch (vgl. Foto 68). Der Gletschersee ist ein relativ junges Gewässer, das erst in den 1950er Jahren durch Rückschmelzen des östlichen Gletscherrandes in westlicher Richtung entstanden ist (vgl. LINDH 1984, RAPP 1993b). Auf Luftbildern aus dem Jahre 1943 ist das heutige Seebecken noch vollständig von Gletschereis bedeckt. 1959 hatte der Gletscher bereits das östliche Seeufer freigegeben; auf Luftfotos ist ein schmaler See zu erkennen. Danach ist der See infolge eines sukzessiven Rückschmelzens des östlichen Gletscherrandes bis 1991 immer breiter geworden. In den Jahren 1992 und 1993 ist das Eiskliff des Gletschers durch fortgesetzte Akkumulation und Anfrieren von Treibschnee an seiner Front oberhalb der winterlichen See-Eisdecke mehr als 20 m / Jahr in den See vorgerückt (vgl. RAPP 1993a). Die Beobachtung zeigt, wie „kalte“ Gletscher ohne eine glaziäre Fließbewegung allein durch die Vergrößerung einer leeseitigen Treibschnee-Anhäufung in ein Seebecken vorrücken können. Sie belegt zugleich, wie rasch kleine Gletscher und Schneefelder nach kalten Jahren mit hohen Niederschlägen in Form eines Vorstoßes reagieren können (vgl. RAPP 1996b). In den folgenden Jahren stagnierte die Kalbungsfrent und schmolz im Zeitraum 1998-2004 leicht zurück. Im schneereichen Jahr 2015 lag noch Ende August viel Treibschnee vor dem Eiskliff; die vollständig schneebedeckte Gletscheroberfläche böschte sich sanft in den eisfreien Gletschersee ab. Der Rand des Eiskliffs

ließ sich nur anhand einiger tiefer Spalten am Südrand der Gletscherfront lokalisieren. Nach RAPP (1993b) betrug die maximale Mächtigkeit der Eisdecke damals über relativ große Flächen ca. 30 m. Der Gletscher ist „kalt“ und mit Ausnahme des Kalbungskliffs am Felsuntergrund angefroren („cold-based“). Er ist nicht erosiv, sondern schützt seine Unterlage vor der Abtragung. Ungestört und parallel zur Gletscheroberfläche verlaufende Schmutzbänder im Gletschereis enthalten außer an die ehemalige Gletscheroberfläche verblasenen Schluff- und Sandpartikeln auch Pflanzen- und Tierreste, die durch keine Eisbewegung deformiert oder beschädigt worden sind (vgl. RAPP 1993b). Der Ekman-Gletscher läßt sich daher als Klima- und Umweltarchiv nutzen.

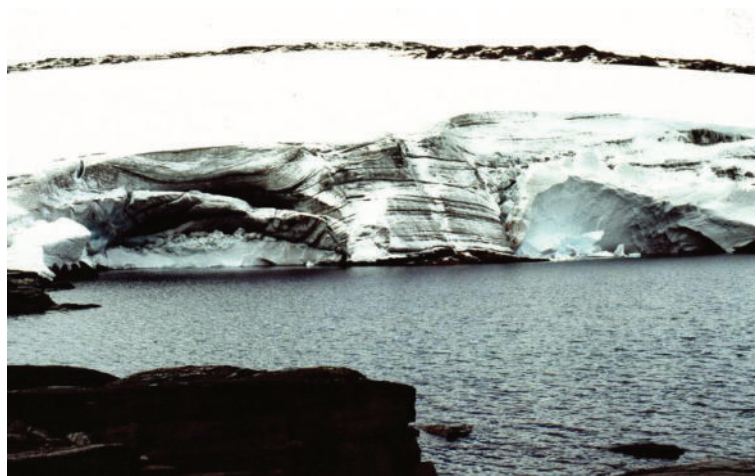


Foto 68: Blick auf den ca. 10 m hohen Südabschnitt des Ekman-Gletscher-Eiskliffs nahe des Ekmanjaure-Abflusses in die Mäntal-Senke. Der Gletscher ist „kalt“ und mit Ausnahme des Eiskliffs am Permafrost-Untergrund angefroren. Die Schmutzbänder im Gletschereis bestehen aus äolisch auf die ehemalige Gletscheroberfläche verblasenen Schluff- und Sandpartikeln und resultieren nicht aus erosiver Gletschertätigkeit. 25.8.2004

Von der felsigen Anhöhe am oberen Rande des Ekman-Gletschers hat man nach Osten eine hervorragende Aussicht über den Gletscher und den vorgelagerten See auf den Kåppastjärro-Berg im Hintergrund. Nach Südosten öffnet sich der Blick über die Mäntal-Senke auf die flachwellige Verebnung mit der Schutzhütte, die im Süden vom Latnjatjärro (1446 m), dem höchsten Berg im Gebiet, begrenzt wird (vgl. Foto 14). Rund 1 km weiter westwärts passiert die Route ein großes steiles Schneefeld am Südhang des Pajep Kåppatjåkka. Nach LINDH, NYBERG & RAPP (1988) und NYBERG & LINDH (1990) handelt es sich um einen stagnierenden Gletscher oder eine Übergangsform zwischen einem Gletscher und einem perennierenden Schneefeld. Bei einer Feldbegehung Anfang September 2004 war das Gebiet tief eingeschnitten, so dass eine Überprüfung des Schneefeldes im Hinblick auf einen möglichen Gletschereiskern in größerer Tiefe nicht möglich war. Ende August 2015 wies das Schneefeld wesentlich geringere Dimensionen auf als 11 Jahre zuvor. Im August 2019 war das Schneefeld bis auf einen kleinen Rest abgeschmolzen. Hinweise auf die ehemalige Existenz eines Gletschers, etwa Moränenablagerungen oder Schliffmarken auf Felsflächen, fanden sich nicht, was das ehemalige Vorhandensein eines Gletschereiskerns allerdings nicht zwingend ausschließt, da „kalte“, in einem Permafrostmilieu am Untergrund angefrorene, kleine Gletscher nicht erodieren und daher zumeist auch keine moränischen Sedimente produzieren. Auf der anschließenden Wegstrecke zum Kuoblavagge-Tal hat man im „Harpas“-Gebiet Richtung Süden Einblick in das oberste Latnja-Tal (Latnjavagge), dessen Talschluß von einem gletscherfreien Kar mit einem kleinen Karsee (1174 m ü. M.) gebildet wird. Nach dem Überschreiten des „Hasenpasses“ stößt die Exkursionsroute auf den im Kuoblavagge-Tal verlaufenden Wanderweg zwischen dem Kårsavagge-Tal im Süden und der Låktatjakkofjällstation im Norden. Kurz vor dem Erreichen der Weggabelung kann man den Westhang des Pajep Kåppatjåkka erklimmen. Von den höheren Felsleisten und -terrassen (ca. 70 m über der Sohle des Kuoblavagge-Talzuges) hat man eine exzellente Aussicht auf die Seenkette im Talgrund sowie die westlich davon gelegenen, rund 1400 m hohen Berggipfel von Kuoblatjärro und Kärketjärro (vgl. Foto 6). Einige relativ ebene Terrassenabschnitte sind dicht mit Gräsern und Moosen bewachsen und befinden sich in der Nähe von Schneeschmelzwasser-Abflüssen. Sie können daher als Zeltplätze (2. Übernachtung) mit fantastischer

Aussicht dienen. Auf dem seenreichen, feinmaterialarmen, feuchten Talgrund des Kuoblavagge ist das Zelt problematisch. Die nächste Gelegenheit dazu bietet sich nach weiteren ca. 2 km Wanderung im Umkreis der Låktatjåkko-Fjällstation, wo auch eine Hüttenübernachtung nach Vorbestellung möglich ist. Der geomorphologische Formenschatz des Latnjavagge und des Kuoblavagge werden auf der Exkursion II durch die nordwestlichen Abisko-Berge vorgestellt.

Der rund 2 km lange Streckenabschnitt zwischen dem Harpass und der Låktatjåkko-Fjällstation verläuft auf dem flachwelligen, breiten Talboden zwischen Kuoblatjärro-Nord (1391 m) und Pajep Kåppastjåkka-West (ca. 1415 m) in Höhenlagen von 1100-1200 m ü. M.. Die Exkursionsroute führt über perennierende Schneefelder, die am westlichen Talhang, stellenweise leicht geböscht, bis an die Seeufer auf dem Talboden heranreichen, sowie über Felsterrain nahe des Steilabfalles am Låktatjåkka-Talschluß. Das felsige Gelände im Umkreis der langfristig eisbedeckten Seen ist vom pleistozänen Gletschereis glatt geschliffen worden (vgl. Foto 69). Die Rundhöcker und Striae belegen ein Vorrücken des Gletschereises aus dem Tal in nordwestlicher bis nördlicher Richtung. Die Entwässerung der Seen erfolgt Richtung Låktavagge. Der Bach hat sich am Ende des Låktavagge-Talschlusses durch rückschreitende Erosion tief in den Fels eingeschnitten. Am Grunde der tiefen, schattigen Klamm finden sich mächtige Schnee-Einlagerungen, die bis spät in den Sommer überdauern. Vom Nordrand des Steilabfalles und vom Pass zwischen den Tälern von Låktajåkka und Rakkasjåkka (Vargpass) hat man Einblick in das trogförmige Låktavagge. In westlicher Richtung ist eine tief in den Osthang des Kärketjärro (1388 m) eingelassene Karnische zu erkennen. Sie zeichnet sich durch eine ca. 200 m hohe Rückwand aus, ist inzwischen gletscherfrei und beherbergt an ihrem Grunde den Karsee Ekosjö („Echo-See“, 1103 m ü. M.).



Foto 69: Blick vom Låktavagge-Talschluß in den nördlichen Abschnitt des Kuoblavagge-Tales Richtung Harpass. Die Hänge des Kuoblatjärro und große Flächen des seenreichen Talbodens (ca. 1200 m ü. M.) werden von langfristigen Schneefeldern eingenommen. Der Felsuntergrund wurde vom in nördlicher Richtung vorstoßenden pleistozänen Inlandeis überschliffen. 16.8.2015

Die 1938 errichtete, vom Hotel „Fjället“ in Björkliden betriebene Låktatjåkko-Fjällstation liegt wie ein Adlernest auf dem sattelähnlichen Pass zwischen dem Låktatjåkka (1404 m) und dem Pajep Kåppastjåkka (vgl. Foto 70). Von der Bergstation aus lohnt sich ein Ausflug auf den Låktatjåkka-Gipfel (Hin- und Rückweg ca. 2 km). Von dort aus hat man einen hervorragenden Ausblick auf das nördlich gelegene, flachwellige, seenreiche, bis in Höhenlagen von rund 500 m ü. M. bewaldete Vorland der nordwestlichen Abisko-Berge mit den vergletscherten Bergen des norwegischen Lífjells am Horizont. Nach Südwesten fällt der Blick auf das Ekosjö-Kar im Vordergrund sowie die vergletscherten Plateaus und Gipfel im Vassitjåkka-Vuoitasrita-Kårsatjåkka-Gebiet (1400-1600 m im Hintergrund). In südlicher Richtung erstreckt sich der Blick auf die nahe gelegene Anlage der Bergstation sowie auf das Felsrelief und die Seenkette im Westabschnitt des Kuoblavagge (vgl. Foto 71). Der Blick nach Osten gewährt Einsicht in das obere Rakkasjåkka-Tal. Die Aussicht auf die durchwanderten Hochlagen zwischen dem Ekman-See und dem Harpass wird durch den über 1400 m ü. M. aufragenden Pajep Kåppastjåkka-Berg verwehrt. An dessen Nordflanke überdauern zahlreiche, zumeist transversale, perennierende Schneefelder. An den unteren Rändern mehrerer longitudinaler

Schneefelder finden sich flache Wälle, die sich teils als pronivale Wälle, teils als Endmoränen kleiner, schneebedeckter Gletscher deuten lassen.



Foto 70: Blick vom Låktatjåkka-Berg nach Süden auf die Låktatjakko-Fjällstation (1228 m ü. M.) in Sattellage zwischen den Talschlüssen von Rakkasjåkka und Låktajåkka (Vargpass) mit dem Pajep Kåppatjåkka-Berg im Hintergrund. 15.8.2011



Foto 71: Blick vom Låktatjåkka in das breite Kuoblavagge-Tal zwischen den Bergen Latnjatjåkka (links) und Kuoblatjärro (rechts) mit dem Haikantjärro-Bergzug jenseits des Kårsavagge im Hintergrund. Der seenreiche Talboden mit zahlreichen perennierenden Schneefeldern ist eisüberschliffen. Das „gerippte“ Felsrelief spiegelt die unterschiedliche morphologische Wertigkeit der Gesteinsschichten und deren Streichrichtung (quer zur Talachse) wider. 15.8.2011

Der kaltklimatische periglaziale Formenschatz in den Tälern von Låktajåkka und Rakkasjåkka wurde bereits 1959 von zwei Studentengruppen in einer Übersichtskarte (Periglacial phenomena in the Låktatjakko-Björkliden area) dargestellt (vgl. RUDBERG 1962a). Sie verdeutlicht trotz einiger terminologischer Unklarheiten die weite Verbreitung von gelisolifluidalen Formen und Ablagerungen im Gebiet und vermerkt auch das Auftreten verschiedener Texturböden (Mudpits, Thufur) und Strukturböden (Steinpolygone, Steinstreifen). Bei den als Palsas gedeuteten Hügelformen auf den Rakkaslako-Verebnungen handelt es sich möglicherweise um Frostblister, während die als „kollabierter Pingo“ bezeichnete Form einen bachnahen Ringwallsee kennzeichnet, dessen Genese auf einer Exkursion des 10. Abisko-Symposiums 1960 von RUDBERG (1962b) mit internationalen Kollegen sehr konträr diskutiert worden ist (Relikt eines Pingos oder eines Eislakkolithen). Außer dieser Karte, die versucht, das gesamte periglaziäre Formeninventar des Raumes zu erfassen, existieren zahlreiche Arbeiten, die der Morphodynamik einzelner periglaziärer Formen, Formenkreise und Ablagerungen im Streckenabschnitt Låktatjakko-Fjällstation – Björkliden gewidmet sind. Dazu zählen vor allem Studien zum Prozeßgefüge der Nivation, zur Klimaabhängigkeit großer Schneefelder

und kleiner Gletscher, zur Auslösung und zum Ablauf von Naßschneelawinen sowie zur Morphodynamik verschiedener Permafrosthügeltypen und -varianten im Klimawandel der letzten drei Jahrzehnte.

Von den in Höhenlagen über 1000 m ü. M. („Frostschuttstufe“) in großer Zahl anzutreffenden perennierenden und langfristig-saisonalen Schneeflecken hat NYBERG (1991) zwei Exemplare, einen in „normalen“ Jahren saisonalen und einen perennierenden Schneefleck, hinsichtlich ihrer Standortbedingungen und geomorphologischen Prozeßabläufe über mehrere Jahre detailliert untersucht. Die beiden benachbarten Schneeflecken befinden sich in ca. 1200 m Höhe ü. M. am Südhang des Låktatjåkka-Berges. Die dortige hohe Einstrahlung läßt eine große Intensität geomorphologischer Prozesse während der Schneeschmelze erwarten. Die nahe gelegene Låktatjakko-Fjällstation sowie eine kleine Forschungshütte des Naturgeographischen Instituts in Lund vor Ort dienen der Logistik und ermöglichen kontinuierliche Messungen über mehrere Jahre. Die Studien, ergänzt durch vergleichbare Messungen an Schneeflecken in geringeren Höhenlagen (920 / 680 m ü. M.), belegen nach NYBERG, dass im geomorphologischen Prozeßgefüge der Nivation gegenwärtig der Sedimenttransport vorherrscht. Die Kernbereiche der perennierenden Schneeflecken sind aus geomorphologischer Sicht nahezu inaktiv. Die in den Hochlagen fehlende Vegetationsbedeckung der Hänge begünstigt Abspülvorgänge (Ablation) an der Substratoberfläche am unteren Rande der Schneeflecken. Mangels Feinmaterial spielen gelisolifluidale Massenverlagerungen nur eine geringe Rolle und laufen nur sehr langsam ab. Sowohl die kryoklastische als auch die chemische Verwitterung sind unter den aktuellen Klimabedingungen nur gering wirksam. Da das an der Lokalität anstehende Schiefergestein wenig verwitterungsresistent ist und die Südexposition die Frostwechselaktivität begünstigt, dürften die Verwitterungsraten auch an den anderen Schneeflecken im Gebiet, insbesondere in geringeren Höhenlagen, gering sein. Infolge des erhöhten Feuchtigkeitsangebotes im Umkreis der Schneeflecken sind die Verwitterungs- und Abtragungsprozesse dort länger wirksam als auf den angrenzenden schneefreien Hangabschnitten. Nach NYBERG ist die Verfügbarkeit von Wasser für die erhöhte Wirksamkeit der geomorphologischen Prozesse an den Schneeflecken wichtiger als das lokale Temperaturregime.

Der rund 9 km lange Streckenabschnitt von der Låktatjakko-Fjällstation zum Ausgangspunkt der Wanderung bei Björkliden führt durch das Rakkasjåkka-Tal (vgl. Abb. 39). Der gut markierte, breit ausgetretene, viel begangene Wanderweg verläuft im oberen Abschnitt im Wind- und Regenschatten des Låktatjåkka-Berges in felsig-blockigem Terrain talabwärts, häufig hangparallel, wobei kleine Mulden und Kuppen zu queren sind. Die Vegetation ist hoch- bis mittelalpin. Etwa 0,5 km nach dem Verlassen der Bergstation hat man vom Wanderweg eine gute Aussicht auf den „Pumphaus-See“, von dem aus die Station mit Trinkwasser versorgt wird (vgl. Foto 52). Besondere Beachtung verdient der Talschluß am Westende des Sees. Dort befindet sich ein mächtiges, stark geböschtes Schneefeld. Der vorgelagerte See wird von einem 6-8 m hohen Wall aufgestaut, der sich durch einen flachen Proximal- und einen steilen Distalhang auszeichnet (vgl. Fotos 72 und 73). Der Wall wird von NYBERG & LINDH (1990) vorsichtig als „moränenähnlich“ bezeichnet, das Schneefeld aufgrund eines Gletschereiskerns als „Übergangsform zwischen einem Gletscher und einem Schneefeld“ klassifiziert. Am Nordufer des Sees befindet sich eine wallähnliche Anreicherung grober Blöcke, sie sich vom Schneefeld bis zum Pumphaus erstreckt. Im Süden grenzt der See an den gelisolifluidal überprägten Unterhang des Pajep Kåppatjåkka. Der Blockwall am Nordufer läßt sich als Rest einer Seitenmoräne deuten, deren Feinmaterial ausgewaschen worden ist. Ein vergleichbarer Wall könnte einst auch am Südufer existiert haben; er könnte von den gelisolifluidal hangabwärts verlagerten Schuttdecken „überfahren“ oder zerstört worden sein. Die genannten wallförmigen Ablagerungen lassen sich als Laterofrontalmoräne deuten, die den Rand einer ehemals weiter talabwärts reichenden Gletscherzunge markieren. Der „Pumphaus-See“ würde das Zungenbecken ausfüllen und der 6-8 m hohe Wall würde die Endmoräne dieser Eisrandlage repräsentieren. Ein derartiger Gletschervorstoß, etwa gegen Ende der „Kleinen Eiszeit“, ist realistisch. Infolge der anschließenden Klimaerwärmung könnte der Gletscher bis auf den gegenwärtigen Eisrest unter dem Schneefeld zurückgeschmolzen sein. Der moränische Ursprung des Frontalles ist allerdings etwas fragwürdig. Die Abmessungen des Walles sind im Verhältnis zu jenen des Gletscherbeckens etwas groß. Sein Querprofil mit einem flachen Innenhang und einem steilen Außenhang ist für eine Endmoräne untypisch. Der Wall besteht hauptsächlich aus Feinmaterial, während die Seitenmoräne von grobblockigem Material gebildet wird. Falls der vorstoßende Gletscher das Material im Bereich des heutigen

Seebeckens aufgenommen und an der Stirn in Gestalt des Walles aufgeschoben hat, müsste der Seitenmoränenrest aus ähnlichem Material bestehen, selbst wenn ein Teil des Feinmaterials in der Zwischenzeit ausgewaschen worden ist. Der Wall enthält einen Permafrostkern unter einer rund 1,2 m mächtigen Auftauschicht. Am steilen, von erosiven Prozessen geprägten Außenhang wurde ca. 2,5 m oberhalb des vorgelagerten versumpften Bereiches Ende August 2015 in rund 1 m Tiefe Blankeis beobachtet. Der Wall könnte daher als „Eiskernmoräne“ oder aber auch als frostdynamisch entstandener, langgestreckter Permafrosthügel gedeutet werden. Die Voraussetzungen für die Entwicklung eines Permafrosthügels vom „Offenen System“-Pingotyp dürften am „Pumphaus-See“ erfüllt sein, namentlich diskontinuierlicher (eventuell sogar kontinuierlicher) alpiner Permafrostboden, Hangfußlage zum Aufbau artesischen Druckes, großes Wasserangebot etc.. Die dreigipfelige Hügelform unterscheidet den Wall allerdings von den eher domförmigen pingoähnlichen Permafrosthügel-Varianten auf den beiden oberen Rakkaslako-Verebnungen (vgl. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Pingos mit mehreren Massiveiskernen (Injektionseiskernen) und einem daraus resultierenden hügeligen Gipfelrelief wurden u. a. von MEIER (1991b, 1996) und MEIER & THANNHEISER (2009) aus Spitzbergen beschrieben. Um die exakte Morphogenese der 6-8 m hohen eishaltigen Wallform zu bestimmen, sind detaillierte Untersuchungen erforderlich, insbesondere zum sedimentären Aufbau des Hügels einschließlich des Eistyps (Gletschereis, Injektionseis, Segregationseis?).

Übersichtskarte über das Rakkasjåkka-Tal zwischen Björkliden und der Låktatjåkko-Bergstation

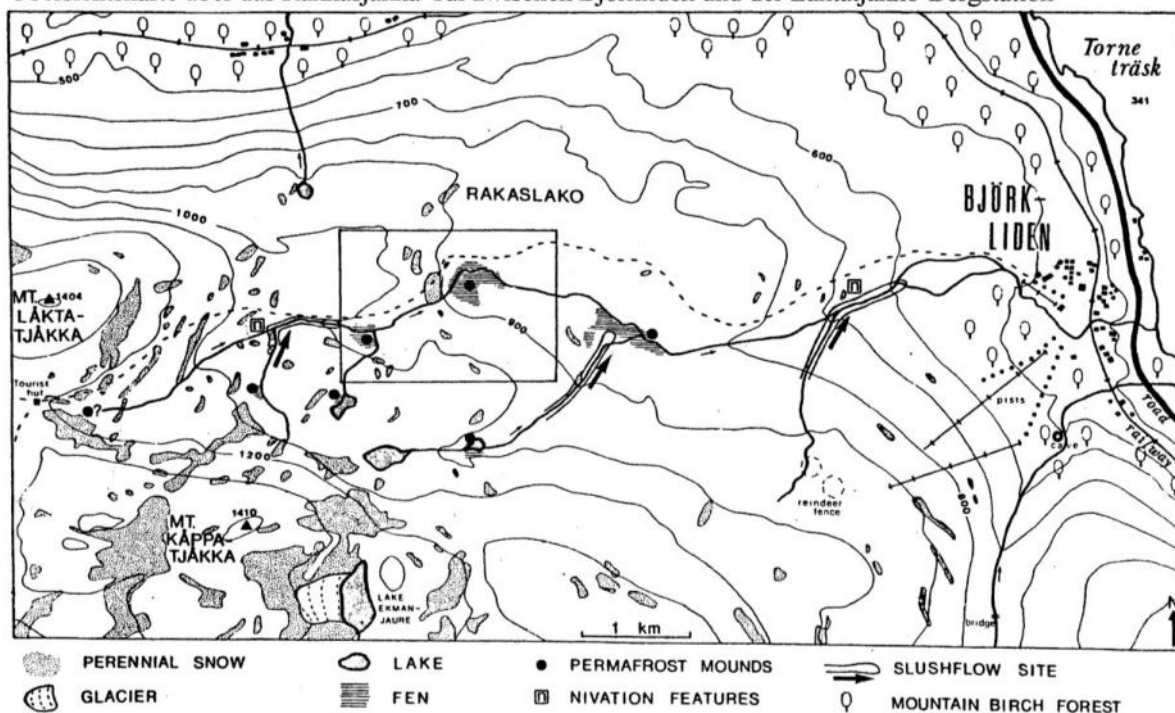


Abb. 39: Übersichtskarte über das Rakkasjåkka-Tal zwischen Björkliden und der Låktatjåkko-Bergstation (verändert nach NYBERG & RAPP 1989)



Foto 72: Blick von Südosten auf das Schneefeld mit Gletschereiskern, den vorgelagerten Schmelzwassersee und den 6-8 m hohen dreigliedrigen Wall sowie das versumpfte, überschwemmte Vorland am Rakkasjokka-Talschluß. Die Bergstation ist am Horizont, das Pumphaus zur Trinkwasserversorgung der Anlage am rechten Bildrand zu erkennen. 16.8.2015



Foto 73: Blick von Norden auf den dreigliedrigen Wall zwischen dem Schmelzwassersee und dem überschwemmten Vorland. Der Wall aus stein- und blockreichem Feinmaterial besitzt einen Permafrostkern mit größeren Blankeiskörpern und zeichnet sich durch einen flachen Proximal- und einen steilen Distalhang aus. Er läßt sich als Eiskernmoräne deuten, wobei ein pingoähnlicher Ursprung aber nicht ganz auszuschließen ist. 16.8.2015

Ein gradueller Übergang von einem Schneefeld zu einem Gletscher wurde lange Zeit für möglich gehalten und gilt inzwischen, obwohl es nur wenige Feldstudien zu diesem Thema gibt, als gesichert. Umgekehrt ist bei veränderten Klimaverhältnissen auch ein Wechsel von einem Gletscher-Stadium zu einem Schneefeld-Stadium denkbar. LINDH (1984), RAPP, NYBERG & LINDH (1986), LINDH, NYBERG & RAPP (1988) und NYBERG & LINDH (1990) haben die Thematik am Beispiel der nordwestlichen Abisko-Berge näher untersucht. Während der 1980er Jahre waren von 18 studierten Übergangsformen im Gebiet 4 nach Ansicht der schwedischen Autoren im Begriff, in nächster Zeit zu Gletschern zu werden, sofern sich die klimatischen Verhältnisse oder die Schneeverteilung zu ihren Gunsten verändern. 7 Gletscher bedeckten Flächen zwischen 0,07 und 0,65 km² (z. B. Kåppa-, Ekman- und Kuobla-Gletscher), 2 waren als stagnierend einzustufen, 3 Formen waren große Schneefelder, die frühen im Holozän wahrscheinlich Gletscher darstellten, inzwischen aber weit vom Gletscher-Status entfernt waren (z. B. Schneefeld am „Pumphaus-See“). Die restlichen 2 Erscheinungen repräsentieren inzwischen gletscherfreie Kare (Latnjavagge-Talschluß, Ekosjönische). Mehrere Schneefelder mit Eiskern waren vor nicht allzu langer Zeit offenbar noch Gletscher. Auf Luftbildern aus dem Jahr 1943 ist Eis mit deformierten Schmutzbändern zu erkennen, das von Bewegungsvorgängen zeugt (vgl. LINDH, NYBERG & RAPP 1988). Infolge geringer Ablation war bei den Feldstudien der schwedischen Autoren in den 1980er Jahren kein Eis zu erkennen. Ähnliches gilt für die eigenen

Geländebegehungen in den Jahren 2002, 2004, 2011, 2015 und 2019 (Ende August, Anfang September). Infolge der von Jahr zu Jahr sowie räumlich stark variierenden Schneeverhältnisse konnte nur in wenigen Fällen Gletschereis beobachtet werden (2002 und 2004: Schneefelder am „Pumphaus-See“, Ekman-Gletscher, Kuobla-Gletscher; 2011: Schneefeld am „Pumphaus-See“; 2015: Kåppa-Gletscher). Der aktuelle Umfang der jeweiligen Eiskörper läßt sich aufgrund des lückenhaften Beobachtungsmaterials kaum abschätzen. Ein Vergleich von Luft- und Feldfotos aus den Jahren 1907, 1943 und 1959 zeigt ein deutliches Rückschmelzen der Frontbereiche der Übergangsformen (vgl. NYBERG & LINDH 1990). Während der kühlen 1960er Jahre verlangsamte sich dieser Vorgang. Im Laufe der letzten drei, relativ warmen Jahrzehnte beschleunigte sich der Abschmelzprozeß offenbar erneut. Die meisten gletscherähnlichen Formen in den nordwestlichen Abisko-Bergen waren nach NYBERG & LINDH bereits in den 1980er Jahren sehr dünn mit geschätzten maximalen Mächtigkeiten von 20-30 m, wobei selbst während der früheren aktiven Phasen aufgrund der lokalen Reliefverhältnisse nur Maximaltiefen von bis zu 50 m erreicht wurden. Die relativ geringen Abmessungen der Formen machen sie sehr empfindlich gegenüber Klimaschwankungen. Auf Veränderungen der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse (insbesondere der winterlichen, als Schnee fallenden Niederschlagsmengen) dürften sie daher sehr rasch reagieren. Erstaunlicherweise befinden sich alle untersuchten gletscherähnlichen Formen deutlich unterhalb der von ÖSTREM, HAAKENSEN & MELANDER (1973) angegebenen regionalen Vergletscherungsgrenze in rund 1500 Höhe ü. M. Die am tiefsten gelegenen Formen sind im Steilrelief in Nord- und Nordost-Auslagen in schattigen Positionen anzutreffen, die die Ansammlung größerer Schneemengen begünstigen.

Beim weiteren Abstieg in Sichtweite des Rakkasjåkka-Baches (Nordufer) lassen sich am Wanderweg verschiedene Periglaziärerscheinungen beobachten, insbesondere Formen der Gelisolifluktion und der Bodenmusterung. Die Süd- und Südost-exponierten Hänge des Låktatjåkka weisen – strukturell und durch die unterschiedliche morphologische Wertigkeit der Festgesteine (vornehmlich Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer) bedingt – weithin ein gestuftes Profil auf. Auf den Verflachungen überdauern zahlreiche transversale Schneeflecken bis weit in den Sommer oder perennieren. Hangabwärts verlaufende, mehrere Meter tiefe Rinnen im Felsgelände sowie stärker eingetiefte Bachbetten im Lee des Låktatjåkka begünstigen die Ansammlung größerer Schneemengen in Gestalt longitudinaler Schneeflecken. Das am unteren Rande der Schneeflecken im Sommer freigesetzte Schmelzwasser bewirkt eine langfristig anhaltende Durchfeuchtung der Lockersedimente. Diese begünstigt gelisolifluidale Massenbewegungen, die sich bei einem hinreichend hohen Feinmaterialgehalt der Substrate in der Frostschuttstufe vor allem in Form von Schuttloben und -stufen manifestiert. Großformen erreichen Stürnhöhen von 1,5-1,8 m und Längen von mehreren Zehnermetern (Schuttzungen). Auf manchen Hangverflachungen schließen sich die lobenförmigen Schuttkörper dicht gestaffelt zu einer Lobenfront zusammen. Am unteren Randbereich einiger besonders mächtiger transversaler Schneeflecken werden nach Abschmelzen der Schneeeauflage im Laufe des Sommers Pflasterböden freigelegt, bei denen Steine und Blöcke in eine Matrix aus feuchtem, schluffig-sandigem Verwitterungsmaterial, lokal mit Beimengungen aus Grundmoräne, wie eingewalzt erscheinen. Diese auffällige Schuttglättung ist vor allem an Schneeansammlungen zu beobachten, an deren Sohle sich eine Eisschicht befindet, wodurch das Gewicht eines größeren Schneekörpers auf die einzelnen Steine im Untergrund einwirken kann. Außer durch gelisolifluidale Massenbewegungen wird das Feinmaterial am unteren Rande der Schneeflecken durch oberflächliche Abspülvorgänge hangabwärts verlagert, insbesondere in unmittelbarer Schneefleckenähe, wo der Untergrund noch dicht bis an die Oberfläche gefroren ist und das freigesetzte Schmelzwasser nicht versickern kann. Diese abluale Prozesse wirken flächenhaft und lassen sich an warmen Tagen an südexponierten Hängen unmittelbar beobachten („sheet wash“). Als Formen der frostdynamisch bedingten Bodenmusterung sind in der Frostschuttstufe in Höhenlagen über 1000 m ü. M. Strukturböden anzutreffen, die durch eine frostdynamische Trennung des Fein- und Grobmaterials im Lockersubstrat entstanden sind. Im flachen Terrain dominieren Feinerdeinseln und Steinpolygone, im stärker geböschten Gelände Steinstreifen. Dabei ist die Strukturbodenbildung offenbar eng an das Vorkommen schlecht sortierter, pelithaltiger Lockersubstrate geknüpft (Nester aus Grundmoräne, Verwitterungsmaterial mit moränischen Beimengungen). Rezent aktive Strukturböden finden sich vornehmlich in Geländedepressionen mit einem hohen Grundwasserspiegel, im Uferbereich zahlreicher kleiner Teiche sowie in der Umgebung

langfristiger Schneeflecken. Als Wasserstauer fungieren in geringer Tiefe anstehender Fels, Permafrostboden oder Reste des winterlichen Frostbodens. Auf der Wanderung werden in Wegnähe mehrere wasserüberstaute feinmaterialreiche Mulden passiert, in denen sich Feinerdeinseln in nahezu „idealtypischer Ausprägung“ entwickelt haben. Frische Rißbildungen im Feinmaterial zeugen von rezenter Formungsaktivität. Hangabwärts verlaufende Steinstreifen finden sich vorzugsweise unterhalb langfristiger Schneeflecken. Sie zeichnen sich durch eine scharfe Trennung des Grob- und Feinmaterials aus, wobei die Grobkomponenten häufig kantengestellt und in Gefällsrichtung eingeregelt sind.

Am Mittel- und Unterlauf, in der unteralpinen Vegetationsstufe, hat der Rakkasjåkka-Bach mehrere Gefällsstufen zu überwinden. Die teils von Lockermaterial bedeckten Felsschwellen im Längsprofil trennen verschiedene Verebnungsniveaus, auf denen sich das schmale Rakkasjåkka-Tal beckenartig verbreitert. Die nördlichen und südlichen Tal- und Beckenränder werden weithin von flachen bis mittelsteilen, grasbedeckten Schutthängen gebildet. An einigen Plätzen im oberen Abschnitt des Mittellaufes versteilt sich das Relief an den Talflanken. Dort finden sich steile Schutthänge, die an einigen Plätzen von Felswänden überragt werden. Die südlichen Talhänge werden von mehreren, stellenweise bis auf den im Untergrund anstehenden Fels eingetieften Kerbtälchen, Ravinen und Rinnen durchzogen. Die zugehörigen Bachläufe entwässern in einigen Fällen 100-200 m höher am Hang gelegene kleine Teiche und Seen. Andere haben ihren Ursprung in Hangmulden an den Bergoberhängen, in denen sich im Winter größere Schneemengen ansammeln. Alle erreichen ihre Abflußspitzen während der frühsommerlichen Schneeschmelze (nivales Abflußregime). Die Steilhänge und -wände, Bachtälchen und beckenartigen Verebnungen zeichnen sich jeweils durch einen charakteristischen kaltklimatischen, periglaziären Formenschatz aus, der Hinweise auf einige wesentliche, im Gebiet ablaufende Formungsprozesse liefert. Das Formeninventar läßt sich entlang der Exkursionsroute an einigen „Typlokalitäten“ hervorragend studieren (vgl. NYBERG & RAPP 1988; Abb. 39 und 40). Auf den Verebnungen sind verschiedene Permafrosthügeltypen und -varianten entwickelt, während an den Steilhängen und -wänden Nivationserscheinungen zu beobachten sind. In einigen Bachbetten und vor deren Ausmündungen ins Rakkasjåkka-Tal finden sich Ablagerungen und Prozeßspuren von Naßschneelawinen. Die drei beckenartigen Verebnungen am Mittellauf des Rakkasjåkka-Baches werden nach einem Vorschlag von ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986) als Rakkaslako III (ca. 950 m ü. M.), Rakkaslako II (ca. 875 m ü. M.) und Rakkaslako I (ca. 840 m ü. M.) bezeichnet. Sie weisen in ihren zentralen Abschnitten eine Füllung aus Lockersedimenten auf, die vor allem aus Kiesen, Sanden, Schluffen und Tonen besteht, während die angrenzenden Talhänge von gelisolifluidalen Ablagerungen, Lawinen- und Frostschutt bedeckt sind. Die minerogenen Sedimente der beiden unteren Niveaus sind von einer bis zu 60 cm mächtigen Torfdecke überlagert. Eine solche Torflage sowie eine geschlossene Vegetationsdecke sind auf dem obersten Niveau nur stellenweise entwickelt. Der Rakkasjåkka-Bach durchfließt die Rakkaslako III-Verebnung auf breiter Schottersohle. Auf den beiden unteren Niveaus verzweigt sich der Bachlauf in mehrere, bisweilen kommunizierende Abflußbahnen.

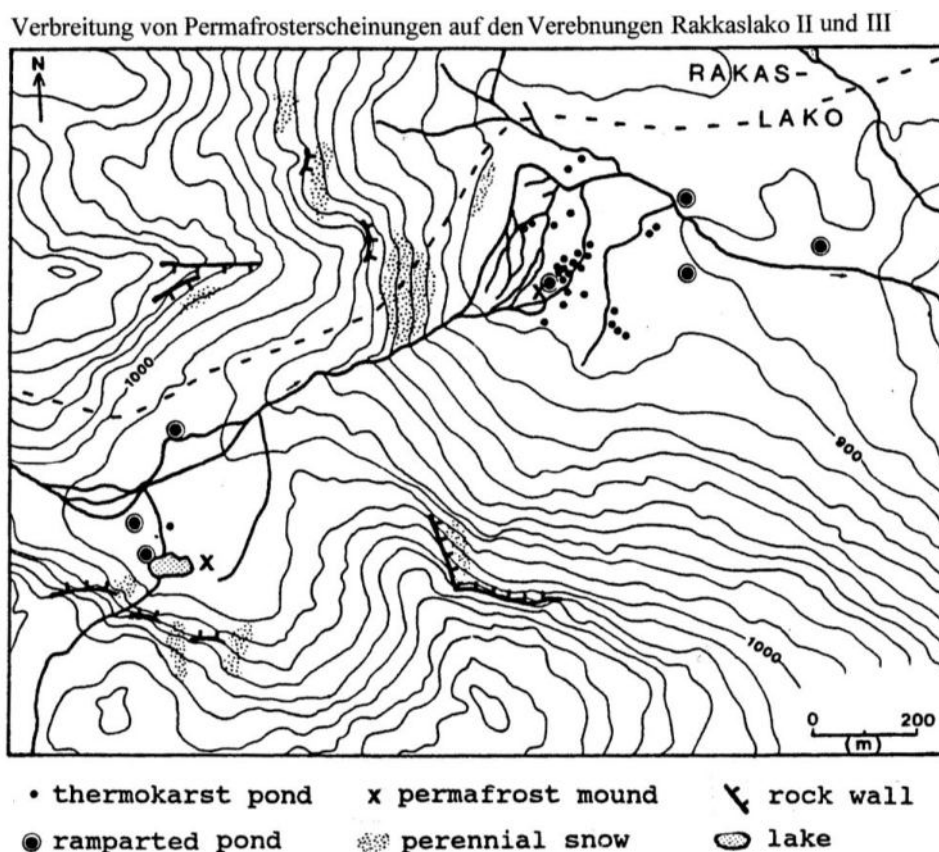


Abb. 40: Verbreitung von Permafrosterscheinungen auf den Verebnungen Rakkaslako II und III (verändert nach NYBERG & RAPP 1989)

Knapp 1 km bevor sich das Kerbsohlental des Rakkasjåkka-Baches im Grenzsäum Frostschuttstufe / Gebirgstundrenstufe zur Rakkaslako III-Verebnung weitet, ist am Südosthang des Låktatjåkka-Berges nördlich des Wanderweges in einer Höhenlage von ca. 1050 m ü. M. eine rund 200 m lange und 50 m breite Terrasse entwickelt, deren 3-5 m hoher Stirnhang mit Gelsolifluktuationsloben besetzt ist. Die Terrassenfläche böschet sich mit ca. 7° Neigung zum unteren Rande hin ab (vgl. NYBERG & RAPP 1989). In den Stirnhang ist eine kleine halbkreisförmige Erosionsnische eingelassen, die im Frühsommer zusätzlich zur Schneeanammlung im Knick zwischen Rückhang und Terrassenfläche einen weiteren kleinen Schneefleck enthält. Nach NYBERG & RAPP ist die Terrasse möglicherweise durch das Prozeßgefüge der Kryoplanation (Nivationsvorgänge an einem transversalen Schneefleck; vgl. u. a. MEIER 1996, 2020) entstanden. Ob es sich wirklich um eine Kryoplanationsterrasse handelt, und ob die Terrasse tatsächlich im Festgestein angelegt ist, bleibt indessen unklar. Die erheblichen Abmessungen der Terrasse setzen im Falle einer derartigen Genese eine sehr lange Bildungsdauer voraus. Den eigenen Feldbefunden zufolge führen Nivations- / Kryoplanationsprozesse unter den gegenwärtigen Klimabedingungen im nordskandinavischen Hochgebirge nur im Lockersediment zur Ausbildung von Terrassen- und Nischenformen. Die Terrasse dürfte eher eine Folge der lokalen Petrovarianz sein, wobei morphologisch weichere Lagen abgetragen und härtere erhalten bleiben, etwa als Resistenzstufen. Am gegenüber liegenden, nordexponierten Hang des Rakkasjåkka-Tales mündet ein schmaler Bachlauf in das Haupttal. Im tief eingeschnittenen Bachbett sammeln sich im Winter an Felsköpfen und anderen Hindernissen große Schneemengen an. Im Frühsommer entstehen an der konvex vorgewölbten Oberfläche der Schneemassen oft tiefe Spannungsrisse. Sie bilden nach RAPP (1960) und NYBERG (1989) die Startpunkte für Naßschneelawinen. Dabei stürzen große Mengen an wassergetränktem, schwerem Schnee durch den Abflußkanal ins rund 30 m tiefer gelegene Rakkasjåkka-Bachbett, wo sie den Rakkasjåkka-Bach zeitweise aufstauen können. 1986 erstreckten sich die Auswirkungen einer solchen Naßschneelawine rund 500 m weit talabwärts ins Rakkasjåkka-Bachbett. Durchtränkt das so aufgestaute Wasser schließlich das von der Naßschneelawine im Bachbett abgelagerte Material, werden mit der Flutwelle große Mengen an schmutzigem Naßschnee talabwärts verlagert. Dort zeugen Sedimentreste im Uferbereich

eine Zeit lang von diesem Ereignis (vgl. Luftbild in NYBERG 1989). Nach rund 1 km Wanderstrecke mündet am Ostrand der Rakkaslako III-Verebnung ein weiterer kleiner Bachlauf in das Haupttal. Er entwässert einen kleinen See (1040 m ü. M.) oberhalb der südlichen Felsumrahmung der Verebnung. Im tief in das steile, höckrige Felsgelände eingeschnittenen Bachlauf sammeln sich an mehreren Stellen im Winter größere Schneemengen an, von denen im Laufe der sommerlichen Schneeschmelze, zumeist im Juni, Naßschneelawinen abgehen, die sich bis zum Bachbett des Rakkasjåkka oberhalb der markanten Felsschwelle zwischen Rakkaslako III und Rakkaslako II erstrecken können (vgl. Abb. 41, Lokalitäten 3 und 4).

Verbreitung von Naßschneelawinen-Bahnen im Rakkasjåkka-Tal

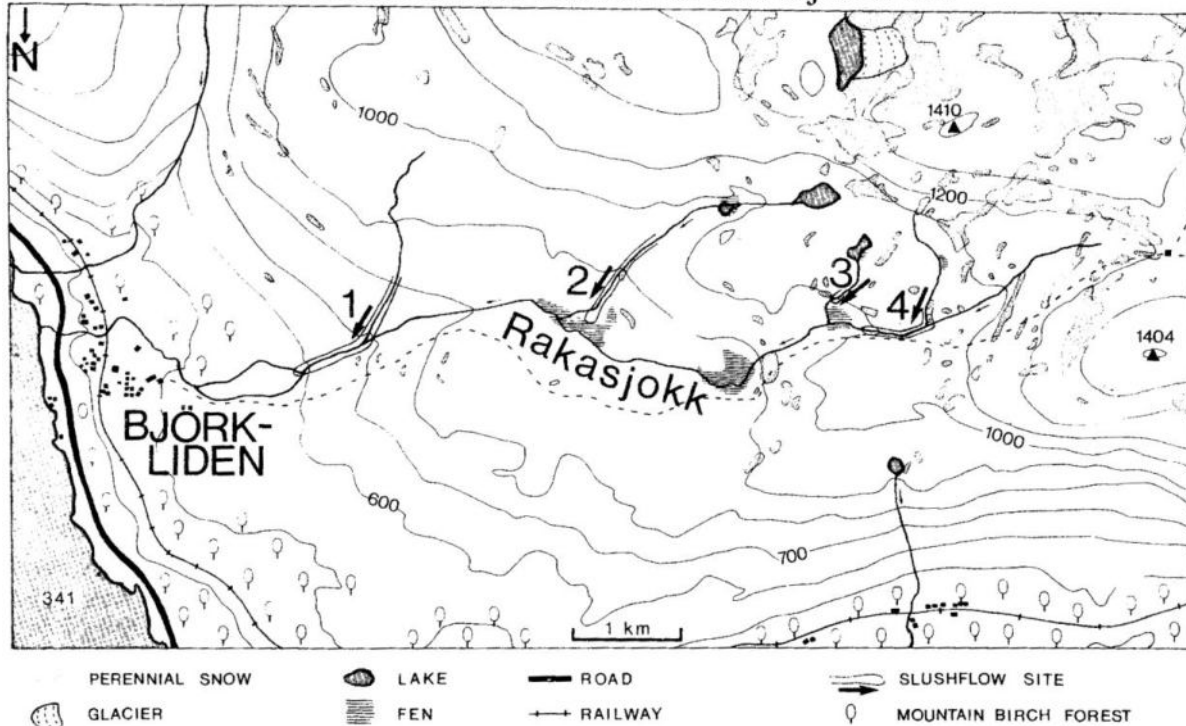


Abb. 41: Verbreitung von Naßschneelawinen-Bahnen im Rakkasjåkka-Tal (aus NYBERG 1989)

Auf der weithin von (glazi-) fluvialen Sanden und Kiesen sowie (glazi-) lakustrinen Schluffen und Tonen bedeckten Rakkaslako III-Verebnung ist ein äußerst reichhaltiger periglaziärer Formenschatz entwickelt, wobei vor allem die Permafrosthügel und deren Zerfallsstadien (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJÖ 1989, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015) Beachtung verdienen. Zum näheren Studium der Hügelformen, Ringwallseen und Thermokarsterscheinungen muß der am nördlichen Bachufer verlaufende Wanderweg verlassen und der Bachlauf in südlicher Richtung gequert werden. Es gelingt am leichtesten in der Nähe eines runden Thermokarstsees, dessen markanter Ringwall in seinem Südabschnitt vom Bachlauf unterschritten und erodiert worden ist (vgl. Fotos 37 und 74).



Foto 74: Nahaufnahme des ca. 2 m tiefen, schalenförmig in den Talboden eingesenkten Ringwallsees auf der Rakkaslako III-Verebnung, dessen Wall im Südabschnitt vom Rakkasjåkka-Bachlauf (im Hintergrund) angeschnitten und erodiert worden ist. Die Wallhöhe über der Umgebung hat sich im Zeitraum 1987-2011 ebenso verringert wie die Wassertiefe (Sedimentzufuhr durch den Bachlauf). 15.8.2011

Die beiden höchsten Permafrosthügel befinden sich am Ostrand der Verebnung zwischen einem breiten, flachen Gerinne und einem kleinen See (vgl. Foto 30). Das Gerinne wird während der Schneeschmelze überflutet, fällt danach aber oberflächlich trocken. Subkutan fließt Schmelzwasser eines langfristigen Schneeflecks im Bachbett des bereits erwähnten, durch das häufige Auftreten von Naßschneelawinen gekennzeichneten Bachlaufes ab. Die genaue Lage der Hügel ist vom Wanderweg aus infolge der sanft auslaufenden Nord-exponierten Hügelflanken schwer zu lokalisieren, der kleinere Hügel grenzt jedoch relativ steil an das Seeufer und ist von dort aus daher leicht zu finden. Seine Oberfläche ist weithin vegetationslos und stellenweise von einem Deflations- / Auffriersteinpanzer überzogen (vgl. Foto 31). Unter dem 50-60 cm mächtigen Schuttmantel mit vornehmlich oberflächenparallel eingeregelter plattigen Grobkomponenten befinden sich Grabungsbefunden zufolge graublau, frostempfindliche glazilakustrine Tone, die unterhalb der 1,0-1,2 m mächtigen sommerlichen Auftauschicht gefroren sind (vgl. Foto 32). Der Permafrostkern besteht in seinem oberen Abschnitt aus wechsellagernden Feinsediment- und Eislagen. Die Mächtigkeit der stellenweise durch dünne Eislamellen verbundenen Eisschichten nimmt tiefenwärts zu. Ab 230-240 m Tiefe folgt ein mindestens 2 m mächtiger Blankeiskern (vgl. Abb. 25, Profil 2). Die langgestreckte, etwa in nord-südlicher Richtung angeordnete Hügelform hat sich seit den ersten Studien im Jahre 1982 durch ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986) deutlich verändert. Der Hügel bildete 1982 eine domförmig aufgewölbte Vollform. In den folgenden Jahrzehnten entwickelte sich am Südwestrand des Hügels durch Thermokarstprozesse ein flacher Wall, der 2011 vollständig vom Hügel abgeschnürt war. Eine Wasserrinne trennte den bis zu 60 cm hohen Wall von der ursprünglichen Hügelform. Die Hügelhöhe hat sich im Zeitraum 1982-2011 durch Ausschmelzen von Bodeneis von 4,2 m auf 3,3-3,4 m verringert (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Der zweite, größere, etwa parallel verlaufende Hügel grenzt mit einem in glazifluvialen Kiesen und Schottern angelegten Steilhang an das flache Gerinne (vgl. Foto 33). Er ist rund 55-60 m lang und 20-30 m breit. Er geht in südlicher Richtung in ein kuppiges, von Permafrostboden unterlagertes Terrain über. Die vornehmlich aus Gräsern bestehende Vegetationsdecke weist im wind- und kälteexponierten Topbereich des Hügels auffällige, frostdynamisch gebildete Kahlstellen (Mudpits) auf. Eine 2 m tiefe Grabung inmitten des Mudpit-Feldes stieß in 105-110 cm Tiefe auf einen Blankeiskern, dessen Mächtigkeit sich mindestens bis auf das Niveau der angrenzenden, vernähten Mulde erstreckt. Der Blankeiskern wird von höchst frostempfindlichen, blaugrauen, schluffigen Tönen überlagert. Der Hügel hatte nach Angaben von ÅKERMAN & MALMSTRÖM (1986) 1982 eine maximale Höhe von 8,5 m, die sich bis 2011 durch Bodeneisauflösung auf 7,3 m über der Vernässungszone verringert hatte (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Außer den beiden Permafrosthügeln existieren auf der Verebnung zahlreiche Teiche, von denen mehrere von minerogenen Ringwällen umgeben sind (vgl. Foto 75). Sie markieren offenbar die Lage inzwischen kollabierter Permafrosthügel des beschriebenen Typs und lassen sich als fortgeschrittene Zerfallsstadien solcher Hügel deuten (vgl. Abb.26). In diese Richtung weist u. a. die beginnende Ringwall-

Bildung am kleineren Permafrosthügel. Die beiden Permafrosthügel haben wahrscheinlich eine vergleichbare Morphogenese. Sie befinden sich in Beckenlage, haben Wasserzuzug von den angrenzenden steilen Talhängen, sind nahezu parallel zwischen einem Fließgewässer und einem See in höchst frostempfindlichen pelitischen Sedimenten entwickelt und besitzen einen Blankeis- (Massiveis-) Kern. Sie sind offensichtlich primär durch die Bildung eines Injektionseiskörpers im Feinmaterial entstanden. Obwohl eine sekundäre Segregationseisbildung über dem Injektionseiskern beim kleineren Hügel nicht auszuschließen ist, wie die wechsellagernden Feinsediment- und Eislagen andeuten. Es sind weitere Untersuchungen erforderlich, um die Mächtigkeit des Blankeiskerns, den genauen Eistyp und somit die exakte Morphogenese der Hügel zu bestimmen. Die Lagermerkmale, Abmessungen und stratigraphischen Verhältnisse (mächtiger Blankeiskern) erinnern an „Offene System“- Pingos, deren Vorkommen an weit verbreiteten diskontinuierlichen oder kontinuierlichen Permafrostboden geknüpft ist (vgl. u. a. MEIER & THANNHEISER 2009).



Foto 75: Ringwallsee im Westabschnitt der Rakkaslako III-Verebnung. Der maximal 1 m tiefe See ist nur an seinem Ostrand von einem scharf gegen die Umgebung abgesetzten, 3-4 m breiten, bis zu 60 cm hohen, flachen, blockreichen, vegetationsbedeckten Wall umgeben, der im Zeitraum 1987-2011 keine erkennbaren Veränderungen zeigte und stabil wirkte. 11.8.2011

Außer den Permafrosthügeln und deren Zerfallsstadien sind auf der Rakkaslako III-Verebnung zahlreiche periglaziäre Formen und Ablagerungen anzutreffen, deren Morphogenese nicht zwingend an die Existenz von Permafrostboden geknüpft ist. So haben sich im Uferbereich mehrerer, nicht von Ringwällen umgebener Teiche, begünstigt durch das periodisch hohe Feuchtigkeitsangebot und die feinkörnigen, frostempfindlichen Substrate, stellenweise Strukturböden (Feinerdeinseln, Steinpolygone) in „lehrbuchhafter Ausprägung“ entwickeln können. Der westliche, weiträumig von schluffig-sandigen Sedimenten unterlagerte und von einer dichten Grasvegetation überzogene Teil des Beckens wird von Thufafeldern eingenommen (vgl. Foto 41). Die Thufur (Erdbüten) sind zumeist engständig angeordnet, haben einen runden Grundriß und erreichen Höhen von bis zu 1 m. Das Gebiet wird durch mehrere Abflußkanäle nur unzureichend drainiert; in den Vertiefungen zwischen den Thufur befindet sich der Grundwasserspiegel nur wenige Zentimeter unter der Erdoberfläche. Die Bodenaufwölbung der Thufur ist das Ergebnis frostdynamischer Vorgänge. Aus der Lageveränderung deformierter Lockersedimentschichten in den Hügeln gegenüber ihrer ursprünglichen, nahezu horizontalen Position im ungestörten Substrat läßt sich entnehmen, dass die Bodenaufwölbung der Thufur vornehmlich aus einer subkutanen Feinmaterialzufuhr aus den Bereichen zwischen den Erdbüten resultiert. Diese vollzieht sich offenbar an der Untergrenze der vorrückenden winterlichen Frostfront im Zuge einer Bodenwasserbewegung, wobei auch lateraler kryostatischer Druck infolge des unterschiedlich tiefen Eindringens der Frostfront eine Rolle spielen kann.

Der südliche Beckenrand wird von Felswänden und Steilhängen gebildet, die sich bis in Höhen um 1000 m ü. M. erstrecken. Unter den Wänden finden sich grobblockige Sturzscharten, die sanft auf dem Beckenboden auslaufen (vgl. Foto 76). In den tief in die Wände eingelassenen Nischen und Rinnen überdauern zahlreiche Schneeflecken bis in den Spätsommer oder perennieren. Sie begünstigen in ihrer unmittelbaren Umgebung das Prozeßgefüge der Nivation, insbesondere die frostdynamische Gesteinsverwitterung sowie

die abluale und gelisolifluidale Verlagerung der Verwitterungsprodukte. In der tiefsten Rinne blockieren die im Winter angehäuften großen Schneemassen während der sommerlichen Schneeschmelze bisweilen den Abfluß vom See 1040 m ü. M. oberhalb des Steilabfalles. Das dabei aufgestaute Wasser durchtränkt und sättigt den Schnee und strömt schließlich, wie bereits beschrieben, als Naßschneelawine rasch und „katastrophenartig“ zum Beckenboden herab. Die weniger steilen Hänge des Beckenrandes unterliegen vor allem der Abspülung und Gelisolifluktion. Die Steine und Blöcke im Bachbett sowie im wasserüberstauten Bereich östlich des größeren Permafrosthügels sind weithin in einem einheitlichen Niveau angeordnet und bilden Pflasterböden. Im Schutt der flachen Anhöhe am östlichen Beckenrand existieren an Plätzen mit Wasserüberstauung kleinere Steinpolygonfelder, deren Feinmaterialkerne Rißnetze aufweisen. Stellenweise ist „frisches“ Feinmaterial aufgedrungen. Diese Bereiche unterliegen einer gewissen Formungsaktivität und unterscheiden sich darin von den Grobmaterialbereichen, deren Steine und Blöcke dicht mit Krustenflechten überzogen sind, was gegen eine Verlagerung der Grobkomponenten in jüngster Zeit spricht.



Foto 76: Der Südrand der Rakkaslako III-Verebnung wird von Felswänden gebildet, die sich bis in Höhen um 1000 m ü. M. erstrecken und von Sturzschutthalten gesäumt sind. In den höheren Hangnischen und Rinnen überdauern langfristige Schneeflecken und begünstigen das Prozeßgefüge der Nivation. In der tiefsten Rinne blockieren die Schneemassen bisweilen den Abfluß vom See 1040 m ü. M., bis der wassergetränkte Schnee schließlich als Naßschneelawine Richtung Rakkasjåkka-Bach strömt und dabei den Osthang des größeren Permafrosthügels (im Vordergrund) unterschneidet und versteilt. 28.8.2002

Um zur nächsten interessanten Lokalität – einem großen, im Zerfall begriffenen Permafrosthügel auf der Rakkaslako II-Verebnung – zu gelangen, überquert man die schuttbedeckte Felsschwelle, bleibt aber auf der Südseite des Rakkasjåkka-Bachlaufes (vgl. Abb. 40). Die Anhöhe bietet einen hervorragenden Ausblick auf die rund 100 m tiefer gelegene Verebnung, die verschiedenen Abflußbahnen des Rakkasjåkka-Baches sowie das periglaziäre Formeninventar mit dem markanten Permafrosthügel am Südrand des weitläufigen Beckens (vgl. Fotos 26 und 77). Um den Hügel näher zu studieren, folgt man im Fußbereich der Felsschwelle dem südlichen Arm des Rakkasjåkka-Baches. Der Bachlauf führt dich an den Permafrosthügel heran; er grenzt unmittelbar an den südlichen, als Wall erhaltenen Hügelabschnitt.



Foto 77: Von der schuttbedeckten Felsschwelle östlich der Rakkaslako III-Verebnung hat man einen exzellenten Ausblick auf die ca. 100 m tiefer gelegene, grasbedeckte Rakkaslako II-Verebnung mit den verschiedenen Abflußbahnen des Rakkasjokka-Baches, dem großen Permafrosthügel am südlichen Abflußarm, den zahlreichen Thermokarstteichen bachabwärts sowie dem Torneträsk-See im Hintergrund. 20.8.1987

Der ca. 40 m lange und 16 m breite ovale Hügel wurde 1982 von MALMSTRÖM & PALMÉR (1984) entdeckt. Er war damals 2,8 m hoch. An der Nordflanke existierte ein 50-60 cm hoher Wall, der einen kleinen Teich umschloß. In die dem Bachlauf zugewandte Südflanke war eine flache Mulde eingesenkt. Die wind- und kälteexponierte Hügelkrone ist vegetationsarm, während der Ringwall eine dichte Grasvegetation aufweist, die jener der versumpften Hügelumgebung ähnelt. Bis 2011 hatte sich die Mulde am Hügel-Süd- rand deutlich vergrößert und vertieft. Sie beherbergte 2015 einen Tümpel, der nur noch durch einen ca. 1 m hohen Wall vom angrenzenden Bachlauf getrennt war. 2019 hatten sich sowohl der Teich am Hügel- Nordrand als auch jener am Hügel-Südrand auf Kosten des zentralen Hügels deutlich vergrößert. Zugleich hatte die Hügelhöhe von 2,2 m (2011) auf 1,1 m abgenommen. Inwiefern die Degradation des Hügels durch anthropogene Einwirkungen in Gestalt von Grabungen am West- und Südrand beschleunigt worden ist, ist schwer einzuschätzen. Der natürliche, klimagesteuerte Entwicklungsverlauf dürfte zumindest kleinräumig durch die Beschädigung der Vegetationsdecke und Versteilung der Hügelflanken gestört worden sein. Den Grabungsbefunden zufolge besteht der Hügel aus sandig-steiniger Grundmoräne, die von schluffigen Sanden unterlagert wird. Die Permafrosttafel verlief, entsprechend dem jeweiligen Grabungsjahr und -platz, in 107-130 cm Tiefe (vgl. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Darunter sind die minerogenen Sedimente von Eislin sen und -schichten durchzogen, wobei die Mächtigkeit der letzteren tiefenwärts zunimmt (vgl. Abb. 24). Außer diesem Hügel sind auf der Rakkaslako II-Verebnung mehrere vollständig oder teilweise von minerogenen Wällen umgebene runde Teiche anzutreffen, die in ihren Abmessungen der Grundfläche des Hügels ähneln (vgl. u. a. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, ALSTRÖM, BERGMAN & PILESJÖ 1989, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Sie markieren höchstwahrscheinlich die Lage von inzwischen kol labierten Permafrosthügeln desselben Typs. Einer dieser Teiche ist nur wenige Zehnermeter von der aktu ellen Hügelform entfernt am südlichen, gegenüber liegenden Bachufer zu finden. Am Platze der runden, wassergefüllten, trichterförmig in den blockigen Talgrund am Fuße der angrenzenden Berge eingelassenen Hohlform existierte noch 1982 eine von einem Ringwall umgebene Hügelform. Dieser Hügel war etwas kleiner als die nahe gelegene, noch vorhandene Hügelform und in gröberen Sedimenten entwickelt. Das Beispiel belegt den Degradationsverlauf vom Hügel zum (Ringwall-) See. Der Zerfall des aktuellen Hügels dürfte sich auf ähnliche Weise vollziehen. Die Morphogenese des Hügels ist unklar, könnte aber mit jener der Hügel auf der Rakkaslako III-Verebnung identisch sein. Dafür sprechen u. a. die ähnlichen Lagermerkmale, insbesondere die Hangfußlage sowie die Nähe zu einem Fließgewässer. Die Substrate der höher gelegenen Hügel sind allerdings feinkörniger. Ein Blankeis- bzw. Injektionseiskern wurde beim vorliegenden Hügel nicht entdeckt, könnte aber in größerer Tiefe vorhanden sein. Eine Wechsellagerung von Sediment- und Eisschichten findet sich vor allem in den Permafrostkernen von Palsas, wobei es sich um Segregations-

eis handelt. Eine Hügelgenese allein durch Segregationseisbildung entsprechend der Palsagenese ist im Rakkaslako-Gebiet jedoch infolge der mächtigen winterlichen Schneedecke, die aufgrund ihrer thermisch isolierenden Wirkung ein hinreichend tiefes Eindringen der Kältewellen in den Boden verhindert, kaum vorstellbar (vgl. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986). Es bedarf vielmehr einer primären Injektionseisbildung im Substrat wie bei der Frostblister- und bei der Pingogenese. Der Injektionseiskörper kann die Deckschichten anheben; auf dem so gebildeten windexponierten Hügel ist die Schneedecke dünner als in der Umgebung, so dass der Frost in die Sedimente eindringen kann und eine Segregationseisbildung möglich ist. Durch diese sekundäre Segregationseisbildung kann der Hügel weiter in die Höhe wachsen (vgl. u. a. ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Die Hügel dürften daher, wie auch die Hügel auf der Rakkaslako III-Verebnung, eine pingoähnliche Genese haben.

Etwa 50-60 m östlich des großen Hügels wurden 2009 in der Nähe des Bachlaufes noch mehrere flache, bis zu 65 cm hohe spaltenarme Hügel beobachtet. Sie hatten einen langgestreckten oder runden Grundriß und erreichten Längen von bis zu 12 m. Das größte, plateauförmige Exemplar erhob sich ca. 50 cm über den Moorwasserspiegel und bedeckte eine Fläche von rund 80 m². Die Hügel erinnerten morphologisch an Palsas. Die dichte Vegetationsdecke bestand aus Zwergsträuchern, Gräsern und Moosen. Darunter befand sich eine frostfreie Lage aus Torf, die sich bei den meisten Hügeln bis auf das Niveau des Moorwasserspiegels erstreckte. Das Gefüge, die sedimentäre Zusammensetzung und die Mächtigkeit der Permafrostkerne konnten nicht ermittelt werden. Bohrungen bis in 70-80 cm Tiefe durchteuften ausschließlich gefrorenen Torf ohne auf die minerogene Moorunterlage zu stoßen. Der Torf war durch Bodeneis zementiert. Größere Eisaneicherungen oder Eislinen wurden bei den flachen Bohrungen zwar nicht angetroffen, doch kann deren Existenz in größerer Tiefe nicht ausgeschlossen werden. Der Bauplan der studierten Hügel unterschied sich kaum von dem traditioneller Palsas. Da die Entstehung herkömmlicher Palsas aber aufgrund der hohen winterlichen Schneemengen kaum möglich ist, ist zu vermuten, dass die Hügel Relikte ehemaliger Frostblister repräsentieren, die infolge ihrer relativ mächtigen Torfdecke und ihrer Spaltenarmut im Unterschied zu den übrigen in den 1980er Jahren angelegten Frostblistern länger überdauern konnten. Bei einem Feldbesuch 2019 waren die Hügel allerdings nicht mehr auffindbar. Sie waren offensichtlich kollabiert. An ihrem Platze existierten mehrere kleine Tümpel im Moor, aus deren Umrissen sich die Gestalt der Hügel mangels Ringwallbildung nicht mehr rekonstruieren ließ. Außer diesen, im Laufe von 10 Jahren gebildeten Tümpeln sind auf der weitläufigen Rakkaslako II-Verebnung zahlreiche kleine Teiche zu finden, die nur in wenigen Fällen Reste von Ringwällen aufweisen. Sie sind in aller Regel wenige Quadratmeter groß. Ihre Wasserkörper sind mulden- bis trichterförmig in die schluffigen Sande des versumpften, mit einer Grasvegetation bewachsenen Geländes eingesenkt und seit langem in Verlandung begriffen. Sie sind nach Ausweis der langjährigen Feldstudien aus dem Zerfall von Frostblistern hervorgegangen, die sich im Verlauf von mehreren kalten Wintern zu Beginn der 1980er Jahre auf der Verebnung entwickelt hatten. Zahlreiche warme Sommer seit Beginn der 1990er Jahre haben die kleinen, maximal 1,3 m hohen Hügel kollabieren lassen. Die kleinen Teiche repräsentieren das Endstadium des Hügelzerfalls (vgl. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984, ÅKERMAN & MALMSTRÖM 1986, MALMSTRÖM 1987, MEIER 1988/89, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015; Fotos 21 und 22, Abb. 23).

Der Rückweg zum Wanderpfad nach Björkliden erfolgt Richtung Norden, wobei verschiedene, teilweise kommunizierende Arme des Rakkasjåkka-Baches auf der grasbedeckten Verebnung zu überqueren sind, was gegen Ende des Sommers problemlos gelingt. Auf der Etappe talabwärts zur Rakkasjåkka I-Verebnung sind entlang des Weges vor allem Formen der Bodenmusterung und der „gebundenen“ Gelisolifluktion zu beobachten. Als Erscheinungen der frostdynamisch induzierten Bodenmusterung sind weitflächige Thufelder anzutreffen. Wo die feinkörnigen Lockersedimente über dem Festgestein von einer dünnen Torfdecke überzogen sind, existieren Kleinhügelvarianten, die sich durch eine Torfhülle und einen Mineralbodenkern auszeichnen. Sie stellen Übergangsformen zwischen Thufur und Pounus (Torfbülten) dar. Am Grunde mehrerer im Sommer austrocknender Teiche sind im schluffig-sandigen, stein- und blockreichen Substrat Feinerdeinseln und Steinpolygone ausgeprägt, die in der unteralpinen Vegetationsstufe „extrazonale“ Strukturböden darstellen. Ihre Morphogenese wird erst durch die Wasserüberstauung der Lokalität ermöglicht, die die Entwicklung einer die Formbildung hemmenden Vegetationsdecke verhindert. Die Existenz der Formen belegt, dass die frostklimatischen Voraussetzungen der Strukturbodenbildung auch in der alpinen

Stufe stellenweise erfüllt sind. Die Hänge sind weithin von Gelisolifluktionserscheinungen geprägt. Es dominieren Rasenzungen, doch sind auch loben- und stufenförmige Varianten anzutreffen, die nur stellenweise von Vegetation bedeckt sind. Sie leiten zu den Schuttloben, -zungen und -stufen in den höheren Lagen über.

Nach ca. 1 km Wanderung talabwärts folgt man, noch vor der Anhöhe mit dem kleinen See (883 m ü. M.), der südlichen Variante des Bachlaufes. Von dort aus hat man Aussicht auf die Rakkaslako I-Verebnung. Auf ihr wurden 1985 mehrere maximal 1 m hohe, torfbedeckte Hügel mit einem eisreichen Permafrostkern beobachtet, die bereits 2002, ohne Spuren (z. B. Thermokarstteiche) zu hinterlassen, wieder verschwunden waren (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Vor der Mündung eines namenlosen, aus südwestlicher Richtung herabziehenden Seitentales hat der aus dem Tal kommende, den See 1017 m ü. M. entwässernde, während der Schneeschmelze stark anschwellende Bach einen Schwemmfächer akkumuliert. Er hebt sich von der vermoorten, durch Pounu- und Thufafelder geprägten Umgebung durch seine lückenhafte Vegetationsbedeckung und seine grobmaterialreichere Oberfläche ab. Im talaufwärts tief in die Lockersedimente bis auf den Fels im Untergrund eingeschnittenen Bachbett bilden sich im Laufe des Winters mächtige Schneeansammlungen, die im Mai / Juni Ausgangspunkt von Naßschneelawinen sind, u. a. in den Jahren 1980, 1985 und 1988 (vgl. NYBERG 1989; Abb. 41, Lokalität 2). Ein Abstecher in das Tälchen lohnt sich daher, zumal der flache Talboden am Bachoberlauf (ca. 1000 m ü. M.) in der Vergangenheit, z. B. während der 1980er Jahre, zahlreiche Permafrosthögel beherbergte (vgl. MEIER 1988/89, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Um zum Schwemmfächer und zur Talmündung zu gelangen, überquert man den Rakkasjokka-Bach an einer flachen, durch eine breite Schottersohle gekennzeichneten Stelle. Taleinwärts folgt man dem Bachlauf am besten am nordwestlichen Talhang bis zur versumpften Verebnung knapp 1 km vor dem Talschluß, an dem sich ein mächtiges, steiles, perennierendes Schneefeld befindet.

Die in SW-NO-Richtung verlaufende Talachse begünstigt die Akkumulation großer Schneemengen durch die im Winter vorherrschenden Winde aus nordwestlichen Richtungen im tief eingeschnittenen Bachbett. Ferner scheinen die lokalen petrographischen und strukturellen Verhältnisse der Ansammlung größerer Schneemassen förderlich zu sein, indem die Lagerungsverhältnisse der Schichten und die unterschiedliche morphologische Wertigkeit der Gesteine (Schiefer, Marmor) die Bildung von Felsleisten und -terrassen, auf denen sich größere Schneemengen ansammeln können, begünstigt. Auf diese Weise kommt es an verschiedenen Plätzen entlang des Abflußkanals zur Ablagerung von größeren Schneemassen, die infolge der Schattlage längere Zeit überdauern können und im Zuge der frühsummerlichen Erwärmung erhebliche Schmelzwassermengen bereitstellen können. Nach NYBERG (1989) werden Naßschneelawinen an Schneeansammlungen in unterschiedlichen Höhenlagen im Verlauf des Bachbettes ausgelöst. Die Schneeansammlungen verstopfen den Abflußkanal und behindern den Abfluß des frühsummerlichen Schneeschmelzwassers. Das aufgestaute Wasser durchtränkt die lokalen Schneeanhäufungen bis der Schnee wassergesättigt ist und dem Druck des aufgestauten Wassers nicht mehr standhält, so dass es, insbesondere bei plötzlichen Warmlufteinbrüchen, die viel Schmelzwasser liefern, sowie nach ergiebigen Regenfällen, zur Auslösung von Naßschneelawinen kommt. Dabei werden außer Wasser, Naßschnee, Schnee und Eis erhebliche Sedimentmengen talabwärts transportiert, deren Grobmaterial maßgeblich für die erodierende Wirkung der Naßschneelawinen verantwortlich ist. Im Bachbett am Grunde des vorliegenden Tälchens haben die in großer Häufigkeit auftretenden Naßschneelawinen das ursprünglich vorhandene Lockermaterial bereits weitgehend ausgeräumt. Die besonders mächtige, im Frühjahr 1985 talabwärts geraste Naßschneelawine überzog eine große Fläche des grasbedeckten Schwemmfächers vor der Talmündung mit einer neuen Schuttlage (vgl. NYBERG 1985). Durch zahlreiche Naßschneelawinen entstand im Laufe der Zeit vor der Ausmündung des Tributärtales eine fächerförmige Schuttablagerung, die wahrscheinlich einen älteren fluvialen Schwemmfächer überlagert.

Auf der Verebnung im oberen Abschnitt des Tälchens ist der Bachlauf stellenweise seeartig verbreitert. Dort befindet sich am Fuße einer die versumpfte Umgebung überragenden Felskopfes ein kreisrunder, mit dem Bachlauf in Verbindung stehender See, dessen Wasserkörper eine trichterförmig in den Talboden eingelassene Hohlform füllt. In der Nachbarschaft sind weitere Seen desselben Typs anzutreffen. Sie haben einen Durchmesser von 10-15 m und sind mit einer Tiefe von 1-3 m wesentlich tiefer als der Bachlauf (vgl.

MEIER 2015). Bei einigen finden sich Relikte mittlerweile kollabierter Ringwälle. Die runden, einst wallumgebenen Seen sind wahrscheinlich den im Rakkasjåkka-Tal entwickelten Ringwallseen vergleichbar und dürften wie diese weit fortgeschrittene Zerfallsstadien von größeren, pingoähnlichen Permafrosthügeln repräsentieren. Im kühlen Zeitraum 1985-1987 existierten entlang des Bachlaufes und im Fußbereich der südlich angrenzenden Steilhänge zahlreiche flache, maximal 1,5 m hohe Frostblisten. Mehrere der im Bachbett gelegenen Frostblisten waren von Grobschutt bedeckt und völlig vegetationslos, während die Hügel in Hangfußlage eine geschlossene oder lückenhafte Grasdecke aufwiesen. Ein nackter, etwas über 1 m hoher Hügel war am Rande des bachnahen, kreisrunden Sees entwickelt (vgl. MEIER 1988/89, 2015, MEIER & THANNHEISER 2011; Foto 36). 2002 waren alle rein minerogenen, torf- und vegetationsfreien Hügel infolge der Klimaerwärmung und der daraus resultierenden Bodeneisauflösung im Laufe der 1990er Jahre kollabiert ohne Spuren zu hinterlassen. 2004 existierten noch zwei vegetations- und torfbedeckte Hügel (vgl. Foto 78); 2009 waren alle Permafrosthügel im Tal verschwunden. Bei späteren Feldbesuchen (2011, 2013, 2015, 2019) wurden keine Frostblisten mehr angetroffen.



Foto 78: Blick auf einen kleinen, torfbedeckten, spaltenfreien, ca. 50 cm hohen, palsaähnlichen Permafrosthügel am Ufer des seeartig verbreiterten Bachlaufes im südwestlichen Seitental des Rakkasjåkka-Tales (ca. 1000 m ü. M.) mit perennierendem Schneefeld am Kåppastjärro-Unterhang im Hintergrund. 15.8.2004

Zurück im Rakkasjåkka-Tal verläuft der Wanderweg Richtung Björkliden in Sichtweite des Bachlaufes talabwärts. Nach rund 1,5 km mündet am gegenüber liegenden, südöstlichen Talhang ein kleiner Bach ins Rakkasjåkka-Tal (vgl. Abb. 41, Lokalität 1). Er hat seinen Ursprung am Nordosthang des Kåppasoivi-Berges unweit eines Rentierkrals in ca. 900 m Höhe ü. M. Im Bachbett werden in manchen Jahren während der fröhsommerlichen Schneeschmelze Naßschneelawinen ausgelöst, die das Rakkasjåkka-Tal erreichen und sich dort weit talabwärts erstrecken können. Die Auswirkungen können selbst für Touristen auf den ortsnahen Hängen bei Björkliden gefährlich werden. NYBERG (1985) hat ein typisches Naßschneelawinen-Ereignis an der Lokalität am 14.6.1982 detailliert untersucht. Die aus dem Tributärtal kommende Lawine raste im Rakkasjåkka-Tal rund 500 m talabwärts in Richtung Björkliden. Die Naßschneelawine wurde nach NYBERG an einem ca. 15-20° geneigten Oberhangabschnitt unterhalb des Kåppasoivi-Gipfels ausgelöst, als eine 20-30 cm mächtige Schneelage an der Oberfläche der lokalen Schneedecke sich löste und über die darunter befindliche, 30-70 cm mächtige Schneepackung hangabwärts glitt. Die durch den Abgang dieses Schneebretts freigelegte Fläche war 6 m breit und 30 m lang. Die beiden Schneelagen unterschieden sich durch ihre Festigkeit, wobei die untere Schicht ein sehr weiches Eiskristallgefüge aufwies. Weiter talabwärts hatte die Naßschneelawine die gesamte Schneedecke im Abflußkanal abgetragen, so dass das nackte, von einer dünnen Eisdecke überzogene Bachbett zutage trat. Auf beiden Seiten der Lawinenbahn waren Uferwälle aus Schnee gebildet worden (vgl. NYBERG 1985). Ein Foto von NYBERG zeigt die über 50 m breite Lawinenbahn, die nicht auf das schmale Bachbett beschränkt bleibt, sondern sich weit auf die seitlich angrenzenden Hänge erstreckt. Insgesamt hatte die Auslaufzone der Lawine eine Länge von rund 1,5 km, wobei der größte Teil des Lawinenschuttes talabwärts entlang des Rakkasjåkka-Bachlaufes abgelagert wurde (vgl. NYBERG 1989).

Der Rakkasjåkka-Bach weist entlang des unteren Streckenabschnitts (ca. 700 m ü. M. bis zum Hotel „Fjället“) noch mehrere Unstetigkeiten in seinem Längsprofil auf (vgl. Foto 79). Die in morphologisch harten hellen Festgesteinen angelegten Schwellen und Stufen treten im Landschaftsbild deutlich in Erscheinung. Die an den Wanderweg grenzenden, von Grasgesellschaften und niedrigen Zwergsträuchern bedeckten Hänge sind weithin durch gelisolifluidale Massenbewegungen geprägt und weisen ein charakteristisches Feinrelief auf, in dem zungen- und lobenförmige Ablagerungen dominieren. Die im Untergrund anstehenden Granatglimmerschiefer und Graphitschiefer sind entlang des Weges zumeist von einer Grundmoränendecke verhüllt. In Hanglagen tritt häufig das Festgestein zutage. Am Rande des Rakkasjåkka-Tales sind die Felsen durch die pleistozänen Gletscher zu Rundhöckern geformt worden. Am Fuße der Felsköpfe werden im Winter durch die vornehmlich aus nordwestlichen Richtungen wehenden Winde mächtige Schneeanlagerungen gebildet, von denen manche fast perennieren. Die glaziäre Skulpturierung der Felsoberflächen bietet die Möglichkeit, das Ausmaß der postglazialen Verwitterung, etwa durch frostmechanische Prozesse („Frostsprennung“), abzuschätzen.



Foto 79: Felsstufen und -schwelen aus morphologisch hartem Granatglimmerschiefer mit Wasserfällen im Längsprofil des Rakkasjåkka-Baches nördlich des Kåppasoaivi in Höhenlagen zwischen 600 und 700 m ü. M.. Die Gefällsprünge treten in der offenen Grundmoränen-Landschaft mit niedriger unteralpiner Vegetationsdecke deutlich in Erscheinung. 28.8.2002

LINDH, NYBERG & RAPP (1988) und NYBERG (1991) haben die an einem langfristig-saisonalen Schneefleck (Maximalgröße ca. 25 x 50 m im Frühsommer) am Fuße eines Rundhöckers (680 m ü. M.) ablaufenden Nivationsprozesse detailliert untersucht. Die Schneeansammlung grenzt unmittelbar an die Felsoberfläche des Rundhöckers. Am unteren Rande des Schneeflecks befindet sich eine grasbedeckte, sanft geneigte, gelisolifluidal überprägte Terrasse. Der transversale Ost-exponierte Schneefleck schmilzt in „normalen“ Jahren im August vollständig ab. An der glatten, 20-30° geneigten Felsoberfläche des Rundhöckers konnten Gleitbewegungen der Schneemasse nachgewiesen werden. Ein Fotovergleich belegt eine Verlagerung von farbmarkierten Steinen über eine Distanz von 0,5-2,5 m im Zeitraum 1984-1987. Viele Steine hatten Schliffmarken oder wiesen Beschädigungen als Folge von Gleitvorgängen und / oder kräftiger Druckeinwirkung gegen die Felsunterlage auf. Dieser Vorgang kann dazu beitragen, dass sich auf den Felsoberflächen kein Verwitterungsmaterial ansammelt oder dass Grundmoränen-Ablagerungen entfernt werden (vgl. LINDH, NYBERG & RAPP 1988). Am unteren Rande des Schneeflecks dominierten gelisolifluidale und abluale Materialverlagerungen, wobei der gelisolifluidale Materialversatz bis zu 6,5 cm in drei Jahren betrug (vgl. NYBERG 1991). Das Prozeßgefüge der Nivation kann an den Schneeflecken zu einer Umlagerung der glaziären Sedimente führen.

Von einer Anhöhe kurz vor dem Erreichen des *Salix*-Gürtels hat man Richtung Osten Ausblick auf den Rakkasjåkka-Unterlauf, die restliche Wegstrecke sowie den Torneträsk-See im Hintergrund (vgl. Foto 80). Die Durchquerung des *Salix*-Gürtels ist etwas unangenehm, insbesondere bei Regenwetter, da das *Salix*-Gebüsch sehr dicht und bis zu 1,5 m hoch ist. Der Pfad ist zudem steinig und stellenweise versumpft. Nach einem kurzen Abstieg im Lockermaterial geht der schmale Pfad in einen breiten Weg über, der im offenen,

kuppigen Terrain verläuft. Zwischen den niedrigen, von Zwergstrauchheiden überzogenen Moränenhügeln befinden sich einige versumpfte Mulden sowie mehrere kleine, in Verlandung begriffene Teiche. Danach lohnt sich ein kurzer Abstecher zu einem im Waldgrenzbereich gelegenen Wasserfall des Rakkasjåkka-Baches (vgl. Foto 81). Der Bachlauf hat sich dort durch rückschreitende Erosion tief in das anstehende dolomitische Festgestein eingeschnitten. Vom Wasserfall führt eine Abkürzung durch dichten Birkenwald zurück auf den breiten Hauptweg, der Zugang zu einem Golfplatz bietet und am Hotel „Fjället“ endet.

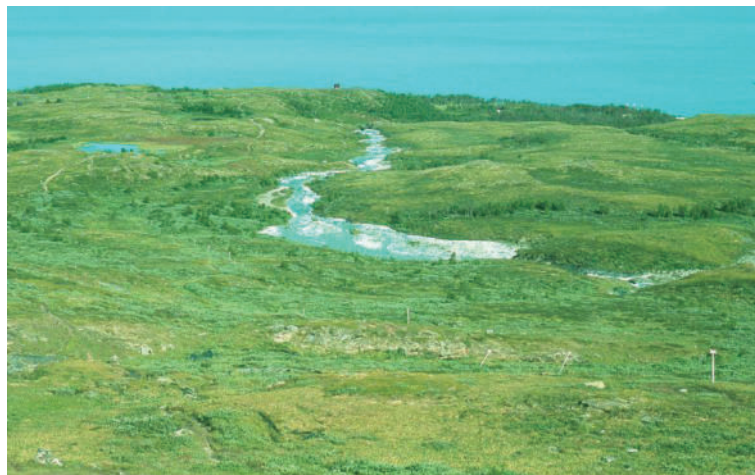


Foto 80: Der Rakkasjåkka-Bach fließt nach dem Passieren der Gefällsstufen talabwärts in einer flachkuppigen Grundmoränen-Landschaft Richtung Torneträsk. Gefällsarme Laufstrecken sind durch eine breite Schottersohle gekennzeichnet, die nur während der Schneeschmelze vollständig überflutet wird. 16.8.2015



Foto 81: An die gefällsarme Laufstrecke schließt sich nahe Björkliden der größte Gefällsprung im Längsprofil des Rakkasjåkka-Baches an. Der Bachlauf hat sich dort durch rückschreitende Erosion mehrere Zehnermeter tief in das anstehende dolomitische Festgestein eingeschnitten und bildet nahe der Exkursionsroute einen attraktiven Wasserfall. 28.8.2002

4.3.2. Exkursion durch die nordwestlichen Abisko-Berge II

4.3.2.1. Übersicht

Streckenlänge ca. 50 km, Höhenunterschied ca. 1000 m, 4-5 Zeltübernachtungen.

Start am Parkplatz der Eisenbahnstation Abisko-West (Abisko-Touriststation) – Abiskojåkka-Brücke Richtung Sessellift – Wanderweg am Fuße des Slättatjåkka (nordwestlicher Teil des Rundweges) – Nordufer von Kårsajåkka, der Seen Vuolemus Kårsavaggejaure und Gaskamus Kårsavaggejaure – Zeltübernachtung an der Kårsavaggestuga (690 m ü. M., Übernachtung auf Vorbestellung am Touristenhotel in Abisko-West möglich) – Latnjavagge – Harpass – Kuoblavagge-Ost – Zeltübernachtung am Abfluß des Sees 1136 m ü. M. – Steilhang hinab ins Kårsavagge – Nordufer des Kårsavagge-Deltas – Zeltaufbau am Bachlauf südöstlich des Piran-Steilabfalles – Gorsabahta – Kårsa-Gletscher – Zeltübernachtung am

Bachlauf – (bei guter Sicht Besteigung des Piran durch die gletscherfreie Mulde zum Rodhe-See über die Nordflanke mit exzellentem Einblick in das Kårsavagge-Tal und Überblick über das vergletscherte Kårsa-Gletscher-Gebiet, danach 2. Zeltübernachtung am Zeltplatz) – Rückwanderung am Nordufer des Pajemus Kårsavaggejaure-Sees zur Kårsavagge-Hütte und zum Ausgangspunkt am Parkplatz in Abisko-West.

4.3.2.2. Wissenschaftliche Bedeutung

Der Kårsa-Gletscher am Talschluß des Kårsavagge-Tales ist der größte Gletscher in den Abisko-Bergen und der am tiefsten gelegene Gletscher in Schweden (Gletscherfront 2019 in einer Höhenlage von 965 m ü. M.). Er verfügt, begünstigt infolge seiner relativ guten Erreichbarkeit durch die Eisenbahnlinie Luleå – Kiruna – Narvik (seit 1906) und das leicht begehbbare Kårsavagge-Tal (Entfernung von Abisko ca. 25 km) über eine besonders lange Beobachtungs- und Meßreihe (130 Jahre mit einigen Unterbrechungen). Er reagiert aufgrund seiner geringen Größe besonders empfindlich und rasch auf Klimaveränderungen, etwa im Zuge des aktuellen Klimawandels, was seine Bedeutung als Studienobjekt klimatologisch-glaziologischer Forschungen erhöht. Vor dem rezenten Gletscher mit einem hohen Kalbungskliff in einem vorgelagerten Gletschersee sind zahlreiche Endmoränenwälle einschließlich einer Serie von Jahresmoränen entwickelt. Den distalen Teil der „glaziären Serie“ bildet ein weitflächiges, inzwischen grasbewachsenes Delta aus glazifluvialen Sedimenten, das die postglazialen Gletscherbäche in den Pajemus Kårsavaggejaure-See am Grunde des U-förmigen Kårsavagge-Tales vorgeschoben haben (vgl. HOLDAR 1957). Während sich die Gletscherdynamik und Formungsvorgänge seit Ende der „Kleinen Eiszeit“ zu Beginn des 20. Jahrhunderts anhand von Fotos recht genau rekonstruieren lassen, ist die Altersstellung der älteren neuzeitlichen Formen und Ablagerungen im Talabschnitt oberhalb des Sees kaum bekannt. Im Talabschnitt zwischen der Kårsavagge-Hütte und dem Mündungsbereich ins Abiskojäkka-Tal sind nur wenige glaziäre Formen im Tal erhalten, die sich datieren lassen und eine genaue Rekonstruktion des Deglaziationsverlaufes am Ende des Weichsel-Glazials ermöglichen.

Ein Besuch des zum Kårsavagge-Tal tributären Latnjavagge-Tales lohnt insofern, als das „Hängetal“ ein ca. 9 km² großes, scharf umrissenes fluviales Einzugsgebiet repräsentiert, in dem sich geomorphologische Prozeßabläufe nicht nur qualitativ, sondern auch quantitativ erfassen lassen. Es ähnelt darin dem bereits vorgestellten Kårkevagge-Tal, ist aber im Unterschied zu letzterem seit langem gletscherfrei und ohne Sedimentzufuhr von einem Gletscher am Rande oder in der näheren Umgebung. Das Tal wird an allen Seiten mit Ausnahme des schmalen Abflußkanals zum Vorfluter im Kårsavagge von Steilwänden und -hängen umgeben. Es eignet sich daher besonders gut, um aktuelle Hangprozesse und fluviale Sedimenttransporte zu studieren und Sedimentbilanzen aufzustellen. Um eine solche Sedimentbilanz erstellen zu können, müssen alle Verwitterungsvorgänge, Erosions-, Transport- und Akkumulationsprozesse im abgeschlossenen System identifiziert und ihr Umfang und ihre Steuerfaktoren ermittelt werden (vgl. u. a. BEYLICH 2008, 2011). Kenntnisse über die aktuelle Sedimentproduktion, die Verlagerung der Sedimente und ihre Ablagerung sind unerlässlich um potenzielle Veränderungen im System, ganz gleich, ob klimatisch oder anthropogen induziert, prognostizieren zu können. BEYLICH hat die Prozesse der aktuellen Hangabtragung und fluvialen Stoffverlagerung in ihrer räumlichen und zeitlichen Variabilität und Intensität im Zeitraum 1999-2009 im Tal durch Feldstudien detailliert ermittelt und die Ergebnisse in zahlreichen Publikationen vorgestellt (vgl. u. a. BEYLICH 2008, 2011; siehe im nachfolgenden Text).

4.3.2.3. Streckenbeschreibung

Die Exkursion beginnt am Parkplatz der Eisenbahnstation Abisko-West. Von dort aus folgt man dem Fahrweg zur Talstation des Sessellifts am Njulla-Osthang. Kurz nach dem Überqueren des Abiskojäkka-Flusses biegt man nach Süden Richtung Kårsavagge-Tal ab. Nach knapp 600 m gabelt sich der markierte Wanderweg in eine östliche Variante entlang des Abiskojäkka und eine südwestliche Variante am Fuße des Slättatjäkka-Berges. Letztere führt auf dem kürzesten Weg ins Kårsavagge-Tal und ist daher vorzuziehen. Rund 100 m vor der Weggabelung überquert die Exkursionsroute den aus dem Passbereich zwischen Njulla und Slättatjäkka kommenden Ridonjira-Bachlauf, dessen Abflußkanal eine bekannte Naßschneelawinen-Bahn ist (vgl. NYBERG 1982, 1985, 1987; Abb. 14). Der Ridonjira-Naturpfad folgt dem südlichen Bachufer

hangaufwärts, quert das Bachbett in Höhe der Waldgrenze in nördlicher Richtung und bietet von dort aus hangaufwärts einen leichten Zugang zur Sessellift-Bergstation (mit Restaurant). Vom Pfad aus lassen sich die verschiedenen Höhenstufen der Vegetation am Njulla-Osthang beobachten, ferner die Sekundärvegetation im Naßschneelawinen-Korridor von 1982. Die Auswirkungen der Lawinen-Abgänge auf das Relief und die Vegetationsdecke sind im unteren Abschnitt nahe des Abiskojäkka-Flusses vom Wanderweg aus sichtbar. Details der Lawinenbahn am Oberhang und in der Auslösezone oberhalb der Waldgrenze lassen sich besser auf einer Tagesexkursion von Abisko aus studieren.

NYBERG (1982, 1985, 1987) hat 3 Naßschneelawinen-Abgänge im Ridonjira-Bachbett im Zeitraum 1977-1985 (16.5.1981, 2.6.1982, 17.5.1984) näher untersucht. Die Lawine im Jahr 1982 war die umfangreichste und gefährlichste: Eine Schulklasse, die auf dem bachnahen Naturpfad unterwegs war, wäre beinahe von der Lawine erfasst worden. Der Vorfall verdeutlicht das erhebliche Gefahrenpotenzial derartiger Lawinen im siedlungsnahen, stärker frequentierten Gelände. Kleinere Lawinen vollzogen sich an der Lokalität auch vor diesem Ereignis ohne Personenschaden anzurichten, doch wurden Sedimente umgelagert, die Boden- und Vegetationsdecke beschädigt und sogar ältere, höhere Birken in Bachnähe gefällt. Die große Lawine Anfang Juni 1982 wurde nach einem Wärmeeinbruch ausgelöst, der die Schneeschmelze beschleunigte. Der größte Teil des Schnees und Naßschnees der Lawine stammt aus dem Ridonjira-Bachbett. Als Lawinen-Auslöser kommt aber auch das Aufbrechen der Eisdecke oberhalb des Wasserfalls in Frage. Die Lawinenbahn hatte eine Länge von rund 2 km, wobei sich die Lawinenfront bis in den Abiskojäkka-Fluß erstreckte und das Fließgewässer stellenweise aufstaute. Die am Bachbettrand mitgerissenen Bäume und die am Grunde der Lawinenbahn aufgenommenen Lockersedimente wurden entlang des Bachlaufes (stellenweise als Uferwälle) sowie im Abiskojäkka-Bett akkumuliert. Die im unteren Abschnitt stellenweise bis zu 50 m breite Lawinenbahn querte auch den Wanderweg ins Kårsajäkka-Tal sowie den Wanderpfad entlang des Abiskojäkka. Viele der am unteren Ende der Lawinenbahn im Abiskojäkka-Bett liegenden Steine und Blöcke wurden in der Vergangenheit durch Naßschneelawinen aus dem Ridonjira-Bachlauf dorthin transportiert. Ein von RAPP am 31.7.1982 aufgenommenes Foto (vgl. NYBERG 1982) zeigt die durch das Grobmaterial verursachte schäumende Wasseroberfläche.

Der Wanderweg verläuft westlich der in glazifluvialen Sedimenten angelegten Abiskojäkka-Terrassen in stein- und blockreichen, sandigen moränischen Ablagerungen. Das weithin kleinkuppige, in zahlreiche Mulden und Vollformen gegliederte Terrain läßt sich weithin als kuppige Grundmoräne charakterisieren. Es ähnelt stellenweise einer Ablationsmoräne, die beim langsamen Ausschmelzen von Gletschereisresten im Substrat entstanden ist (ehemalige Toteislandschaft). Der Weg ist trotz zahlreicher Steine und Blöcke an der Erdoberfläche und dem stetigen Auf und Ab recht gut begehbar. An manchen Stellen vereinfachen auf dem Weg ausgelegte breite, dicke Bohlen das Vorankommen. Die Vegetation am Wegrand besteht aus Birkenwäldern, wobei vielstämmige (polykorme) Birken (*Betula pubescens* ssp. *tortuosa*) vorherrschen. Vernässungszonen sind dicht mit Weidengebüsch bewachsen, das stellenweise mannshoch ist. Je nach Standortbedingungen, insbesondere der unterschiedlichen Bodenfeuchte, dem kleinräumig variierenden Nährstoffangebot sowie der Exposition haben sich verschiedene Birkenwaldtypen entwickelt, die sich vor allem durch ihre Kraut- und Strauchschicht unterscheiden. Am häufigsten sind *Empetrum hermaphroditum*- und *Vaccinium myrtillus*-Birkenwälder; an kalkreicheren Standorten existieren Hochstaudenwälder, an feuchteren Plätzen moosreiche Birkenwälder. Nach 3-4 km, noch vor der Vereinigung mit dem aus östlicher Richtung von der Kårsajäkka-Mündung in den Abiskojäkka kommenden Wanderweg, und der Westgrenze des Abisko-Nationalparks (großes Hinweisschild, da Zelten im Park verboten ist), lichtet sich der Birkenwald und macht einer niedrigen Zwergstrauchheide-Vegetation auf trockenem Gelände und einer Wiesen-Vegetation an feuchteren Standorten Platz. Zugleich eröffnet sich nach Westen der Blick auf die beidseits von hohen Bergen eingerahmte flache Talsohle des Kårsavagge (bedeutet „Ravinental“ wegen der steilen Talhänge) mit dem in einem breiten Schotterbett fließenden Kårsajäkka-Bach (vgl. Foto 82). Ein Blick zurück nach Norden zeigt westlich des durchwanderten Birkenwald-Areals die steilen, felsigen Berghänge des Slättatjäkka. Unterhalb der Felswände und -köpfe erstreckt sich der Birkenwald aufgrund des Windschutzes gegen die vornehmlich aus nordwestlichen Richtungen wehenden Winde bis in Höhen von ca. 750 m ü. M. Einzelne Bäume sind noch wesentlich höher anzutreffen. Nach KULLMAN (2015) ist die lokale, von *Betula pubescens* gebildete Baumgrenze sogar in einer Höhe von ca. 900 m ü. M. anzusetzen, wobei während der letzten

hundert Jahre ein Anstieg von rund 230 m zu verzeichnen war. Außer der erstaunlich hohen Lage der Birkenwaldgrenze fallen die dunkel in Erscheinung tretenden Bestände von hohen Zitterpappeln (*Populus tremula*) am Slättatjåkka-Osthang auf. Im durchwanderten Birkenwald sind auch mehrere alte Waldkiefern (*Pinus sylvestris*) erhalten, doch wurden infolge der dichten Birkenwald-Vegetation nur zwei höhere Bäume vom Weg aus gesichtet. KULLMAN (2015) zufolge verläuft die Baumgrenze der Kiefer im Gebiet in einer Höhenlage von ca. 520 m ü. M.. Die Kiefern repräsentieren Relikte des sich einst weiter nördlich und bis in größere Höhenlagen erstreckenden borealen Nadelwaldgürtels, die im unteren Abisko-Tal infolge der besonders günstigen lokalklimatischen und edaphischen Bedingungen im Schutze der hohen Berge überdauern konnten.



Foto 82: Blick auf das breite Bett des Kårsajåkka-Flusses (ca. 640 m ü. M.) mit zahlreichen durch Schnee- und Eisdruck im Winter und Eisgang während der fröhsommerlichen Schneeschmelze flach eingepressten großen Gesteinsblöcken. Der periodisch überschwemmte Uferbereich ist nahe der Birkenwaldgrenze durch dichtes und hohes Weidengebüsch gekennzeichnet. 3.8.2019

Das im Glimmerschiefer-Komplex (vgl. KULLING 1964) der nordwestlichen Abisko-Berge gelegene Kårsavagge-Tal repräsentiert glaziärmorphologisch ein typisches, im Querschnitt U-förmiges Trogtal, das in seinem Verlauf einer angenähert in westöstlicher Richtung orientierten tektonischen Schwächelinie folgt. Das ursprünglich schmalere fluviale Tal wurde durch die pleistozänen Gletscher verbreitert und vertieft. Auf dem Talboden wurden glaziäre und glazifluviale Sedimente abgelagert, die hohen Talflanken glaziär überschleift. An der Ausmündung in das breit ausgeräumte Abisko-Tal haben die Schmelzwasserbäche der zurückschmelzenden Kårsavagge-Gletscherzunge im weichseleiszeitlichen Spätglazial ein mächtiges glazifluviales Delta aufgeschüttet, in das sich der Kårsajåkka im Laufe des Postglazials auf seinem Weg zum Vorfluter Abiskojåkka eingeschnitten hat. Der rezente Kårsajåkka durchfließt talabwärts drei größere Seen (Wasserspiegelhöhen: 697, 686 und 670 m ü. M. laut topographischer Karte 1:25 000, publiziert 2019) und ist an seinem Unterlauf stellenweise seeartig verbreitert (650-640 m ü. M.). Die einzelnen Seen der Seenkette sind durch moränische und / oder glazifluviale Lockersedimente voneinander getrennt, wobei die Sedimentmächtigkeiten nicht bekannt sind. Der Kårsajåkka-Bachlauf fließt auf einer breiten Schottersohle. Sein Abflußregime ist nival mit einer Abflußspitze während der fröhsommerlichen Schneeschmelze. Die 300-500 m hohen Talhänge bestehen im oberen Abschnitt aus stark zergliederten Felswänden, die im Fußbereich von Sturzschutthalden und -kegeln gesäumt sind, die sich am nordexponierten Talhang stellenweise bis an die Seeufer erstrecken. Zahlreiche Bachläufe stürzen aus den Hochlagen hinab bis an die Seeufer. Ihre Betten sind kerb-, kasten- oder rinnenförmig in die Hänge eingeschnitten. In den tiefsten Bachbetten überdauern langfristige Schneeflecken bis weit in den Sommer, insbesondere an den nordexponierten, schattigen Berghängen. An den südexponierten, sonnigen Unterhängen stockt niedriger Birkenwald, der höhenwärts und taleinwärts in Birkengebüsch übergeht. An den feuchten Bachufern wächst an feinmaterialreichen Plätzen dichtes Weidengebüsch. Die flachen, von sandiger Grundmoräne oder glazifluvialen Sedimenten gebildeten Talbodenabschnitte sind mit Zwergstrauchheiden oder Wiesengesellschaften bedeckt. Die Oberflä-

chen der zahlreichen, mit einer Stein- und Blockstreu überzogenen Schwemmfächer weisen nur eine lückenhafte, zumeist von Gräsern gebildete Vegetationsdecke auf. Dies gilt auch für langfristig schneebedeckte Plätze. Kleinere Talbodenabschnitte sind vermoort, wobei die Torfmächtigkeiten kaum 50 cm übersteigen. Unter den Bodentypen dominieren Podsole, die vor allem als Nanopodsole entwickelt sind. Die Verbreitung der Vollpodsole beschränkt sich auf den Birkenwaldbereich an der Ausmündung des Kårsavagge. Darüber hinaus wurden Moorböden (ohne Permafrost), Ranker und Rohböden auf Lockersubstraten angetroffen. Aufgrund der geringen Torfmächtigkeiten sind Anmoorböden häufiger als echte Moorböden.

Die Talsohle des Kårsavagge wird von glaziären und glazifluvialen Sedimenten gebildet. Nach HOLDAR (1957) dominieren talabwärts der Kårsavagge-Hütte glazifluviale Ablagerungen, talaufwärts moränische Sedimente. Im hier beschriebenen, unteren Talabschnitt treten die Sedimente sowohl deckenförmig als auch formbildend auf. Nicht selten sind moränische Ablagerungen eng mit glazifluvialen Sedimenten vergesellschaftet, wobei eine rasche und zuverlässige Identifizierung und Abgrenzung der beiden Sedimentarten gegeneinander bisweilen schwierig sein kann, insbesondere bei dichter, geschlossener Vegetationsbedeckung. An den Talunterhängen hat zudem stellenweise eine (frostdynamische) Vermischung von Grundmoräne und Verwitterungsmaterial und Hangschutt stattgefunden. Die Morphogenese der vor allem am nördlichen Flussufer in größerer Zahl anzutreffenden Wälle und Hügel läßt sich mangels natürlicher Aufschlüsse, wie etwa fluvialen Anschnitten, oftmals nur mittels Grabung ermitteln. Die größte und auffälligste glazifluviale Ablagerung im unteren Talabschnitt befindet sich ca. 1 km östlich des Vuolemus Kårsavaggejaure-Sees am südlichen Flussufer. Der rund 165 m lange, verzweigte Oswall besteht aus Kiesen mit eingelagerten Sandlinsen. Er ist quer zur Talachse und Bewegungsrichtung der pleistozänen Gletscherzunge angeordnet. Sein Material wurde nach HOLDAR von einem subglaziären Schmelzwasserbach abgelagert. Die Orientierung quer zur Eisbewegung ist ein Indiz, dass das Gletschereis an der Lokalität zum Zeitpunkt der Sedimentation nahezu bewegungslos war. Auf der folgenden Wanderung taleinwärts werden am Nordufer des Kårsavaggejäkka weitere Lockermaterialhügel unterschiedlicher Größe und Gestalt passiert, deren Genese unklar ist. Außer singulären Hügeln und Hügelgruppen sind auch miteinander in Verbindung stehende Hügel entwickelt. Die meisten Hügel sind langgestreckt und 50-100 m lang, wobei die Höhe selten 10 m überschreitet (vgl. Foto 83). Viele Hügel haben eine unregelmäßige Gestalt. Die Ausrichtung der Einzelhügel verläuft bei den längeren Exemplaren zumeist in Richtung der Talachse. Nach Ausweis von Aufschlüssen an Bachufern, Kerben und auf vegetationsfreien Flächen sind Hügel aus Moränenmaterial und solche aus Glazifluvium anzutreffen, an einzelnen Lokalitäten sogar miteinander vergesellschaftet. Relikte ehemaliger Eisrandlagen scheinen in diesem Talabschnitt zu fehlen. Die am ehesten als Endmoräne zu deutende Hügelform im Kårsavagge-Tal (östlich des grasbedeckten Deltas) befindet sich rund 5 km talaufwärts des beschriebenen Oswalles, knapp 1 km westlich der Kårsavagge-Hütte, dem Tagesziel. Der Wall befindet sich auf einer Felschwelle, die das glaziär übertiefte Becken des oberen Kårsavaggejaure-Sees nach Osten abriegelt (vgl. Foto 84). Einregelungsmessungen an Grobkomponenten im Moränenmaterial belegen nach HOLDAR (1957), dass der Wall an einer aktiven Gletscherfront aufgeschüttet worden ist. Die Position auf einer Felsterrasse läßt vermuten, dass der Wall reliefbedingt entstanden ist und seine Existenz somit keine Klimaveränderung zum Zeitpunkt seiner Entstehung indiziert. Vielmehr ist davon auszugehen, dass der Wall nur einen Stillstand im Rückschmelzvorgang markiert, verursacht durch die gewaltige Eismasse im weiträumigen Becken nahe des Eisakkumulationsgebietes (vgl. HOLDAR 1957). Dagegen haben der Hügel, auf dem sich die Hütte befindet, sowie mehrere benachbarte Hügel nach Ausweis der Einregelungsmessungen von HOLDAR eine andersartige Genese. Sie bestehen aus supra- oder englaziär vom Gletscher dorthin transportiertem Material. Da sich keine Hinweise auf Deformationen finden, dürften die Sedimente am Rande eines stagnierenden oder im Abschmelzen begriffenen Gletschers abgelagert worden sein.



Foto 83: Moränen- und Oswälle am Nordufer des Kårsajäkka-Flusses nahe der Einmündung in den unteren Kårsavaggejaure-See (670 m ü. M.). Der Birkenwald erstreckt sich an den wärmebegünstigten südexponierten Berghängen bis in rund 750 m Höhe ü. M.. Im Hintergrund sind die hohen Gipfelbereiche des Kårsatjåkka mit zahlreichen langfristigen Schneefeldern in Nordauslage zu erkennen. 3.8.2019



Foto 84: Blick auf einen Endmoränenwall am Ostende des oberen Kårsavaggejaure-Sees, ca. 1 km westlich der Kårsavagge-Hütte, der die Bucht bis auf einen schmalen Durchlaß vom glaziär übertieften Seebecken abriegelt. Der Wall befindet sich auf einer Felsschwelle und markiert wahrscheinlich einen reliefbedingten, keinen klimainduzierten Gletscherhalt an der Lokalität. 4.8.2019

Die rezente periglaziäre Morphodynamik konzentriert sich am Kårsavaggejåkka-Unterlauf auf die waldfreien Partien der Talsohle. Die Kuppen windexponierter Moränenhügel und glazifluvialer Oswälle sind zumeist von einem vegetationsfreien Deflations- / Auffriersteinpanzer überzogen. An einzelnen höher aufragenden Steinen und Blöcken finden sich gelegentlich Spuren von Windschliff in Gestalt von Facetten. Viele Blöcke sind einseitig flechtenfrei. In feuchteren, feinmaterialreicheren Senken haben sich unter Grasvegetation Thufur entwickelt, die sich zu kleineren Feldern zusammenschließen. Moorpartien sind stellenweise mit niedrigen Pounus besetzt. An den Moorrändern finden sich bei abnehmender Torfmächtigkeit Übergangsformen zwischen Pounus und Thufur. Beide Hügeltypen waren im August frostfrei. Permafrostboden wurde auf der Talsohle selbst unter einer thermisch isolierenden Torfdecke nicht angetroffen. An Plätzen mit saisonaler Wasserüberstauung, die die Entwicklung einer Vegetationsdecke verhindert, sind in schluffig-sandigen, stein- und blockreichen Grundmoränen-Ablagerungen, gelegentlich auch in sandig-kie-sigen glazifluvialen Sedimenten, extrazonale Strukturböden entstanden, wobei offenbar eine Entwicklung von Steininseln zu Steinpolygonen stattgefunden hat (vgl. Foto 45). Die auf der Talsohle sanft auslaufenden Unterhänge sind häufig gelisolifluidal überprägt, wobei bei geschlossener Vegetationsdecke Zungen- und Lobenformen dominieren. Hangaufwärts vollzieht sich oftmals bei ausdünnender Vegetationsdecke ein Übergang zu Formen der gehemmten und „freien“ Gelisolifluktion. Wanderblöcke haben ihren Ursprung

häufig am Rande von Sturzschuttablagerungen unterhalb steiler Felswände. Taleinwärts nimmt die Steilheit der Talhänge zu. Die Talsohle wird von mehreren großen Seen eingenommen. Die flacheren Reliefpartien an ihren Ufern sowie des in Schottern angelegten Kårsavaggejåkka werden zugleich schmaler. Das Relief der vorherrschenden moränischen und glazifluvialen Ablagerungen ist weithin schmalkuppig. Die Vegetation besteht weitflächig aus geschlossenen Zwergstrauchheiden, entlang der Bachläufe aus Weidengebüsch, wodurch die Entwicklung periglaziärer Formen und Ablagerungen verhindert wird. Die periglaziäre Morphodynamik hat ihren Schwerpunkt dort an den Taloberhängen. Es dominieren Steilwände und -hänge. Die weithin anstehenden Glimmerschiefer mit eingeschalteten Marmorbändern begünstigen offenbar durch ihre Petrovarianz und variierende morphologische Wertigkeit die Herauspräparierung von Felsleisten, -gesimsen und -köpfen, wodurch die Einlagerung größerer Schneeansammlungen begünstigt wird. Im stark zergliederten Felsrelief dominieren Verwitterungs- und Abspülvorgänge. Das Prozeßgefüge der Nivation erreicht dort seine größte Wirksamkeit. Die langfristige-saisonale und perennierenden Schneeflecken setzen während der fröhsommerlichen Schneeschmelze viel Wasser frei, das hangabwärts ablatale Feinmaterialverlagerungen und gelisolifluidale Massenbewegungen fördert. Größere Schmelzwasserströme werden in den zahlreichen hangabwärts verlaufenden Rinnen und Ravinen gebündelt. Das Schmelzwasser und seine Sedimentlast werden hangabwärts geleitet und erreichen schließlich die Seeufer oder das Schotterbett des Kårsavaggejåkka. Die mitgeführte Sedimentfracht wird dort infolge der Gefällsverflachung in Gestalt von Schwemmfächern und -kegeln akkumuliert. In den oberen Abschnitten mehrerer Bachbetten werden durch Schmelzwasserstau hinter mächtigen Schneeanhäufungen, insbesondere nach fröhsommerlichen Warmlufteinbrüchen, Naßschneelawinen ausgelöst, die in den Abflußkanälen der Bachbetten bis auf die Talsohle hinabstürzen.

NYBERG (1985) entdeckte die Naßschneelawinen-Bahnen am südlichen Talhang des Kårsavagge, die sich in Bachbetten aus den oberen Hangbereichen bis an die Ufer der drei großen Seen am Talgrund erstrecken. Die beiden östlichen Lawinenbahnen folgen Bachläufen, die kleine Bergseen (>1100 m ü. M.) an der Nordflanke des Kårsatjåkka-Berges entwässern. Die östlichste, bis an das Ufer des Vuolemus Kårsavaggejaure herabreichende Lawinenbahn konnte von NYBERG am 17.6.1982 näher untersucht werden. Die Naßschneelawine war dem schwedischen Autor zufolge nach einem Warmlufteinbruch Anfang Juni 1982 niedergegangen. Sie war am oberen Rande eines 30° geneigten Hangabschnittes durch das Abrutschen eines 1,5-2,0 m mächtigen Schneepaketes entlang vertikaler Bruchflächen als „Slab“-Lawine ausgelöst worden. Vermutlich hatte ein Schmelzwasserstau das Gewicht des Naßschnees, der auf stark geneigten Felsflächen lag, maßgeblich erhöht. Teile der Schneelagen wurden beim Aufbrechen der Bacheisdecke in Naßschnee umgewandelt. Einige hundert Meter oberhalb des Felskopfes, an dem die Lawine ihren Anfang nahm, fand NYBERG kleinere Bruchareale in der Schneedecke bzw. Naßschneeströme, erkennbar an kleinen Schneewällen und -loben entlang des Bachbettes, die in ihrem Erscheinungsbild an die Schneedecke oberhalb des Ridonjira-Wasserfalles nach der bereits beschriebenen Naßschneelawine vom 2. Juni 1982 erinnerten. 30 m oberhalb der Auswanderungsnische am Kårsatjåkka fand NYBERG die folgenden stratigraphischen Schnee- und Eisverhältnisse im Bachbett: An der Basis befand sich eine ca. 5 cm dicke Eiskruste über dem gefrorenen Untergrund. Zwischen der oberen, harten Schicht der Schneeansammlung und der weichen Schicht aus metamorphosiertem Schnee darunter existierten Reste einer weitgehend geschmolzenen Eislage, die wahrscheinlich als Gleitfläche für die Lawine fungiert hatte. Die exakten Verhältnisse am Auslösepunkt der Lawine konnte NYBERG allerdings aufgrund des gefährlichen Steilreliefs nicht analysieren. Das Material der Naßschneelawine bestand vornehmlich aus sauberen, harten Schneeböcken, die vor allem auf dem linken Abschnitt des Lawinenfächers am Hangfuß abgelagert worden waren. Schmutziger Naßschnee erstreckte sich über eine längere Distanz hangabwärts bis auf den distalen, rechten Abschnitt des Lawinenfächers.

Als Endpunkt der ersten Tagesetappe bietet sich ein Zeltplatz am grasbedeckten Flussufer unmittelbar westlich der Kårsavagge-Hütte an. Von dort aus hat man u. a. Zugang zum Hügelgebiet mit der 2019 erneuerten Hütte (vgl. Foto 85). Sie befindet sich in erhöhter Lage am Westende des mittleren Kårsavagge-Sees, dicht am Zufluß aus dem oberen Kårsavagge-See, der an einer nahe gelegenen Furt überquert werden kann. Vom Zeltplatz aus kann man sowohl das in Lockersedimenten angelegte Hügelgebiet im Umkreis der Hütte als auch die von HOLDAR (1957) als Endmoräne gedeutete Landzunge im oberen Kårsavagge-See

(ca. 700 m weiter westlich) studieren. Am nächsten Tag erfolgt die Wanderung durch das „hängende“ Latnjavagge-Tal zum Harpass mit Rückkehr durch das ebenfalls „hängende“ östliche Kuoblavagge-Tal ins Kårsavagge. Eine Durchführung der Wanderung in dieser Richtung bereits auf dem Hinweg ist dringend zu empfehlen, da der grasbedeckte Kårsavagge-Talhang unterhalb des Kuoblavagge bei einem Höhenunterschied von rund 400 m sehr steil ist und ein Abstieg mit schwerem Rucksack wesentlich leichter ist als ein Aufstieg in umgekehrter Richtung.



Foto 85: Blick auf die Anlage der Kårsavaggestuga am Westende des mittleren Kårsavaggejaure-Sees (686 m ü. M.). Die Hütte befindet sich nahe dem schmalen Zufluß aus dem oberen Kårsavaggejaure-See (697 m ü. M.) auf einem Moränenhügel. Er ist wie die übrigen moränischen Ablagerungen zwischen den beiden Seen Teil einer Eisrandlage, die offenbar am Rande eines klimabedingt stagnierenden Gletschers entstanden ist. 3.8.2019

Der nahe der Hütte mit einem Wegweiser ausgeschilderte Wanderweg ins Latnjavagge-Tal verläuft zunächst mit mehreren Serpentinaugen diagonal am dicht mit einer Gras- und Zwergstrauch-Vegetation bedeckten, relativ steilen Hang, wobei ein Höhenunterschied von rund 200 m zu überwinden ist (vgl. Foto 86). Nahe einer Spitzkehre in ca. 900 m Höhe ü. M. reicht der im Lockermaterial (Verwitterungsschutt der lokal anstehenden Glimmerschiefer mit Moränennestern) angelegte, stellenweise steinige, gut kenntliche, bis zu 1 m breite Weg nahe an einen attraktiven Wasserfall heran, an dem der aus dem Latnjavagge-Tal kommende Bachlauf über eine Felsstufe aus morphologisch hartem Gestein zu Tal stürzt (vgl. Foto 87). Anschließend folgt der Pfad dem oberen Rand der tief in das hügelige Felsrelief eingeschnittenen Ravine des Latnjavaggejäkka. Knapp 100 m oberhalb des Wasserfalles kann man einen Felsvorsprung erklimmen, von dem aus man die Seenlandschaft am Grunde des Kårsavagge-Tales einschließlich des Hügelgebietes im Umkreis der Kårsavaggestuga hervorragend überblicken kann (vgl. Foto 88). Auf der weiteren Wanderung hat man an verschiedenen Stellen Einblicke in das an der Talauströmung tief und schluchtartig ausgeräumte Latnjavagge-Tal (vgl. Foto 89). Nach einigen hundert Metern Wanderstrecke verflacht das Relief (vgl. Foto 90). An die Stelle der Felsberge treten Lockermaterialkuppen und -wälle. Der Bachlauf fließt nun in einem breiten Schotterbett und kann nach der frühlingshaften Schneeschmelze auf halber Strecke zwischen der Talauströmung und dem Latnjavaggejaure-See Richtung Norden leicht überquert werden. Von der Furt aus sind es noch rund 1,5 km Wanderweg bis zur Forschungsstation der Universität Göteborg am Seeufer (vgl. Foto 91). Nahe der Forschungsstation ist der Pfad an Plätzen mit zeitweise feuchter Grasvegetation mit breiten und dicken Holzbohlen versehen. An der Station untersuchen Botaniker und Vegetationskundler u. a. den Einfluß des aktuellen Klimawandels auf die Hochgebirgsflora und -vegetation. BEYLICH (Dept. Erdwissenschaften Univ. Uppsala, ab 2005 Geol. Survey von Norwegen, Trondheim) hat die Station im Zeitraum 1999-2009 als „Basislager“ für seine Feldforschungen zur aktuellen kaltklimatischen Geomorphodynamik im Latnjavagge-Tal genutzt.



Foto 86: Aufstieg von der Kårsavagge-Hütte diagonal am nördlichen Trogtalhang zur Mündung des Latnjavagge-„Hängetales“ in das Kårsavagge-Tal. Der schmale, recht steile Weg verläuft im Hangschutt aus Verwitterungsmaterial der lokalen Festgesteine sowie blockreichem Moränenmaterial. Es dominiert eine schütterere Zwergstrauch-Vegetation. 6.8.2019



Foto 87: Wasserfall des Latnjavaggejäkka-Baches, der an einer Felsstufe aus morphologisch hartem Schiefer-Gestein nahe einer Spitzkehre des Weges ins Kårsavagge-Tal stürzt. 6.8.2019



Foto 88: Blick von der Ausmündung des Latnjavagge-Tales in das Kårsavagge-Tal mit dem Haikantjärro-Berg auf der gegenüber liegenden Talseite. Im Talgrund ist die Anlage der Kårsavagge-Hütte am Westende des mittleren Kårsavaggejaure-Sees auf den moränischen Ablagerungen am schmalen Abfluß aus dem oberen Kårsavaggejaure-See zu erkennen. 6.8.2019



Foto 89: Blick taleinwärts in das nahe der Talmündung tief, kerbförmig und stellenweise schluchtartig in die schräg einfallenden Schieferschichten eingesenkte Latnjavaggejåkka-Tal. Die Abmessungen der Talform lassen sich mit den postglazialen Abflußverhältnissen nicht hinreichend erklären. Das Tal wurde vermutlich von den beim Abschmelzen des weichseleiszeitlichen Talgletschers im Spätglazial freigesetzten Schmelzwässern in den Untergrund erodiert und im Postglazial nur geringfügig überprägt. 6.8.2019



Foto 90: Blick in den oberen, breiteren Abschnitt des felsigen Latnjavaggejåkka-Tales. Der Bachlauf fließt am Fuße eines Steilhanges (links). Der nordöstliche Talhang ist flach und vom pleistozänen Gletschereis glattgeschliffen. Das rezente Bachbett ist maximal 10 m in dieses Niveau eingetieft. Im Bildhintergrund sind die Hänge des Latnjatjåkka-Bergzuges mit zahlreichen langfristigen Schneeflecken zu erkennen. 6.8.2019



Foto 91: Blick in das Latnjavagge-Trogtal mit dem Latnjajaure-See (981 m ü. M.) und der Forschungsstation der Universität Göteborg an seinem Ostufer. Der 0,73 km² große See grenzt im Westen an die Felswände und Steilhänge des knapp 1400 m ü. M. aufragenden Latnjatjåkka-Bergzuges (links). Der von glazifluvialen und glaziären Lockersedimenten bedeckte Talboden ist weithin von Zwergstrauch- und Wiesen-Gesellschaften bedeckt. 6.8.2019

Das Latnjavagge-Tal (Einzugsgebiet) hat nach BEYLICH (vgl. u. a. 2008, 2011) eine Fläche von ca. 9 km², eine Länge von ca. 4,6 km und eine Höhererstreckung von 950-1440 m ü. M. Das Festgestein besteht hauptsächlich aus Glimmerschiefeln und eingeschalteten Marmorlagen (vgl. KULLING 1964). Im Nordabschnitt des Tales finden sich kleinere Granit-Intrusionen. Der genaue Deglaziationsverlauf des Talbeckens während des weichseleiszeitlichen Spätglazials ist nicht bekannt, dürfte aber im Zeitraum 8 000-10 000 Jahre BP stattgefunden haben (vgl. ANDRÉ 1995). Die Talumrahmung bilden flachwellige Plateauflächen in Höhenlagen von 1300-1400 m ü. M., die mit hohen Felswänden und Steilhängen zum flachen Talgrund in 950-1200 m Höhe ü. M. abfallen. Der untere Abschnitt des Talbodens wird vom Latnjajaure-See (0,73 km²; 981 m ü. M.) und einer Serie von Moränenwällen eingenommen (vgl. u. a. BEYLICH 2008, 2011). Am nordwestlichen Talende befindet sich ein kleiner runder Karsee (1174 m ü. M.; vgl. Foto 92). Die Lo-

ckersedimentdecke über dem Festgestein ist weithin dünn und erreicht nur lokal Mächtigkeiten von mehreren Metern (vgl. BEYLICH 2004). Die Verbreitung von alpinem Permafrostboden im Latnjavagge ist unklar. Nach dem Modell von RIDEFELT, ETZELMÜLLER et al. (2008) sind die felsigen und blockfeldbedeckten Hochflächen am Rande des Tales mit großer Wahrscheinlichkeit von Permafrost unterlagert, der vermutlich in diskontinuierlicher Verbreitung vorliegt. Die zahlreichen perennierenden Schneeflecken am ostexponierten, schattigen Talhang und die zahlreichen Schneefelder in der hoch gelegenen Karmulde am Talursprung deuten auch dort auf die Existenz von Gebirgspermafrost. Möglicherweise sind nur das Seebecken des Latnjajaure und der Talboden bis zur Talmündung in das Kårsavagge-Tal permafrostfrei. Morphologische Permafrostindikatoren, wie z. B. Palsa-Hügel, wurden in den vermoorten Talbodenabschnitten am Nordwestufer des Latnjajaure nicht angetroffen. Möglicherweise sind die hohen winterlichen Schneemengen der Palsa-Entwicklung und -Erhaltung abträglich, da sie das Eindringen der winterlichen Kältewellen in den Untergrund aufgrund ihrer thermisch-isolierenden Wirkung behindern. Außer Moorböden sind Nanopodsolen und Rohböden in Gestalt von Lithosolen und Regosolen entwickelt. Das Einzugsgebiet zählt nach BEYLICH (vgl. u.a. 2008, 2011) zur mittelhohen Vegetationsstufe, wobei sich die geschlossene, zusammenhängende Vegetationsdecke aus Zwergstrauchheiden, alpinen Rasengesellschaften und Mooren bis in Höhenlagen von bis zu 1300 m ü. M. erstreckt.

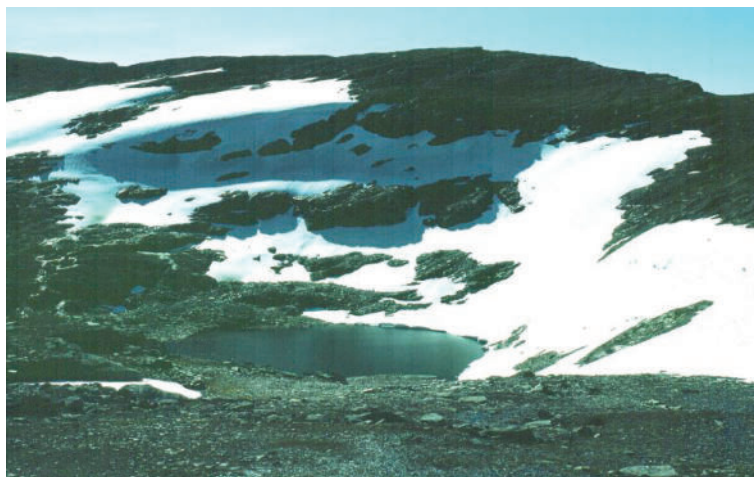


Foto 92: Blick vom Wanderpfad am Südhang des Pajep Káppatjåkka (Harpas-Gebiet) in den Talschluß des Latnjavagge. Er enthält einen kleinen Karsee, ist inzwischen gletschereisfrei. Die steilen Karwände und -hänge sind im Lee der vorherrschenden NW-Winde von mächtigen Schneefeldern bedeckt, die in Schattlagen perennieren. 15.8.2015

BEYLICH hat die aktuellen gravitativen und fluvialen Stoffverlagerungen im subarktischen, vom Golfstrom an der nahen Atlantikküste beeinflussten periglaziären Kaltlima gelegenen Latnjavagge-Tal detailliert untersucht und bilanziert (vgl. u. a. BEYLICH 2008, 2011). Es werden die absolute und relative Bedeutung der verschiedenen Prozeßabläufe für die Hang- und Talbildung, deren räumliche und zeitliche Variabilität und Intensität, die geomorphologischen Auswirkungen eines Starkregen-Ereignisses und eines seltenen, außerordentlich markanten Naßschneelawinen-Abganges analysiert und bewertet, eine Massenbilanz für das gesamte Einzugsgebiet erstellt sowie daraus Rückschlüsse auf Tendenzen der gegenwärtigen Reliefentwicklung gezogen. Der wissenschaftliche Ansatz ist somit der zukunftsweisenden Studie von RAPP (1960) im bereits vorgestellten Kärkevage-Tal vergleichbar, wenn auch die von BEYLICH rund 50 Jahre später angewendete Methodik im Hightech-Zeitalter naturgemäß ausgefeilter ist. Im jährlichen Massentransfer dominiert nach BEYLICH der fluviale Stofftransport gegenüber den Hangprozessen, wobei der Lösungstransport in den Gerinnen bedeutsamer ist als der Feststofftransport. An den Hängen sind Steinschlag und das Abstürzen größerer Blöcke dominant, gefolgt vom Abtrag durch Lösungsvorgänge, aquatische Feststoffverlagerung, Schnee- und Naßschneelawinen, Bodenkriechen und Gelisolifluktion, Schuttströmen, Translationsrutschungen und äolischem Abtrag. Die Intensität der aktuell ablaufenden geomorphologischen Prozesse ist insgesamt gering. Die seit der Deglaziation vom weichseleiszeitlichen Inlandeis zur Verfügung stehende Zeitspanne hat bei der geringen Intensität des denudativen Abtragungsgefüges bisher nicht ausge-

reicht, um den von den pleistänen Gletschern geschaffenen geomorphologischen Formenschatz maßgeblich und im Landschaftsbild deutlich erkennbar umzugestalten. Vergleicht man die Ergebnisse zur rezenten Massenbilanz und Reliefentwicklung im Latnjavagge-Tal (vgl. u. a. BEYLICH 2008, 2011) und Kärkevagge-Tal (vgl. RAPP 1960), finden sich Ähnlichkeiten und signifikante Unterschiede. RAPP hob in seiner Studie in Kärkevagge die große Bedeutung der chemischen Verwitterung und Abtragung hervor. Dieses Ergebnis wurde inzwischen durch neuere Studien im Tal bestätigt (vgl. u. a. DIXON, THORN & DARMODY 2008): Wie im Latnjavagge spielen abluale Prozesse in Kärkevagge nur eine untergeordnete Rolle in der Sedimentbilanz (vgl. RAPP 1960, STRÖMQUIST 1983, 1985).

Einen wesentlichen Unterschied zwischen den Transportbilanzen der beiden Täler stellt die große Bedeutung von Rutschungen und Muren im Kärkevagge-Tal dar. Der hohe Stellenwert der Rutschungen und Muren in Kärkevagge basiert allerdings auf Massenverlagerungen, die im Wesentlichen im Gefolge eines einzelnen extremen Starkregens im Oktober 1959 am Ende von RAPPs neunjähriger Forschungstätigkeit stattfanden. Berücksichtigt man die langen Zeitabstände zwischen dem Auftreten solcher Starkregen-Ereignisse als Hauptauslöser der beiden geomorphologischen Abtragungsvorgänge, könnte die von RAPP berechnete mittlere jährliche Abtragsrate möglicherweise zu hoch sein (vgl. u. a. NYBERG 1985, BEYLICH 2008, 2011). Verknüpft man die Ergebnisse zur Hang- und Talbodenformung im Latnjavagge-Tal, lassen sich aktuelle Tendenzen der Reliefentwicklung ableiten. Die Zurückverlegung von Felswänden, -leisten und -köpfen an den Oberhängen und die Weiterentwicklung von Sturzschutthalden und -kegeln darunter führen auf lange Sicht zu einer äußerst langsamen Talverbreiterung. Die Talsohle ist am Oberlauf zwischen dem Talschluß und dem Delta im Latnjajaure-See durch fluvialen Materialtransport gekennzeichnet, im Deltabereich und im See durch Sedimentation und zwischen dem See-Auslauf und der Ausmündung des Latnjavagge in das Kårsavagge durch eine geringe fluviale Tiefenerosion (vgl. BEYLICH 2008; Abb. 42).

Geomorphologische Karte des Latnjavagge-Einzugsgebietes

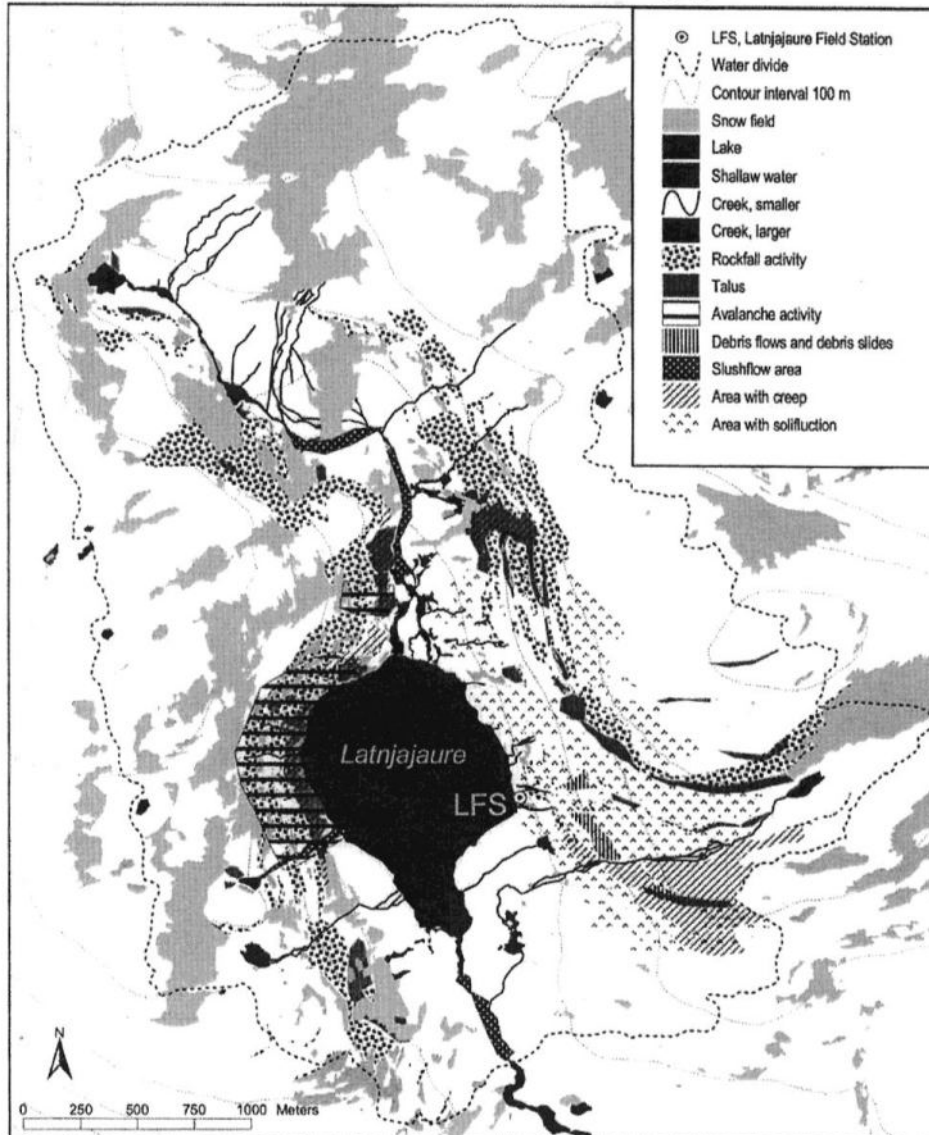


Abb. 42: Geomorphologische Karte des Latnjavagge-Einzugsgebietes (aus BEYLICH 2008)

Der Wanderweg von der Forschungsstation zum Talschluß verläuft zunächst am Fuße des Latnjatjärro-Berges. Nach Westen fällt der Blick auf den Latnjajure-See, der unmittelbar an den Steilabfall des Latnjatjåkka grenzt, der sich durch ein auffällig gestuftes Felsrelief aus Steilwänden, Felsterrassen und -leisten auszeichnet, das offensichtlich die Petrovarianz und unterschiedliche morphologische Wertigkeit der Gesteine widerspiegelt. Den Steilwänden sind Sturzschutthalden und -kegel vorgelagert, die das westliche Seeufer bilden. Talaufwärts schließt sich das abseits der aktiven Gerinne von Grasheiden und Feuchtwiesen bedeckte Latnjajure-Delta an. Stellenweise sind kleinere Felder aus schildförmigen Thufur und Pounus entwickelt. Die feuchtesten Deltapartien sind versumpft. Bei stichpunktartigen Grabungen Ende August fanden sich bis in ca. 1 m Tiefe keine Hinweise auf die Existenz von Permafrostboden. Die Vegetationsdecke des Talbodens wird in Höhenlagen ab 1050-1100 m ü. M. immer lückenhafter. Im obersten Talabschnitt, zwischen dem kleinen See und dem Karsee am Talschluß (1174 m ü. M.), wird die Talsohle weiträumig von Verwitterungsschutt mit Moränenresten und nackten, glattgeschliffenen Felsflächen gebildet. An den Talhängen überdauern zahlreiche Schneefelder bis weit in den Sommer oder perennieren. Am westlichen Steilhang der Karnische existiert ein mächtiges Schneefeld, dessen Oberfläche steil in den Karsee abfällt. In diesem Talabschnitt ist die Orientierung bei dichtem Nebel etwas schwierig. Der Wanderweg zum Harpass zwischen dem Latnjavagge und dem Kuoblavagge verläuft östlich des Schotterbettes des kleinen, den Kar-

see und das Schneefeld entwässernden Bachlaufes. Er ist zwar mit pyramidenförmig übereinander geschichteten Blöcken markiert, doch sind deren Abstände zu groß, um bei dichtem Nebel, der an dieser Lokalität keine Seltenheit ist, eine sichere Orientierung im Gelände zu gewährleisten. Es besteht die Gefahr, unerwartet am Ufer des Karsees, am Fuße des steilen Schneefeldes oder vor der Felswand am Talschluß zu stehen. Bei guter Sicht ist die Route zum Harpass jedoch leicht zu finden. Rückblickend bietet sich von der Anhöhe östlich des Passes ein exzellenter Blick auf den Karsee.

Den besten Einblick in das östliche Kuoblavagge-Tal als letztem Abschnitt der Tagesetappe hat man vom Südwesthang des Pajep Kåppatjåkka-Berges unmittelbar nördlich der Passhöhe (vgl. Foto 6; Zeltplatz 2 der Exkursion I durch die nordwestlichen Abisko-Berge). Die Sicht erstreckt sich über die namenlosen Seen 1187 m und 1174 m ü. M. auf der Talsohle im Vordergrund und den Kuoblatjärro-Berg (1375 m) im Hintergrund. Danach erfolgt der Abstieg vom Pass auf die rund 70 m tiefer gelegene Talsohle des Kuoblavagge. An der Weggabelung östlich des Sees 1187 m ü. M. wählt man die südliche Variante und folgt der wenig begangenen, nicht markierten Route am Fuße des Latnjatjåkka etwa 2,5 km talabwärts in Höhenlagen von 1200-1000 m ü. M. über ausgedehnte Schneefelder und steinig-blockiges Terrain mit einzelnen Vegetationsinseln bis zur „hängenden“ Talmündung in das Kårsavagge. Es werden drei Seen auf der Talsohle in Höhenlagen von 1187 m, 1174 m und 1136 m passiert, die miteinander in Verbindung stehen und zum Kårsavagge-Tal hin entwässern. Von den Seen verdient der mittlere besondere Beachtung, da er dem vom Kuoblatjärro herabziehenden Kuoblavagge-Gletscher vorgelagert ist und teilweise von einem grobblockigen Moränenwall umgeben ist. Die Gletscherfront grenzte noch vor nicht allzu langer Zeit an den See und bildete ein Eiskliff. Bei Feldbegehungen im August 2015 und 2019 war dies nicht mehr der Fall; die Gletscherfront war zurückgeschmolzen und „land-based“. Allerdings konnte der Rückschmelzbetrag aufgrund mächtiger Schneeansammlungen zwischen der flachen Gletscherfront und dem Seeufer nicht ermittelt werden. KARLÉN (1973, 1981) besuchte die Lokalität in den 1970er Jahren. Damals bildete der Kuoblavagge-Gletscher (Kuoblavaggeglaciären) ein rund 10 m hohes Eiskliff im See. Da der See von einem Moränenwall umgeben ist, muß der Gletscher einst das gesamte Seebecken ausgefüllt haben. Dies war zu Beginn der 1500er Jahre oder früher der Fall, wie KARLÉN (1981) aus lichenometrischen Daten schließt. Die Auswertung von lakustrinen Sedimenten aus dem tiefer gelegenen See (1136 m ü. M.), der als Sedimentationsbecken fungiert, läßt KARLÉN vermuten, dass der Gletscher während der längsten Zeit des Holozäns inaktiv und klein war, vor allem in der Mitte des Holozäns, dass es aber mehrere Gletschervorstöße gab. Ob der letzte Gletschervorstoß tatsächlich schon mindestens 500 Jahre zurückliegt, wie KARLÉN annimmt, erscheint äußerst fragwürdig, berücksichtigt man das Verhalten des Ekman-Gletschers und des Rodhe-Gletschers, die nur 4 km bzw. 1 km entfernt in ähnlicher Höhenlage gelegen sind. Beide Gletscher erstreckten sich noch vor 50 Jahren weit in die vorgelagerten, inzwischen von Seen eingenommenen Mulden. Zwischen dem untersten See und der „hängenden“ Ausmündung des Tals in das Kårsavagge finden sich, ca. 500-1000 m vom Seeufer entfernt, entlang des Bachlaufes sanft geneigte, grasbewachsene Hangpartien in Höhenlagen um 1000 m ü. M., die aufgrund ihrer Trinkwassernähe und attraktiven Aussicht unmittelbar vor dem steilen, Konzentration erfordernden Abstieg ins Kårsavagge für eine Zeltübernachtung besonders geeignet sind. Vom Rande der leicht geböschten Grasfläche hat man bei guter Sicht nach Südwesten einen hervorragenden Ausblick auf den von den hohen Felswänden des Kårsatjåkka (1558 m), Vassitjåkka (1590 m) und Piran (1408 m) eingerahmten Kårsavagge-Talschluß mit den Resten des seit der „Kleinen Eiszeit“ stark zurückgeschmolzenen Kårsa-Gletschers (vgl. Fotos 93 und 94).



Foto 93: Von der Ausmündung des Kuoblavagge in das Kårsavagge hat man aus rund 1000 m Höhe ü. M. vom Bachufer aus einen hervorragenden Ausblick auf das vergletscherte Bergpanorama am Ende des Kårsavagge-Tales. Die nahezu ebenen Reliefpartien neben dem Abflußkanal bieten beste Voraussetzungen für ein Biwak. 4.8.2019



Foto 94: Am unmittelbaren Talrand dominieren stärker geneigte feuchte Wiesenflächen. Von dort aus überblickt man das grasbedeckte Delta des Kårsavagge-Flusses am oberen Kårsavaggejaure-See sowie das talaufwärts anschließende Vorland des Kårsajöklers. Im Hintergrund sind außer dem Kårsajökler die hoch gelegenen Gletscher am Kårsatjåkka-Gipfel und auf dem Vassitjåkka-Plateau zu erkennen. 4.8.2019

Der Abstieg zur Kårsavagge-Talsole zu Beginn der nächsten Tagesetappe erfolgt in Bachnähe. Der Bachlauf stürzt nach dem Passieren der Grasfläche über mehrere Gefällsstufen rund 400 m hinab ins Kårsavagge-Tal. Er bildet dabei eine Reihe von kleinen Wasserfällen, die aufgrund ihrer dichten kaskadenförmigen Anordnung beim Blick hangaufwärts ein höchst attraktives Bild abgeben (vgl. Foto 95). Der Bachlauf hat sich tief in die Lockermaterialdecke des mit Gräsern und niedrigen Zwergsträuchern bewachsenen Hanges eingeschnitten und das im Untergrund anstehende Festgestein freigelegt. Der größte Teil der abgetragenen Lockersedimente wurde am Hangfuß in Gestalt eines Schwemmfächers akkumuliert. Größere Blöcke aus dem Oberhangbereich wurden auf den Felsleisten am Unterhang im breiteren, weniger tief eingeschnittenen Bachbett zurückgelassen. Das Bachbett ist am oberen Rande des Steilhanges schluchtartig in den Fels eingeschnitten. In den dortigen Lee- und Schutzlagen bilden sich häufig größere Schneeansammlungen, die das während der fröhsommerlichen Schneeschmelze aus den höheren Lagen im Bachbett angelieferte Schmelzwasser aufstauen können. In der Folge kommt es bisweilen zur Bildung von Naßschnee,

der den Hang als Naßschneelawine herunterstürzt und ebenfalls Lockermaterial aus dem Bachbett entfernt. NYBERG (1985) hat das Bachbett in einer Übersichtskarte als Naßschneelawinen-Lokalität vermerkt. Beim Abstieg am Rande des Bachbettes ergeben sich an Bachanschnitten interessante Einblicke in den sedimentären Aufbau der Lockermaterialdecke über dem Festgestein. Der Hangschutt besteht vorwiegend aus Verwitterungsprodukten der lokal anstehenden Festgesteine, enthält aber auch Nester und dünnere Lagen aus Grundmoräne oder Glazifluvium.

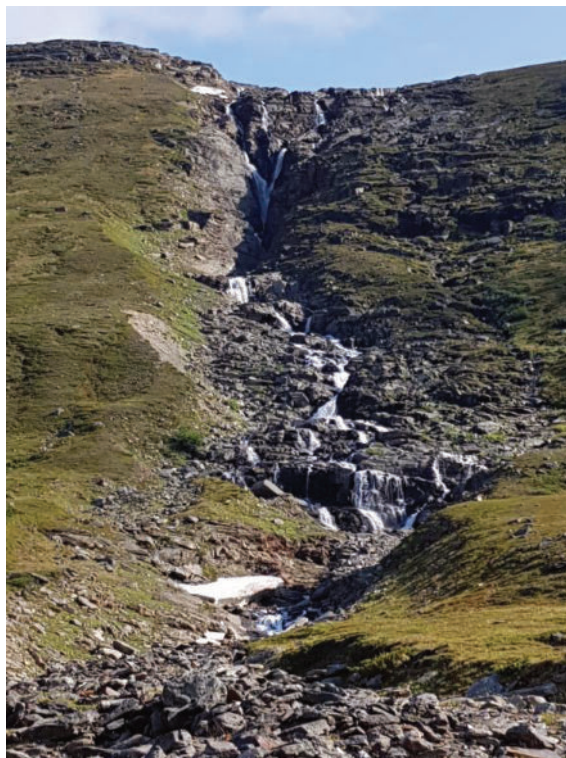


Foto 95: Der Bachlauf aus dem Kuoblavagge stürzt vom oberen Talrand mit zahlreichen kleinen Wasserfällen kaskadenartig rund 300 m zur Talsohle des oberen Kårsavagge (ca. 700 m ü. M.) herab. Der kerbförmig in den Hang eingeschnittene Abflußkanal fungiert bei Warmlufteinbrüchen während der Schneeschmelze und durch Schneeanstimmungen im oberen Bachbett verstopftem Abfluß als bevorzugte Abflußbahn für Naßschneelawinen. 6.8.2019

Am Hangfuß befindet sich an einem kleinen, grasbewachsenen Hügel ein altes Hinweisschild. Der hölzerne Wegweiser am Eisenfuß ist nicht beschriftet. Hier trifft die Wanderroute aus dem Kuoblavagge auf den gekennzeichneten Wanderweg von Abisko zum Kårsa-Gletscher. Vom Hügel aus hat man einen ausgezeichneten Blick auf die grüne, grasbedeckte Deltafläche und die angrenzenden Talhänge (vgl. Fotos 96 und 97). Die Exkursionsstrecke verläuft von dort aus am Nordostrand des weiträumigen postglazialen Schmelzwasserdeltas taleinwärts. Von den unteren Hangabschnitten kann man das abseits der rezenten Abflußbahnen vegetationsbedeckte Delta vor den hohen Steilabfällen auf der gegenüber liegenden Talseite überblicken. An der Einmündung des Bachlaufes aus der gletscherfreien Karmulde zwischen Kuoblatjärro und Piran in den aus Westen vom Kårsa-Gletscher kommenden Gletscherbach folgt man dem tief eingeschnittenen Bachbett in der Mulde hangaufwärts bis in ca. 900 m Höhe ü. M. Dort finden sich im sonst recht steil ansteigenden Muldenboden am nordöstlichen Bachufer einige mit einer dichten Grasvegetation versehene Verflachungen, die zum Zelten geeignet sind (vgl. Foto 98). In der Umgebung des Zeltplatzes existieren mehrere kleine Hügel, die talabwärts einen hervorragenden Ausblick auf die Deltafläche gewähren. Der nahe Bachlauf stürzt in mehreren, hintereinander geschalteten Wasserfällen zu Tal (vgl. Foto 99). Der Zeltplatz hat zudem eine strategisch günstige Position als „Basislager“, da er sowohl Zugang zum vergletscherten Kårsavagge-Talschluß als auch zu den Hochlagen im Piran-Kärketjärro-Kuoblatjärro-Gebiet bietet. Beide Gebiete können von dort aus mit leichtem Gepäck im Rahmen einer Halbtagestour erschlossen werden.



Foto 96: Von einem kleinen, nahe gelegenen Moränenhügel am Hangfuß hat man einen ausgezeichneten Überblick über das grasbewachsene Delta des Karsavagge-Flusses im oberen Karsavaggejaure-See. Taleinwärts blickt man auf die Deltawurzel mit den schuttgesäumten Steilwänden des Piran-Berges und des vergletscherten Vassitjåkka-Plateaus im Hintergrund. 6.8.2019



Foto 97: Blick über das postglaziale, inzwischen durch eine dichte Grasvegetation abseits der Abflußbahnen festgelegte Delta auf die von mächtigen, durch Lawinenbahnen und Murgänge überprägten Sturzsutthalden gesäumten Steilwände des Haikantjärro-Karsatjåkka-Bergzuges auf der südwestlichen Talseite. 6.8.2019



Foto 98: Zeltplatz an der Ausmündung der weiträumigen, gletscherfreien Karmulde zwischen den Bergen Kuoblatjärro und Piran. Der Abfluß aus dem Kar (in Zeltplatznähe) und der Gletscherbach des Kårsajökel aus dem oberen Kårsavagge (dahinter) vereinigen sich an der Wurzel des Deltas im oberen Kårsavagge. 4.8.2019

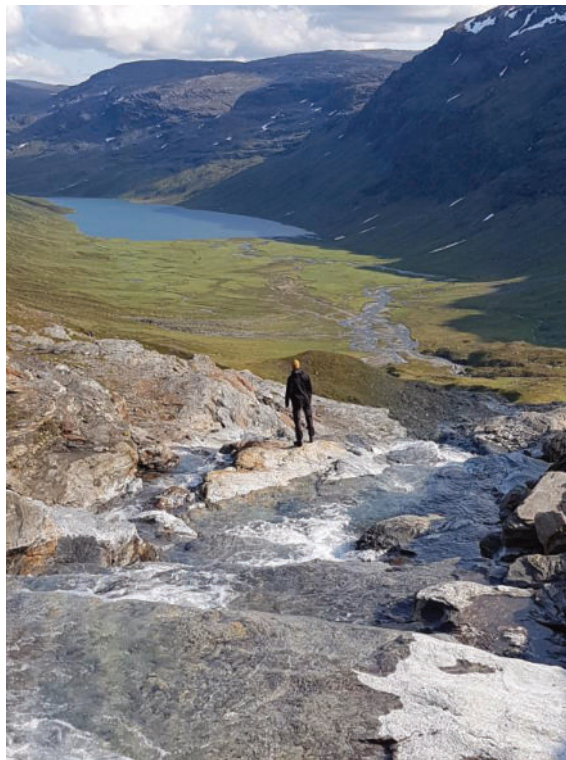


Foto 99: Blick vom Wasserfall in der Karmulde oberhalb des Zeltplatzes (ca. 950 m ü. M.) auf das weitflächige glazifluviale Delta des Kårs-Gletschers im Talgrund mit dem oberen Kårsavaggejaure-See dahinter. Das Delta wird auf der rechten Talseite vom Kårsatjåkka-Steilabfall (im Schatten) begrenzt. 4.8.2019

Richtung Kårs-Gletscher überquert man zunächst den zelt nahen Bachlauf und wandert dann auf den von einer niedrigen Gras- und Zwergstrauch-Vegetation bedeckten Unterhängen des Piran-Berges oberhalb des Talgrundes westwärts. Der rezente Gletscherbach durchbricht und umfließt auf der breiten, in glazifluvialen Schottern angelegten Talsohle mehrere markante, subparallel angeordnete, grobblockige Endmoränenbögen unbekannter Alters, die sich mit Vorsicht als Jahresmoränen (De Geer-Moränen) deuten lassen (vgl. Foto 100). Nach gut 1 km Wanderstrecke versteilt sich der Talboden. Beim Anstieg um mehr als 150 Höhenmeter verschmälert sich das Bachbett. Der Gletscherbach fließt im felsigen Gelände und hat sich stellenweise klammartig in den Untergrund eingetieft. Das oberhalb des Steilhanges gelegene flachwellige,

lockermaterialbedeckte, vegetationsarme Terrain erstreckt sich über eine Länge von ca. 1,3 km bis zu einer quer zur Talachse angeordneten Felsschwelle mit Blockstreu-Auflage, die den Gletschersee vor der aktuellen Gletscherfront aufstaut (vgl. Fotos 101 und 102). Typische Moränenwälle, etwa in Gestalt von Endmoränenwällen, sind selten. Stattdessen dominieren schluffig-sandige, stein- und blockreiche Grundmoränendecken mit inselhaft eingestreuten Flächen aus Glazifluvium.



Foto 100: Blick auf zwei etwa parallel angeordnete, grobblockige, 5-10 m hohe, nicht datierte Endmoränenwälle auf dem von glazifluvialen Sedimenten gebildeten Talboden, die sich mit Vorsicht als Jahresmoränen aus der Endphase der „Kleinen Eiszeit“ zu Beginn des 20. Jahrhunderts einordnen lassen. Die vegetationsfreien Wälle werden vom aktuellen Gletscherbach des Kårsajökels etwa in der Talmitte durchflossen. 5.8.2019



Foto 101: Rund 1 km taleinwärts der Endmoränenwälle versteilt sich das Terrain. Nach einem Anstieg um mehr als 150 m durchfließt der Gletscherbach felsiges Gelände mit Blockstreu-Auflage. 5.8.2019



Foto 102: Oberhalb eines Steilhanges, in den sich der Gletscherbach klammartig eingeschnitten hat, folgt eine ca. 1,3 km lange Laufstrecke in steinig-blockigem Lockermaterial, in dem der eisüberschliffene Fels nur inselhaft zutage tritt. Sie grenzt taleinwärts an eine markante, stellenweise von Lockermaterial bedeckte Felsschwelle, die den Gletschersee vor der aktuellen Gletscherfront aufstaut. 5.8.2019

Nach Ausweis alter Fotos, u. a. in SVENONIUS (1910) und WALLÉN (1948) erstreckte sich die Zunge des Kårsa-Gletschers um 1910 nach einem Vorstoß, gekennzeichnet durch ein Anschwellen des Gletscherandes, bis in die Mulde am Fuße des Steilhangs. Gletschereis bedeckte damals sowohl den inzwischen eisfreien Steilhang als auch das flachwellig-hügelige Relief darüber bis zur aktuellen Gletscherfront. Die Klimaerwärmung am Ende der „Kleinen Eiszeit“ leitete das Rückschmelzen der Gletscherfront ein. Etwa seit 1912 schmolz der Gletscher mit Ausnahme einiger inselhafter Randpartien kontinuierlich zurück (vgl. u. a. KARLÉN 1973). Die genauen Gletscherstände während der letzten hundert Jahre sind im Talgrund mangels auffälliger geomorphologischer Kennformen, wie z. B. Endmoränen, kaum zu bestimmen. Am südwestlichen Talhang existieren einige mächtige Seitenmoränenwälle, die in ihrem Verlauf stellenweise an Felsrücken angelehnt sind oder direkt darauf abgelagert wurden (Kårsatjåkka-Nordhang). Sie bilden jedoch keine Laterofrontal-Moränen, mit deren Hilfe sich die Gletscherstände im Talgrund rekonstruieren ließen. Sicher ist jedoch, dass sich die Gletscherfront im Laufe der letzten hundert Jahre von rund 810 m ü. M. auf rund 965 m ü. M. (2019) talaufwärts verlagert hat. KARLÉN (1973) gliedert anhand lichenometrischer Feldstudien 1971/72 5 holozäne Grundmoränendecken, die stellenweise von morphologischen Moränenresten begrenzt werden, vor der Gletscherfront im Jahre 1959 aus (vgl. Abb. 27). Die jüngste Decke stammt aus dem Zeitabschnitt 1908 (Gletscherstand durch Fotos belegt) bis 1959. Die übrigen 4 Decken sind älter. Als Grundlage der Kartierung diente ein vergrößertes Luftbild. Darin ist eine große Fläche des südlichen Talunterhangs schneebedeckt und konnte daher bei der Kartierung nicht berücksichtigt werden. Nach KARLÉN war das rasche Rückschmelzen der Gletscherfront seit Beginn des 20. Jahrhunderts vornehmlich eine Folge der erhöhten Sommertemperaturen im Gebiet. Das beschleunigte Rückschmelzen des Terminus zwischen 1943 und 1961 führt KARLÉN indessen auf eine Veränderung der Reliefverhältnisse an der Gletschersohle zurück. Nach KARLÉN werden kurzfristige Veränderungen der Rückschmelzgeschwindigkeit vornehmlich durch ein lokal stärker reliefiertes Gletscherbett oder durch eine Veränderung der winterlichen Gletscher-Massenbilanz hervorgerufen. Bereits eine Erniedrigung der Sommer-Mitteltemperatur um rund 0,5° C im Zeitraum 1962-1972 führte im Falle des kleinen Kårsa-Gletschers zu einer positiven Massenbilanz (vgl. KARLÉN 1973). WILLIAMS, CARRIVICK, EVANS & RIPPIN (2016) haben mittels Feldstudien und der Auswertung (einschließlich „Georectifying“) alter Karten und Fotos dreidimensionale Rekonstruktionen des Kårsa-Gletschers und seiner Massenbilanz vorgenommen. Danach schmolz der Gletscher im Zeitraum 1909-2008 um 1311 ±12 m zurück und war damit der am raschesten zurückschmelzende Gletscher in Schweden. Die Gletscherfläche verringerte sich von 2,58 km² (1926) auf 0,89 km² (2008; vgl. Abb. 29). Die Rückschmelzrate des Gletscherterminus war zwischen 1943 und 1959 am größten und zwischen

1926 und 1943 am geringsten. Übersichtskarten zur Veränderung der Höhenlage und Böschungsverhältnisse der Eisoberfläche im Zeitraum 1926-2010 (vgl. Abb. 30 und 31) zeigen außer den Umrissen und der Verkleinerung der Gletscherfläche vornehmlich negative Werte, insbesondere entlang der Gletscherachse und im untersten Abschnitt nahe der Gletscherfront. Demnach existierten auch Jahre mit einer positiven Massenbilanz, etwa im Zeitraum 1989-1992 (vgl. WILLIAMS, CARRIVICK, EVANS & RIPPIN 2016). Unklar bleibt, in welchem Zeitraum das Seebecken zwischen der aktuellen Kalbungsfront des Gletschers und der vorgelagerten, schuttbedeckten Felsschwelle vom Gletschereis freigegeben worden ist (vgl. Foto 48). Denkbar ist ein Beginn der Seebildung durch Rückschmelzen der Gletscherfront und Eisabbau in der Mulde als Folge der markanten Klimaerwärmung seit Beginn der 1990er Jahre, d. h. vor rund 30 Jahren. Der See ist in der topographischen Karte 1:25 000 aus dem Jahre 2019 nicht verzeichnet, aber in älteren Tour-Guides abgebildet. In „Abisko-Turtips“ (2003) ist der See noch schmal, die Gletscherfront taucht flach in das Gewässer ein. Im Wanderführer von NEREGÅRD (2017) findet sich ein Übersichtsfoto, das bereits ein hohes Eiskliff zeigt, das durch sukzessive Absonderung von Eispaketen an der Gletscherstirn in den schmalen See („Kalben“) entstanden ist. Bei einem Feldbesuch im Sommer 2019 wurde ein hohes Eiskliff mit deutlicher Schichtung der Eislagen angetroffen (vgl. Foto 103). Der See hatte sich durch Rückverlegung des Eiskliffs weiter verbreitert. An den Gletscherflanken war das Eis „land-based“ und vor allem über dem stark gekammerten Felsrelief am nördlichen Talhang durch Einsturz von Eisdächern über Gletschertoren und dem Zusammenbruch von Eistürmen stark zergliedert (vgl. Fotos 104 und 105).



Foto 103: Blick vom Rande der Felsschwelle auf die Front des Kårsa-Gletschers mit dem bis zu 30 m hohen Eiskliff (mit deutlicher Schichtung) im vorgelagerten Schmelzwassersee. Im Hintergrund sind das Schneeakkumulationsgebiet westlich des Kårsatjåkka und der gletschereisfreie Pass zum Vassivagge-Tal (rechts) zu erkennen. 5.8.2019



Foto 104: Blick von Südosten über den vorgelagerten Schmelzwassersee auf den Kårsa-Gletscher mit dem Pass zum Vassivagge-Tal im Hintergrund. An den Flanken ist das Gletschereis auf dem Felsuntergrund „land-based“. Vom Kårsatjåkka zieht ein Seitenmoränenwall herab bis zum Seeufer (linker Bildrand). 5.8.2019



Foto 105: Blick auf den nordöstlichen Randbereich der Kårsajökkel-Gletscherfront am Fuße des Vassitjåkka-Steilabfalles. Der Eisrand ist im stark gekammerten Felsrelief durch den Einsturz von Eisdächern über Hohlräumen zwischen den Felsriegeln (rechter Bildhintergrund) zergliedert. Der Schmelzwasserabfluß zum Delta im See (Vordergrund) erfolgt in Gestalt mächtiger Wasserfälle. 5.8.2019

Der Rückweg zum Zeltplatz erfolgt auf derselben Route wie der Hinweg zum Gletscher. Ein interessanter Abstecher ist ein Passübergang zum Rande des Kårkevagge-Trogtals oder eine Besteigung des Piran-Gipfels. Von beiden Lokalitäten aus hat man einen überwältigenden Einblick in das tief eingesenkte Tal mit dem Rissajaure-See im Vordergrund und den mächtigen Blockansammlungen talabwärts. Man wandert dazu vom Gletschervorfeld den nördlichen Talhang (Kårsabahta) hinauf zum Pass zwischen dem Vassitjåkka-Südgipfel (1590 m) und dem Piran-Berg (1406 m). Voraussetzung für den ca. 1,5 km langen Abstecher ist gute Sicht, körperliche Fitness und Schwindelfreiheit. Am Pass ist leichte Kletterei erforderlich; dahinter fällt das Gelände relativ steil zum Rissajaure-See am Kårkevagge-Talschluß ab (vom Piran-Gipfel rund 600 m).

Bequemer als von Kårsabahta aus ist eine Besteigung des Piran-Gipfels im Rahmen einer halbtägigen, am Zeltplatz beginnenden Bergtour in die hoch gelegene Schneefleckenregion zwischen Kuoblatjärro und

Kärketjärro. Der Anmarsch in das durch weitflächige Blockfelder geprägte Gebiet ist bei einem Höhenunterschied von bis zu 500 m etwa 3 km lang. Die zahlreichen, zumeist perennierenden Schneefelder indizieren die weite Verbreitung von Permafrostboden im Untergrund. Die Piran-Nordflanke ist weniger steil als der Südwesthang Richtung Kårsabahta, was den Aufstieg erleichtert. Ein Besuch der Region vermittelt interessante Einblicke in das geomorphologische Formeninventar und die kaltklimatische Morphodynamik in den höchsten, nicht vergletscherten Lagen der nordwestlichen Abisko-Berge. Man folgt vom Zeltplatz aus zunächst dem nicht markierten Wanderpfad am Nordostufer des Bachlaufes taleinwärts. Zahlreiche Gefällsstufen im Längsprofil lassen den Bach in Kaskaden hangabwärts stürzen. Am Talschluß ist ein etwas steilerer Anstieg über ca. 250 Höhenmeter mit leichter Kletterei zu bewältigen, ehe der Pfad das Südufer des Rodhe-Sees (1300 m ü. M.) erreicht (vgl. Fotos 106 und 107). Von dort aus hat man nach Osten über die schneebedeckten Eisreste des Kuoblavagge-Gletschers Einblick in den östlichen Teil des Kuoblavagge-Tals mit der bereits besuchten Seenkette (vgl. Foto 108). Zwischen dem Nordwestufer des Rodhe-Sees und dem Kärketjärro-Südostgipfel (1420 m) befand sich noch vor rund 20 Jahren ein flacher, im See „kalbender“ Gletscher (Rodhe-Gletscher), der inzwischen abgeschmolzen ist. Setzt man die Wanderung Richtung Westen fort, gelangt man an den Kärkevagge-Talschluß oberhalb des Rissajaure-Sees (mit Abstiegsroute zum See). Nach Südwesten sind es noch ca. 1,5 km bis auf den Piran-Gipfel. Vom Piran hat man freie Sicht in fast alle Richtungen. Nur der Vassitjåkka-Südostgipfel (1590 m) mit dem Plateaugletscher ist noch höher. Außer dem Blick nach Nordwesten in das Kärkevagge-Tal ist vor allem der Blick auf den Talschluß des Kårsavagge mit dem Kårsa-Gletscher und dem Gletscherrest am Kårsatjåkka attraktiv. Nach Südosten hat man Einsicht in das langgestreckte Kårsavagge-Tal mit der grünen, grasbedeckten Deltafläche im Vordergrund und dem beidseitig von steilen Trogtal-Felswänden eingefassten Pajemus Kårsavaggejaure-See im Talgrund dahinter. Der Rückweg zum Zeltplatz in der Karmulde erfolgt am besten entlang des am Piran-Nordosthang entspringenden Bachlaufes.



Foto 106: Die Aufstiegsroute vom Zeltplatz zum Rodhe-See (1300 m ü. M.) folgt dem Verlauf des Bachbettes in der weiträumigen, gletschereisfreien Karmulde. Am Talschluß ist leichte Kletterei über mehrere Felsstufen und -absätze (ca. 250 Höhenmeter) erforderlich um zum hoch gelegenen Seebecken zu gelangen. 4.8.2019



Foto 107: Blick über den fast ganzjährig schnee- und eisbedeckten Rodhe-See in den Hochlagen nordwestlich des Kuoblatjärro-Gipfels. Am NW-Ufer des Sees befand sich noch vor 20 Jahren ein flacher, im See „kalbender“ Gletscher (Rodhe-Gletscher), der inzwischen abgeschmolzen ist. 4.8.2019



Foto 108: Blick vom oberen Rand des schneebedeckten Kuobla-Gletschers nach Nordosten auf den mittleren See (1175 m ü. M.) im östlichen Kuoblavagge-Tal. Die Gletscherfront erstreckte sich noch Anfang der 2000er Jahre bis an das Seeufer und ist seitdem kontinuierlich zurückgeschmolzen. 4.8.2019

Der Rückweg zum Ausgangspunkt der Wanderung in Abisko verläuft am Fuße des nördlichen Talhanges und ist mit Ausnahme des Streckenabschnitts zwischen den Mündungen der Tributärtäler Kuoblavagge und Latnjavagge mit dem Hinweg identisch. Dabei werden das rund 1,5 km lange Schmelzwasserdelta im See Pajemus Karsavaggejaure (696 m ü. M., Wassertiefe 30 m) sowie die talabwärts gelegenen Seen Gaskamus Kårsavaggejaure (681 m ü. M., Wassertiefe 5 m) und Vuolimus Kårsavaggejaure (670 m ü. M., Wassertiefe 12 m) passiert. Dabei ergeben sich interessante Ausblicke über die gesamte Deltafläche von der Deltawurzel bis zum Mündungsbereich im See sowie auf den hohen, von mächtigen Sturzschtthalden gesäumten südlichen Talhang mit einer markanten Naßschneelawinen-Bahn nahe der Deltamündung (vgl. Fotos 109 und 110). Die drei Seen fungieren als hintereinander geschaltete Sedimentfallen für Material, das durch Glaziärerrosion am Kårsa-Gletscher sowie durch fluviale Erosion an den Bachufern und Abtragung an den Talhängen bereitgestellt wird. Der westlichste See wird von steilen Trogtalhängen begrenzt, die am südlichen Seeufer stellenweise von Sturzschtthalden mit Überprägungserscheinungen (Murgängen und Lawinenbahnen)

begleitet werden. Der mittlere See ist von weniger stark geneigten Hängen umgeben. In das östlichste Seebecken gelangen auch Sedimente aus dem tributären Latnjavagge-Tal. SNOWBALL & SANDGREN (1996) haben die Sedimente am Grunde der drei Seebecken 1990-1993 detailliert untersucht und ihr Potenzial als Paläoklima-Indikatoren (Proxydaten) für das Kårsavagge-Tal getestet. Während wärmerer und trockenerer Klimaphasen wird die Zufuhr von minerogenen Sedimenten zu den Seen reduziert, während der organogene Anteil in den Ablagerungen (und damit deren Dichte) zunimmt. Im Laufe von Gletscher-Vorstößen ist indessen eine Verstärkung der minerogenen Sedimentationsmenge zu erwarten. Das Verhalten eines einzelnen Gletschers und die damit verknüpften geoökologischen Reaktionen seines Einzugsgebietes sind allerdings infolge von zeitlichen Verzögerungen und lokalen Unterschieden nicht unmittelbar auf das Klimageschehen eines größeren Gebietes übertragbar, obwohl längere Phasen mit einem stabilen Klima („naß und kalt“, „trocken und warm“) in den geologischen Ablagerungen auffindbar sein sollten (vgl. SNOWBALL 1993). Die Analyse der Sedimente vom Grunde der drei Seen belegt nach SNOWBALL & SANDGREN (1996), dass der Kårša-Gletscher im frühen und mittleren Holozän vollständig verschwunden war. Nach dem Abschmelzen des pleistozänen Inlandeises im Tal vollzog sich eine Gletscher-Neubildung erst um ca. 3 000 14C-Jahre BP, wie die Ablagerung von Sedimenten mit einem hohen Feinmaterialanteil und einem geringen Gehalt an organischer Substanz zeigt. Dieses Ergebnis steht im Widerspruch zu den Befunden von KARLÉN, BODIN et al (1995), die eine LOI-Kurve („loss of ignition“) vom Gaskamus Kårsavaggejaure (und eine Chronologie auf der Basis von AMS-Daten) präsentieren, die den Autoren zufolge auf Gletscher-Aktivität weist. Sie gliedern auf dieser Basis mehrere Gletscher-Vorstöße im frühen und mittleren Holozän aus. Die von einander abweichenden Ergebnisse lassen sich nach SNOWBALL & SANDGREN (1996) auf die Anwendung unterschiedlicher Untersuchungsmethoden zurückführen. Multi-kern-Studien aus den drei Seebecken belegen den Autoren zufolge, dass Bohrkerne vom zentralen und / oder tiefsten Punkt eines Sees (wie von KARLÉN, BODIN et al. 1995, verwendet) Veränderungen im Einzugsgebiet nicht immer zuverlässig oder vollständig widerspiegeln. Es sollten daher immer mehrere, räumlich verteilte Bohrkerne gezogen und ausgewertet werden um die Verbreitung von Sedimentmerkmalen, die als Indikatoren für Veränderungen im Einzugsgebiet in Frage kommen, beurteilen zu können. Bei Studien einzelner Bohrkerne (Standorte) werden möglicherweise eher die räumlich begrenzten, spezifischen Sedimentationsbedingungen im See erfasst als die Geschichte des geoökologischen Milieus und der Landschaft im Einzugsgebiet (vgl. SNOWBALL & SANDGREN 1996). Nach Ausweis der Befunde aus den Bohrkerne vom Grunde der drei Seen war der Kårša-Gletscher vor allem zwischen 1250 14C-Jahren BP und dem Ende der „Kleinen Eiszeit“ Anfang des 20. Jahrhunderts aktiv. Für den Zeitabschnitt 5 500-4 500 14C-Jahre BP, als *Pinus sylvestris* (Waldkiefer) ihre weiteste Verbreitung und maximale Höhererstreckung im Kårša-Tal erreichte und das Klima offenbar stärker kontinental getönt war und sich durch niedrige winterliche Niederschlagsmengen und höhere Sommertemperaturen auszeichnete als gegenwärtig (vgl. BERGLUND, BARNEKOW et al. 1996), fanden sich keine Hinweise auf die Existenz eines Gletschers im Tal. *Pinus sylvestris* und *Betula pubescens* ssp. *tortuosa* (Moorbirke) wuchsen bereits im frühen Holozän im Kårsavagge-Tal in Höhenlagen von 900-1000 m ü. M., wie entsprechende Holzfunde an der Stirn des stark zurückschmelzenden Kårša-Gletschers belegen. Jüngst vom Gletschereis freigegebene Holzreste hatten nach ÖBERG & KULLMAN (2011) ein Alter von 8 710 14C-Jahren BP (Birke) und 6 790 14C-Jahren BP (Kiefer). Die am nächsten gelegenen Baumgrenzen für die Moorbirke und Waldkiefer befanden sich den schwedischen Autoren zufolge im Jahr 2010 in Höhenlagen von 850 m bzw. 520 m ü. M..



Foto 109: Blick von Nordwesten talabwärts über das ca. 1,5 km lange, grasbedeckte Schmelzwasserdelta des Kårsagletschers von der Deltawurzel bis zur Deltamündung in den oberen Kårsavaggejaure-See im Hintergrund. Der aus dem oberen Kårsavagge-Tal kommende, in den Talboden eingetiefte, schmale Gletscherbach fließt auf dem flachen, gefällsarmen Delta auf einer breiten Schottersohle, die sich nahe der Deltamündung in mehrere Arme verzweigt. 4.8.2019

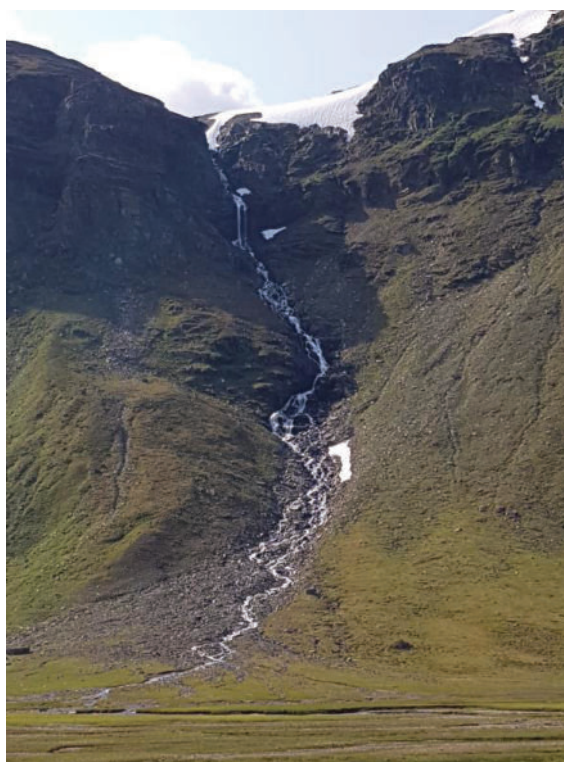


Foto 110: Blick über das Delta auf den südwestlichen Trogtalhang des Kårsavagge-Tales. Das in das Festgestein und die Lockersedimente eingeschnittene Bachtälchen entwässert eine hoch gelegene Hangmulde südöstlich des Kårsatjåkka-Gipfels, in der sich oftmals größere Schneemengen ansammeln, das Schmelzwasser aufstauen und Naßschneelawinen initiieren. Die Lawinenbahn im Bachtälchen erstreckt sich über einen Höhenbereich von ca. 1100 m ü. M. bis auf das Deltaniveau (ca. 700 m ü. M.). 6.8.2019

Rund 4 km vor Abisko kann man die direkte, auf dem Hinweg gewählte Wanderroute ins Kårsavagge-Tal verlassen und einen ca. 1 km langen Umweg zur Kårsajåkka-Mündung in den Abisko-Fluß machen. Dazu biegt man rund 2 km nach dem Überschreiten der Nationalparkgrenze an der Weggabelung nach Osten ab und folgt dem Weg zunächst parallel zum Kårsajåkka-Unterlauf und danach entlang des Abisko-Flusses Richtung Abisko. Auf der Wanderung kann man den geomorphologischen Formenschatz im Mündungsbereich des Kårsajåkka-Tales, die erstaunlich üppige Vegetation am Abisko-Fluß sowie Relikte von Fallgruben aus der Eisenzeit (500 v. Chr.-600 n. Chr.) zum Fang von Rentieren im Wald in

Wegsnähe studieren. Darüberhinaus ergeben sich vom Ufer aus höchst attraktive Ausblicke auf den Unterlauf des Abisko-Flusses. Auf einem kurzen Abstecher (Hin- und Rückweg zusammen etwa 1 km) kann der Kårsajäkka-Wasserfall unweit des Mündungsgebietes besichtigt werden. An der Mündung sind mehrere spätglaziale Eisstausee-Terrassen sowie Wälle aus moränischem und glazifluvialen Material erhalten (vgl. HOLDAR 1957). Der Weg Richtung Abisko verläuft ein kurzes Stück auf oder neben den Terrassen. Die Terrassen wurden gebildet als das untere Abisko-Tal noch mit spätglazialen Gletschereis gefüllt war, während das untere Kårsavagge-Tal schon eisfrei wurde. Das Eis im Abisko-Tal staute die Schmelzwässer aus dem Kårsavagge auf; die Sedimentlast wurde im Staubecken vor dem Eisrand abgelagert. Die Flächen der recht kleinen Terrassen befinden sich in Höhenlage von 590 m und 610 m ü. M. (vgl. HOLDAR 1957). Den besten Überblick über das geomorphologische Formeninventar gewinnt man nach dem Überqueren der Brücke vom Südufer des Kårsajäkka aus. Im Zwickel zwischen Kårsajäkka und Abiskojäkka ist das Terrain flachkuppig bis hügelig. Der Kårsajäkka-Bach durchschneidet vornehmlich glazifluviale Sedimentlagen. Auf dem letzten Kilometer vor der Vereinigung mit dem Hauptweg Abisko – Kårsavagge-Tal passiert die Wanderroute ein altes Fallgrubensystem. Die Gruben sind inzwischen eingestürzt, weitgehend mit randlichen Sedimenten verfüllt, vegetationsbedeckt und daher bisweilen schwer zu identifizieren. Danach sind Hin- und Rückweg der Wanderung wieder identisch.

4.3.3. Exkursion durch die südöstlichen Abisko-Berge I

4.3.3.1. Übersicht

Streckenlänge ca. 50 km, Höhenunterschied ca. 700 m, 3 Zeltübernachtungen.

Start am Parkplatz der Eisenbahnstation Abisko-West (Abisko-Touristenstation) – unteres Abiskotal – Balip Njakajaure-See – Pajep Paddustievva (Opferplatz) – Tjuonavagge-Tal (Lapporten) mit Seen Tjuonajaure (950 m ü. M.) und namenlosem See in 987 m Höhe ü. M. – Pässisvagge-Tal mit Viddja-Bergsturz – Nissunvagge-Ost – Tributärtal Kaskarieppe mit ehemaligem Gletscherbecken (See 1140 m ü. M.) und Kaskarieppe-Gletscher am Talschluß – nördlicher Talhang Nissunvagge-West – Nissunjäkka-Kerbtal und -Canyon (Nordrand) – Nissunjäkka-Mündungsdelta – Abiskojäkka-Tal (Ostufer) – Abisko-West

4.3.3.2. Wissenschaftliche Bedeutung

Die Exkursion durch das untere Abisko-Tal und die südöstlichen Abisko-Berge im Raum Lapporten – Nissunvagge vermittelt einen Überblick über die glaziären und glazifluvialen Ablagerungen aus der Deglaziationsphase am Ende des Weichsel-Glazials. Das breite Abisko-Tal fungierte während der pleistozänen Eiszeiten als Hauptabflußbahn der Eismassen aus dem Vereisungszentrum im Kebnekaise-Gebiet Richtung Norden. Gletscherzungen aus dem Kårsavagge sowie den Hochtälern südöstlich von Abisko (Tjuonavagge, Nissunvagge, Pallenvagge) versorgten den Eisstrom zusätzlich mit Eis. Im Raum Abisko vereinigte sich der Abisko-Eisstrom mit dem Torne-Eisstrom. Die geballte erosive Kraft dieser beiden Eisströme erklärt, warum das vom Torneträsk-See ausgefüllte Becken gerade nördlich von Abisko seine größte Tiefe erreicht. Die Deglaziation des unteren Abisko-Tales und seiner Tributärtäler im Westen und Osten verlief äußerst komplex und läßt sich mangels typischer Eisrand-Ablagerungen, insbesondere markanter Endmoränenwälle, nur schwer rekonstruieren (vgl. HOLDAR 1957). Auf der Wanderung wird anhand von glaziären Formen und Sedimenten ein grobes Bild des Deglaziationsverlaufes im Abisko-Tal und im weiter östlich verlaufenden Pässisvagge-Tal gezeichnet. Ferner werden die thermischen Bedingungen der pleistozänen Gletscher und des Inlandeises („kaltes“ und „warmes“ Eis) im Gebiet anhand von sedimentologischen und morphologischen Indikatoren (z. B. Grundmoräne in Nivationsnischen am NO-exponierten Talhang des vermutlich präglazial angelegten Nissunjäkka-Kerbtals / Canyons) diskutiert. Die steilen Trogtalhänge von Tjuonavagge und Nissunvagge unterlagen seit dem Abschmelzen des Inlandeises und der lokalen Gletscher der kalklimatischen periglaziären Verwitterung und Abtragung. Die zumeist grobblockigen Verwitterungsprodukte der anstehenden Amphibolit-Gesteine bilden unterhalb der Felswände mächtige Sturzschtthalden und -hänge, deren Oberflächen weithin durch das Formeninventar rasch und „katastrophenartig“ ablaufender Massenverlagerungen überprägt sind. Dazu zählen Lawinen-Blockschuttungen (vgl. RAPP 1959), Naßschneelawinen-Ablagerungen und Murgänge (vgl. u. a. NYBERG 1985). Zur Auslösung der formbildenden

Prozesse ist rasch (etwa durch einen plötzlichen Wärmeeinbruch) gebildetes Schneeschmelzwasser (Naßschneelawinen) oder Starkregen (Muren) erforderlich. Die Vorgänge sind temperatur- bzw. niederschlagsabhängig und damit klimagesteuert. Die resultierenden Formen und Ablagerungen lassen sich möglicherweise als grobe (Paläo-) Klimaindikatoren verwenden. Voraussetzung dafür ist eine genaue Kenntnis der Formen und der klimatischen Bedingungen ihrer Bildung. Die erhebliche Höhe der südöstlichen Abisko-Berge (Höhenerstreckung vom Torneträsk-Wasserspiegel bis in die Gipfellagen über 1400 m) sollte seit der Deglaziation (selbst die höchsten Gipfel waren nach Ausweis von Gletscherschliffen und Erratika-Funden vom Inlandeis bedeckt) zur Ausbildung verschiedener Permafrost-Höhenstufen geführt haben, deren Grenzen sich in Abhängigkeit von den klimatischen Rahmenbedingungen im Laufe des Postglazials verschoben haben dürften. Entsprechend ist mit dem Vorkommen von Periglaziärererscheinungen unterschiedlicher Aktivität zu rechnen, wobei morphologische Permafrostindikatoren wie Permafrosthügel, Eiskeilnetze und Eiskernmoränen (und deren Zerfallsstadien) besondere Beachtung verdienen.

4.3.3.3. Streckenbeschreibung

Die Wanderung beginnt am Parkplatz der Eisenbahnstation Abisko-West. Von dort aus führt die Exkursionsroute nach Südosten zum „Opferplatz“ Pajep Paddustievva („Paddus naturstig“). Nach wenigen hundert Metern wird ein vom Schwedischen Tourismus-Verband (STF) für Touristen rekonstruiertes traditionelles samisches Frühjahres- und Herbstlager passiert. Informationsschilder geben Auskunft über die frühere Verwendung der aus Holz gefertigten Bauten. Kurz nach dem Verlassen des Nationalparkareals trifft man auf den alten Pferdegespannweg zur Sjängeli-Kupfermine aus dem 17. Jahrhundert, der inzwischen als Versorgungsweg für die Rentierhirten in der samischen Siedlung Gabma am Abiskojaure-See fungiert. An der Weggabelung wendet man sich nach Süden und biegt nach rund hundert Metern nach Südosten ab. Der Weg zum „Opferplatz“ und weiter zum Trogtal Tjuonavagge (Lapporten) ist durch ein Hinweisschild mit gelber Blüte gekennzeichnet. Der Wanderweg verläuft leicht ansteigend in buckligem, stellenweise hügeligem, dicht mit Birkenwald beständigem Terrain. Die kuppigen, blockreichen, moränischen Ablagerungen (Ablationsmoräne) sind Teil einer ehemaligen Toteislandschaft, die sich während der Deglaziation des Gebietes am Ende des Weichsel-Glazials an der Mündung des Abisko-Tales in das Torne-Becken beim Abschmelzen des Abisko-Eisstromes entwickelt hat (vgl. HOLDAR 1957). Die beiden südwestlich des Weges gelegenen Seen Vuolip Njakajaure (409 m ü. M.) und Bajip Njakajaure (469 m ü. M.) sowie einige weitere kleine Seen und Teiche stellen wassergefüllte Sölle dar, d. h. Hohlformen, die beim Abschmelzen von größeren Toteisblöcken im Moränenmaterial entstanden sind. Je nach Feuchte und Nährstoffgehalt der Substrate, der Exposition sowie der Strahlungsverhältnisse haben sich Heidelbeer-, Preiselbeer- und krautreiche Hochstauden-Birkenwälder entwickelt, in die zahlreiche kleinere Moor- und Anmoorflächen eingestreut sind. Außer Podsol-Varianten sind Ranker, Gleye und Moorböden (ohne Permafrostboden) anzutreffen. Reste alter Holzzäune an mehreren Plätzen im Wald belegen, dass das Gebiet vor längerer Zeit im Rahmen der Rentierwirtschaft genutzt wurde. Der samische Opferberg Pajep Paddustievva, ein petrographischer Härtling in der mit Grundmoränen und Verwitterungsschutt überzogenen flachwelligen Landschaft, bildet am Ostrand des weiträumigen Abisko-Tales eine weithin sichtbare, auffällige Landmarke (vgl. Foto 111). Er befindet sich in Waldgrenznähe, erhebt sich gut 30 m über die umgebenden, sanft geböschten Hänge (Gipfelhöhe 637 m ü. M.), besteht aus morphologisch resistentem Marmor-Gestein, das am Südosthang stellenweise zutage tritt und zeichnet sich aufgrund des basischen Gesteins durch eine für das Gebiet ungewöhnlich artenreiche Flora aus (vgl. Foto 112). Der Berg diente der samischen Bevölkerung in der Vergangenheit als Opferplatz, wodurch ortsfremde Pflanzen eingeschleppt worden sind. Vom Berggipfel hat man eine exzellente Aussicht auf den Torneträsk, das Abisko-Tal sowie die Berge im Südosten von Abisko (vgl. Fotos 113 und 114). Das flache Terrain südlich des mit lichtem Birkenwald bestandenen Berges ist vermoort. Wo die Torfmächtigkeit 40-50 cm überschreitet, wie auf der Verebnung im Fußbereich der steilen Südflanke des Berges, ist der feinkörnige, schluffhaltige, frostempfindliche Mineralboden unter der thermisch isolierenden Torfdecke perennierend gefroren. Die Torfablagerung repräsentiert somit einen Plateaupalsa, der einen vermutlich inselhaften Permafrostkörper an dieser Lokalität anzeigt. Als äußerliches morphologisches Merkmal, das auf den Palsa-Charakter und die Existenz von Permafrost im Untergrund hinweist, finden

sich nur einige längere Spalten in der Torfdecke. Solche Spaltenbildungen sind typisch für viele Plateaupalsas, im vorliegenden Falle aber unauffällig und daher leicht zu übersehen. Das südlich anschließende flachwellige Gelände befindet sich bereits oberhalb der Waldgrenze. In windgeschützten Mulden existieren allerdings noch kleinere Birkenbestände. Einige versumpfte oder vermoorte Geländepartien sind mit 50-80 cm hohen Plateaupalsas besetzt. Es folgt eine hügelige Landschaft aus Kuppen und stellenweise wasserüberstauten Senken, die den südöstlichsten Ausläufer der bereits erwähnten ehemaligen Toteislandschaft repräsentiert. Die Hügelkuppen sind abseits der mit Zwergsträuchern bewachsenen Bereiche von einem Deflations- / Auffriersteinpanzer überzogen. Manche Moränenhügel weisen im Topbereich eine Streu aus mächtigen, kantengerundeten Blöcken auf. In den Mulden zwischen den Hügeln finden sich häufig feinmaterialarme Blockansammlungen. An Plätzen mit einem höheren Gehalt an feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimenten haben sich bei hinreichender Durchfeuchtung Feinerdeinseln innerhalb des Grobmaterials gebildet. Als weitere Strukturboden-Varianten sind an mehreren zeitweise trockenfallenden Seeufern sowie entlang eines kleinen Bachlaufes Steinpolygone entwickelt. Die Steinpolygone in Bachnähe sind teilweise inaktiv, wie die vegetationsbedeckten Feinmaterialkerne und dicht mit Krustenflechten überzogenen Rahmensteine und -blöcke vermuten lassen. Einige der tieferen Geländedepressionen lassen sich als Sölle deuten.



Foto 111: Blick auf die flachwellige Grundmoränen-Landschaft am Ostrand der breiten Abiskotal-Senke nach Norden auf den samischen Opferberg Pajep Paddustievva, der eine weithin sichtbare, auffällige Landmarke in der offenen Landschaft vor dem Torneträsk-See und den 1000-1200 m hohen Bergen im Hintergrund bildet. 11.8.2013



Foto 112: Der Opferberg erhebt sich mit einer Gipfelhöhe von 637 m ü. M. rund 30 m über die umgebenden, sanft geböschten Hänge. Er besteht aus morphologisch resistentem Marmor-Gestein, das am SO-Hang wandartig zutage tritt. Seine basischen Verwitterungsprodukte und die kalkhaltigen Knochenreste geopferter Rentiere bilden die Grundlage für eine (für das Gebiet) ungewöhnlich artenreiche Flora. 10.8.2019



Foto 113: Blick vom Gipfel des Opferberges nach Nordwesten über die mit Zwergstrauchheiden und lichtem Birkenwald bedeckten Hänge am Ostrand der Abiskotal-Senke auf den Westabschnitt des Torneträsk-Sees mit hohen norwegischen Bergen am Horizont. Am Südufer des Torneträsk-Sees sind die hellen Gebäude von Abisko-Ost zu erkennen. 11.8.2013



Foto 114: Blick vom Gipfel des Opferberges nach Südosten über die mit Zwergsträuchern und entlang der Bachläufe mit Birken- und Weidengebüsch bedeckten flachen Hänge im Vorland der südöstlichen Abisko-Berge. Im Vordergrund ist der viel begangene Wanderweg zum Tjuonavagge-Trogtal mit der berühmten Lapporten-Silhouette zu erkennen. 11.8.2013

Der Streckenabschnitt zwischen dem Opferberg und der Tjuonavagge-Mündung verläuft weithin in moränischen Ablagerungen. Dabei handelt es sich im ersten Teilstück um flachwellige, blockreiche Grundmoränendecken, die bis in Höhenlagen um 700 m ü. M. eine lichte Birkenwald-Vegetation aufweisen. Diese geht mit zunehmender Höhenlage, Windexposition und Bodentrockenheit in ein Mosaik vereinzelter, niedriger Baumgruppen über bis schließlich nur noch niedrige Krüppelbirken in halbwegs windgeschützter Lage zu finden sind. Oberhalb der Baumgrenze dominieren trockene Zwergstrauchheiden. Der Verlauf des Wanderweges ist nicht immer erkennbar, doch erleichtert das offene, reliefarme Gelände die Orientierung. Nach rund 3 km langer Wegstrecke wird das Relief hügeliger. Windexponierte, von Steinpanzern bedeckte Kuppen und feuchte, mit Weidengebüsch ausgekleidete Mulden wechseln einander ab. Die aus dem Tjuonavagge und aus den Hochlagen des Nissuntjärro kommenden Bachläufe haben sich in die moränischen Lockersedimente eingetieft, so dass stellenweise das im Untergrund anstehende Festgestein zutage tritt. Mehrere SW-NO-orientierte Moränenwälle vor der Ausmündung des Tjuonavagge lassen sich als Seitenmoränenwälle des ehemaligen Abisko-Talgletschers interpretieren (vgl. Foto 115). Sie finden ihre Fortsetzung in ähnlich verlaufenden Wällen vor den NW-Hängen von Nissuntjärro und Tjuonatjåkka, was die Deutung der Wälle als Lateralmoränen bekräftigt und ihre Interpretation als Endmoränen des ehemaligen Tjuonavagge-Talgletschers schwächt. Die Moränenwälle wurden offensichtlich abgelagert, als das Abisko-Tal noch mit Gletschereis gefüllt war, der Tjuonavagge-Talgletscher aber schon abgeschmolzen war (vgl. HOLDAR 1957).



Foto 115: Flacher, SW-NO orientierter blockreicher Moränenwall vor der Ausmündung des Tjuonavagge-Tales. Er repräsentiert wahrscheinlich eine Seitenmoräne des weichseleiszeitlichen Abisko-Talgletschers (und keine Endmoräne des Tjuonavagge-Talgletschers). 10.8.2019

Die Silhouette des Tjuonavagge (Lapporten) zählt zu den beliebtesten Fotomotiven im schwedischen Hochgebirge. Das NW-SO-orientierte, ca. 7 km lange, im Querschnitt U-förmige Tal (Trogtal) wird beidseits von hohen, sturzschtuttesäumten Felswänden begrenzt, die sich 600-700 m hoch über den in rund 950 m ü. M. gelegenen Talgrund erheben (Tjuonatjåkka: 1554 m, Nissuntjärro: 1730 m). Die Talhänge zeigen vor allem beim Blick aus der Distanz (Björkliden, Njulla-Gipfel bei Abisko, „Opferberg“) im Zusammenspiel mit dem ebenen Talboden ein ungewöhnlich regelmäßig geformtes, fotogenes Querprofil. Der U-förmige Talquerschnitt wurde durch die erosive Wirkung der pleistozänen Gletscher aus einer schmaleren, fluvial angelegten Vorform herauspräpariert. Im Unterschied zu den meisten anderen Trogtälern in den Abisko-Bergen (z. B. Kärkevage, Kårsavagge, Latnjavagge) existiert kein morphologischer Talschluß; das Tal ist sowohl nach Nordwesten zum Abisko-Tal als auch nach Südosten zum Pässis-Becken offen, d. h. es handelt sich wie im Falle des etwa parallel verlaufenden Nissunvage um ein „Durchbruchstal“. Der Pass befindet sich nahe der südöstlichen Talmündung am Fuße einer mächtigen, kerbförmigen, gletscherfreien Hangnische, die durch den Tjuonajåkka-Bach entwässert wird. Von den beiden Seen im Talgrund ist zumindest der größere Tjuonajaure (950 m ü. M.) im Westen übertieft (vgl. HOLDAR 1957). Akkumulations- und Erosionsformen im Lockersediment an seiner nordwestlichen Ausmündung belegen nach HOLDAR, dass die spätweichseleiszeitliche Gletscherzunge im Abisko-Tal von Schneeschmelz- oder Gletscherschmelzwasser aus dem Tjuonavagge angegriffen wurde. Moränische Ablagerungen und Glazifluvium sind im Tal nur noch als Decken vorhanden, nicht als differenzierter Formenschatz. Erst in der Nähe des weiter östlich gelegenen Pässis-Beckens zeugt das Formeninventar von lateralen und subglaziären Entwässerungsvorgängen im Bereich eines ehemaligen Gletschers. Das Tjuonavagge-Tal wurde während des Weichsel-Glazials von einer Gletscherzunge ausgefüllt, die nach Ausweis von Gletscherschliffen an beiden Talflanken Richtung Südosten zurückschmolz (vgl. HOLDAR 1957). Nach HOLDAR vollzog sich der spätglaziale Abschmelzvorgang wie in den benachbarten Tälern in Form einer Ausdünnung der Gletschereisbedeckung. Hinweise auf eine aktive spät- oder postglaziale Vergletscherung, die das aktuelle Ausmaß weit überschreitet, fanden sich nicht, sieht man von der etwas größeren Gletscherverbreitung in den Nachbartälern während der „Kleinen Eiszeit“ (z. B. Pallenvagge) ab. HOLDAR führt dies auf das Fehlen größerer, als Gletscher-Nährgebiet geeigneter Flächen in den Hochlagen zurück, zumal die winterlichen Niederschlagsmengen deutlich geringer sind als in den nordwestlichen Abisko-Bergen.

Nach der Querung der Lockermaterial-Akkumulationen nahe dem Bachlauf am Nordwestende des Tjuonajaure empfiehlt sich eine Zeltübernachtung am Fuße des Nissuntjärro-Berges. Dort befinden sich in Seeufernähe ausgedehnte, flach geböschte, blütenreiche Gras- und Kräuterwiesen. An trockenen Plätzen läßt sich mit Blick über den See auf den Tjuonatjåkka-Steilabfall gut zelten (vgl. Foto 116). Bei schönem

Wetter und geeigneten Energiereserven lohnt sich eine Besteigung des Nissuntjåkka-Nordgipfels (1637 m), von dem aus man Einsicht in das Tal hat und nach Nordwesten zum Torneträsk bei Abisko blicken kann. Allerdings ist die Aufstiegsroute über den gut 2 km langen, felsig-blockigen Nordwestkamm zur Gipfelhöhe etwas anstrengend. Dagegen ist die am nächsten Morgen folgende Wanderstrecke auf dem flachen Talboden entlang der beiden Seeufer zur Wasserscheide in der Nähe des südöstlichen Talausganges äußerst leichtgängig.



Foto 116: Biwakplatz in Ufernähe des Tjuonajaure-Sees (950 m ü. M.), der ein glaziär übertieftes Becken füllt. Er wird an seinem NW-Ende von moränischen und glazifluvialen Ablagerungen aufgestaut. Im Hintergrund ist der rund 1554 m hohe Tjuonajåkka-Berg zu erkennen, dessen SW-Hang Teil der aus der Entfernung symmetrisch erscheinenden Lapporten-Silhouette ist. 10.8.2019

Von der südöstlichen Talmündung aus, etwa vom Rentierkral am Tjuonajåkka-Bachlauf, hat man nach Nordosten einen vorzüglichen Blick in das Pässisvage-Becken mit dem Pässisjaure-See am Oberlauf des Pässisjåkka-Baches. Das Gebiet zeichnet sich durch einen äußerst komplexen glaziärmorphologischen Formenschatz aus und stellt ein Schlüsselgebiet für die Rekonstruktion des spätweichseiszeitlichen Deglaziationsverlaufes im Pässisvage-Tal dar. Bei guter Sicht lohnt sich ein Abstecher vom Wanderweg am Nissuntjärro-Osthang zum Beckenrand (Hin- und Rückweg zusammen ca. 5 km) zwecks Studiums des äußerst reichhaltigen, von moränischen und glazifluvialen Sedimenten gebildeten Formeninventars. In das Becken münden Tributärtäler aus allen Richtungen, nur nicht aus Norden. Das Becken fungierte während der Initialphasen der pleistozänen Vergletscherungen als Konfluenzbecken für Gletscher aus westlicher und südlicher Richtung. Die östlich angrenzenden Berge waren möglicherweise zu niedrig und niederschlagsarm für eine Gletscherbildung (vgl. HOLDAR 1957). Vom Becken aus stieß die Gletscherzunge durch das relativ schmale Pässisvage-Tal zur weiträumigen Talmündung am Torne-Becken vor. Schliffmarken auf dem Talboden, am Pass zum Rautasvage und an den Talflanken belegen nach HOLDAR, dass das Gletschereis vornehmlich entlang der Talachse nach Nordosten vorstieß. Die nächstgelegenen lokalen Gletscher befanden sich wahrscheinlich in den karähnlichen Mulden an der Ostflanke von Nissuntjärro und Pallentjåkka. Die verschiedenen Gletscher im Gebiet schlossen sich mit den übrigen Gletschern in den Abisko-Bergen zu einer Eiskuppel oder, unter Einbeziehung von Eisnachschiebung über den Pass zum Rautasvage, zu einem Ausläufer der weiter südlich in den Gebirgshochlagen befindlichen großen Eismasse zusammen. Nach HOLDAR stieß auch ein kleiner Kargletscher an der Ostflanke des Viddja-Berges zum Vuotjejaure-See im Pässisvage-Becken vor. Durch diese westlichen und südlichen Eisströme wurde das Pässisvage-Tal mit dem Eisstromnetz im Torne-Becken verknüpft, das nach HOLDAR in seiner Initialphase von Westen nach Osten vorstieß. Die letzten Gletschereisreste im Gebiet überdauerten in den initialen Karnischen aus der Anfangsphase der Vergletscherung sowie in den übertieften Beckenlagen der Täler. Die glaziärmorphologischen Unterschiede zwischen dem Pässisvage und dem Abisko-Tal dürften ihre Ursache hauptsächlich in der relativ großen Entfernung des Pässisvage vom Haupteisakkumulationszentrum weiter südlich haben

(vgl. HOLDAR 1957). Während der Deglaziation wurden von den Gletscherbächen glazifluviale Sedimente in Seen am seitlichen Rande des Eises im Torne-Becken abgelagert. Typisch für diese Ablagerungen in lateralen Eisstauseen ist, dass sich ihre Verbreitung unmittelbar auf die Mündungsbereiche der Tributärtäler beschränkt. Die flächenmäßig größten und mächtigsten Ablagerungen finden sich an der Ausmündung des Pässisvage-Tales in das Torneträsk-Becken. HOLDAR maß dort Sedimentmächtigkeiten von bis zu 40 m, wobei die Terrassen eine Fläche von 2-3 km² überspannen. Diese Werte lassen auf eine beträchtliche Erosionsleistung der Bäche Pässisjåkka und Kuolkojåkka im Spät- und Postglazial schließen (vgl. HOLDAR 1957). Südlich schließt sich an die Eisstausee-Terrassen eine ehemalige Toteislandschaft aus einer Vielzahl von unregelmäßig geformten Wällen und Hügeln sowie darin eingeschlossenen abflusslosen Hohlformen an. Die Sedimente im Pässisvage-Becken umfassen sowohl Ablationsmoräne als auch Glazifluvium, wobei letzteres vorzugsweise in Mulden anzutreffen ist.

Die Ablagerungen im Pässisvage-Becken deuten auf die ehemalige Existenz eines abgeschnürten Toteisrestes. Das Pässisvage-Tal verengt sich südlich des Seeabflusses und ist mit Ausnahme des Passes zum Rautasvage im Süden allseits von hohen Bergen mit Gipfelhöhen von mehr als 1200 m ü. M. umgeben. Das gegen die Umgebung gut abgegrenzte, rund 20 km² große Becken bot somit für das längere Überdauern eines Toteisrestes beste Voraussetzungen. Im Gelände treten vor allem die zahlreichen Moränenwälle im Umkreis des Pässisjaure-Sees (732 m ü. M.) morphologisch deutlich in Erscheinung. Der größte dieser Wälle quert den See mit einem kleinen, flachen Durchlaß in NW-SO-Richtung. Er wird von SJÖGREN (1909) und HOLDAR (1957) als Endmoränenwall interpretiert. Die Gesamtheit der zumeist unregelmäßig geformten Wälle macht das Terrain unübersichtlich, was durch den dichten *Salix*- (Weiden-) Bewuchs am Nordwest- und Südostufer des Sees noch verstärkt wird. Das sandige, stein- und blockreiche Sediment ist unsortiert mit schwacher Kantenrundung der Grobkomponenten. Detailstudien von HOLDAR belegen, dass der Formenschatz der Moränenwälle durch ein Wechselspiel erosiver und akkumulativer Prozesse in der Endphase der Deglaziation entstanden ist. Kleinformen im Formeninventar lassen sich möglicherweise auf gelisolifluviale Massenbewegungen an den durch Schmelzwasser stark durchfeuchteten Hängen sowie fluviale Erosion entlang der Gletscherbäche zurückführen. Das Gesamtbild läßt darauf schließen, dass das Gletschereis wenig aktiv war und die Wälle nicht im Postglazial gebildet worden sind (vgl. HOLDAR 1957). Rund 2 km südwestlich des Pässisjaure, am Ausfluß des Vuotjejaure-Sees, existiert am Rande des weiträumigen Beckens ein vergleichbares Relief aus unregelmäßig angeordneten Vollformen und Hohlformen als Merkmal einer ehemaligen Toteislandschaft.

Die Wanderung zur südöstlichen Ausmündung des Nissunvage-Tales kann vom Pässisvage-Becken aus auf der Talsohle über den Pass zum Rautasvage erfolgen. Es empfiehlt sich aber, die Wanderung vom Rentierkral aus am Südosthang des Nissuntjärro fortzusetzen. Aus rund 950 m Höhe ü. M. gewinnt man einen besseren Überblick über die Landschaft im Talgrund und hat zudem eine hervorragende Aussicht auf das eindrucksvolle Bergsturzareal am Westhang des Viddja-Berges. Vor der Ausmündung des Nissunvage befinden sich glazifluviale Ablagerungen, in die Sölle eingelassen sind. Der Nissunjåkka- (Kålkasjåkka-) Bachlauf, der diese Sedimente abgelagert hat, fließt nicht in Richtung Pässisvage-Becken, sondern ins Rautasvage-Tal. Luftbilder zeigen einen Verlauf des ursprünglichen, inzwischen trockengefallenen, von glazifluvialen Ablagerungen umgebenen Bachbettes nach Nordosten Richtung Pass. Glazifluviale Sedimente wurden beidseits der lokalen Wasserscheide sowie 1-2 km weit entlang des Nissunvagejåkka in westlicher Richtung, d. h. bachaufwärts, abgelagert (vgl. HOLDAR 1957). Der Bach ist zu Beginn der Deglaziation offensichtlich zunächst nach Nordosten geflossen und hat dabei Material zum Gletschereis im Passbereich transportiert. Sowohl das Formeninventar als auch die Lage und der Umfang dieser Akkumulationen lassen nach HOLDAR darauf schließen, dass die Sedimentation an einem ausdünnenden Gletschereisrest stattfand, der zumindest in der Nähe des Nissunvagejåkka-Bachlaufes nahezu stationär war. HOLDAR schließt ein zeitgleiches Vorkommen von Gletschern in den Gipfelnischen des Kålkastjåkka nicht aus. Die beträchtliche Höhe von mehr als 1700 m ü. M. und die dortigen Reliefmerkmale begünstigen wahrscheinlich ein längerfristiges Überdauern von Gletscherresten in den Hochlagen, so dass im Quellgebiet des Nissunvagejåkka fortgesetzt Schmelzwasser bereitgestellt wurde.

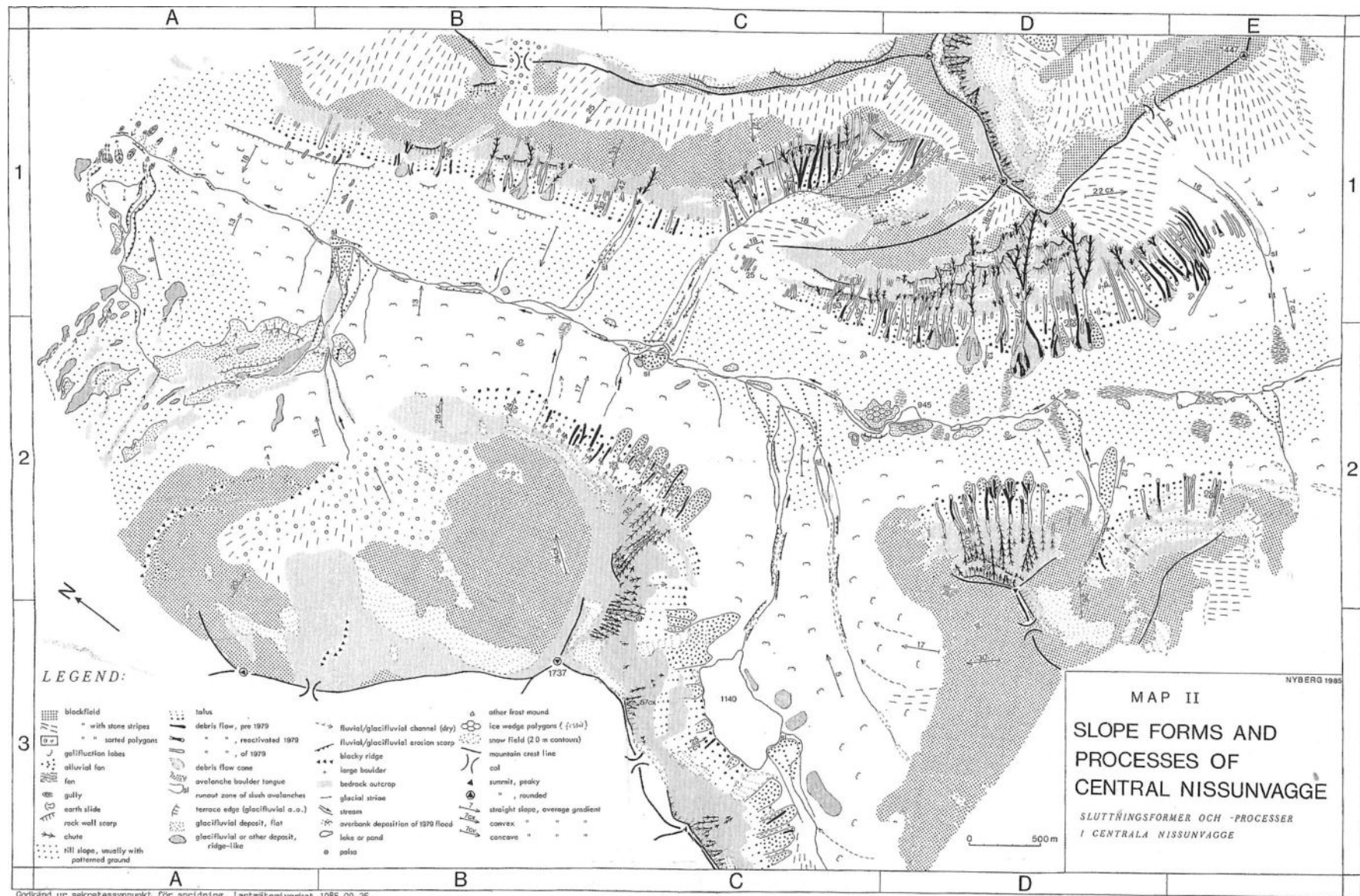
Nach HOLDAR (1957) läßt sich der Deglaziationsverlauf im Pässisvage-Tal auf der Grundlage des Großformenschatzes, der Auswertung von Gletscherschliffen sowie der Verbreitung und des Formenschatzes der Lockersedimente wie folgt zusammenfassen: Nachdem die Gletschereisdecke im Tal soweit ausgeräumt war, dass der Passbereich zwischen Pässisvage und Rautasvage vom Eise freigegeben wurde, verblieb im Pässisvage-Becken ein eigenständiger Toteisrest, der vom Gletschereis im Norden und einem potenziellen Nährgebiet im Süden getrennt war. Sommerliche Schmelzwasserbäche transportierten Lockermaterial aus der Umgebung heran, wo an Gunststandorten möglicherweise noch kleinere Gletscher existierten. Zwar führten häufige Veränderungen und Verlegungen der Abflußkanäle zu wechselnden Sedimentations- und Formungsbedingungen, doch wurden die glazifluvialen Sedimente vorzugsweise in den Mulden und tieferen Abschnitten des Beckens abgelagert. Gegen Ende der Deglaziation vollzogen sich nur noch wenige Veränderungen im Formeninventar der glazifluvialen Lockersedimente, vorzugsweise kaltklimatisch gesteuerte klinotrope und erosive Materialverlagerungen in tiefere Niveaus. Der Moränenkranz am Rande des Pässisvage-Beckens fiel nach dem Abschmelzen des Gletschereises und der Auflösung des vermutlich eisreichen Frostbodens trocken und unterlag danach den im Postglazial herrschenden Verwitterungs- und Abtragungsbedingungen. Die vornehmlich durch Schneeschmelzwasser gespeisten rezenten Bachläufe haben sich stellenweise tief bis auf die Moränendecke im Untergrund eingeschnitten. Die dabei entstandenen natürlichen Aufschlüsse geben Hinweise auf die Mächtigkeit der glazifluvialen Sedimente im Talgrund, die erwartungsgemäß viel geringer ist als im Mündungsgebiet des Pässisvage am Rande des Torneträsk-Beckens nahe Kaisepakte.

Bevor man das Pässisvage-Tal Richtung Nissunvage verläßt, kann man vom Wanderweg an der Mündung des Tributärtales aus einen kurzen Abstecher zum Bergsturz am Westhang des Viddja-Berges unternehmen (Hin- und Rückweg zusammen ca. 3 km; vgl. Foto 117). Er befindet sich am unteren Abschnitt des östlichen Talhanges, rund 4 km nördlich des Aliseatnu-Deltas am Nordwestende des Rautasjaure-Sees. Das Gestein besteht vornehmlich aus schwach nach Westen einfallenden Amphiboliten, Glimmerschiefern und kristallinen Schiefern. Der zungenförmige Grottschuttkörper erstreckt sich nach RAPP (1960) mehr als 500 m weit von der Auswanderungsnische am Talhang über den Talboden und ist ungefähr 300 m breit. Der steile Stirnhang erreicht stellenweise eine Höhe von 10 m. Die Schuttzunge ist rund 6° gebösch; die größten Blöcke bestehen aus Amphibolit und weisen maximale Kantenlängen von bis zu 50 m auf. Da der Schuttkörper moränische und glazifluviale Sedimente aus der spätglazialen Deglaziationsphase überlagert, muß er aus einem postglazialen Bergsturz-Ereignis resultieren. Eine neotektonische Morphogenese wie im Falle der Bergstürze im nordnorwegischen Kåfjord-Gebiet ist denkbar (vgl. DEHLS, OLESEN et al. 2000). Großflächige Flechtenüberzüge auf den Blöcken und Weidengebüsch in Schutzlagen deuten auf ein Alter der Ablagerung von zumindest einigen hundert Jahren. RAPP schätzt das Schuttvolumen des Bergsturzes auf 1-2 Mio m³. Die verlagerte Schuttmenge ist damit deutlich geringer als im Falle des Rissa-Bergsturzareals im Kärkevage-Tal (60 Mio m³, vgl. JARMAN 2002). Der Bergsturz am Viddja-Berg wurde an einem mäßig geneigten Hangabschnitt mit einer relativen Höhe von weniger als 300 m ausgelöst. Er unterscheidet sich darin markant vom Bergsturzgebiet am Talschluß des Kärkevage. Die dortige Schuttmasse befindet sich unter einer Auswanderungsnische mit einer ca. 240 m hohen Rückwand (Vertikaldistanz zwischen dem oberen Felswandrand und dem Rissajaure-Wasserspiegel knapp 700 m, vgl. JARMAN 2002).



Foto 117: Luftbild des Bergsturzes im Kålkasvage-Tal am Westhang des Viddja-Berges, rund 4 km nördlich des Aliseatnu-Deltas im Rautasjaure-See. Der zungenförmige Grobschuttkörper aus Amphibolit- und Schiefer-Gestein erstreckt sich von der Auswanderungsnische am Talhang mehr als 500 m weit über den Talboden (Stirnhöhe bis zu 10 m). „Überfahrene“ spätglaziale moränische und glazifluviale Sedimente weisen auf ein postglaziales Alter der Ablagerung (Foto aus GOODFELLOW & BOELHOUWERS 2013).

Bei der Wanderung von der Talmündung in das zentrale Nissunvage hat man vom nördlichen Talhang aus Einblick in das schmale, kerbförmig aus rund 1000 m Höhe ü. M. in die Gipfelregion von Kålkatjåkka und Honka (1700-1800 m) hinaufziehende Kukkesrieppe-Tal. Am Talschluß befindet sich in Ost-Exposition und in extremer Schattlage infolge der umrahmenden hohen Berggipfel die Kukkesrieppe-Gletscherzunge. Sie ist in „normalen“ Sommern bis auf den Frontabschnitt schneebedeckt und schmilzt offenbar weniger rasch zurück als die stärker der Einstrahlung ausgesetzten kleinen Gletscher der näheren Umgebung. Die Gletscherfront lag 2013 in rund 1200 m Höhe ü. M. Eine mächtige Seitenmoräne weit oberhalb des rezenten Eiskörpers zeugt indessen von einem ehemals größeren Eisvolumen als in der Gegenwart. Die Mächtigkeit des Moränenwalles läßt vermuten, dass es sich um eine Eiskernmoräne handelt. Sie markiert offenbar einen Gletscherstand aus der „Kleinen Eiszeit“, wahrscheinlich den Maximalstand zu Beginn des 20. Jahrhunderts. Weitere, etwa durch Endmoränenwälle gekennzeichnete ältere Gletscherstände, wurden talabwärts nicht beobachtet. Ehemals eventuell vorhandene Formen und Ablagerungen könnten im relativ steil geböschten Talgrund durch die Gletscherbäche zerstört worden sein. Mehrere in Richtung der Talachse verlaufende Wälle nahe der Talmündung sind wesentlich älter und könnten während der spätglazialen Deglaziationsphase abgelagert worden sein (vgl. HOLDAR 1957). Es ist zu empfehlen, die Wanderung über die flache Wasserscheide zwischen Nissunvagejåkka und Nissunjåkka in das zentrale Nissunvage-Tal am Fuße des nordöstlichen, trockeneren Talhanges fortzusetzen. Als Zeltplatz bietet sich das Gebiet an der Mündung der Bachläufe aus dem Kaskarieppe-Kar und aus dem See 1140 m ü. M. in den Nissunjåkka-Bach an. Aus dieser zentralen Position hat man sowohl einen leichten Zugang zum Gletscher im Kaskarieppe-Kar als auch zum äußerst reichhaltigen geomorphologischen Formenschatz im mittleren Nissunvage-Tal, der von NYBERG (1985) unter besonderer Berücksichtigung der Hangformen und -prozesse kartiert worden ist (vgl. Abb. 43). Aufgrund der Vielfältigkeit und wissenschaftlichen Signifikanz des zu beobachtenden Formeninventars ist mindestens ein ganzer Wandertag im Gebiet einzuplanen, was zwei Zeltübernachtungen voraussetzt.



Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Lantmäteriverket 1985-09-25.

Abb. 43: Hangformen und Hangprozesse im zentralen Nissunvagge-Tal (aus NYBERG 1985)

Vom Zeltplatz führt die Exkursion zuerst in das aus südwestlicher Richtung in das Nissunvagge herabziehende Kaskarieppe-Tal. Das Tributärtal wird durch zwei kleine Bachläufe entwässert, die sich auf der Talsohle des Nissunvagge vereinigen und den weitaus größten Teil der Abflußmenge des Nissunjäkka-Baches ausmachen. Am Talschluß befindet sich das Kaskarieppe-Kar mit dem Kaskarieppe-Gletscher. Der Gletscherabfluß erfolgt durch den namenlosen, etwa 1,5 km vor der Talmündung gelegenen See 1140 m ü. M. (vgl. Foto 118). Die vom Gletscherbach mitgeführten Sedimente werden größtenteils im See abgelagert, an dessen Südufer sich ein von Naßschneelawinen überprägtes Delta befindet. Der See entwässert durch ein in Seenähe tief in die Sedimente eingeschnittenes (Kerb-) Sohlental Richtung Nissunvagge. Das Kaskarieppe-Tal wird im Westen von sturzschuttgesäumten 1400-1800 m hohen Steilwänden begrenzt; die südöstliche Begrenzung bilden schuttbedeckte, stark gelisolifluidal überprägte Steilhänge, die sich bis in Höhen von 1661 m ü. M. erstrecken. Die Route verläuft, leicht ansteigend, zunächst auf einer dichten, kräuterreichen Grasvegetation, die aber taleinwärts und mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel ausdünt und schließlich von einer spärlichen Vegetation aus *Betula nana* (Zwergbirke), Gräsern, einzelnen Blütenpflanzen sowie Moospolstern abgelöst wird. Ab einer Höhe von 1050-1100 m ü. M. folgt vegetationsarmes, steinig-blockiges Terrain. In Seenähe sind Moränenwälle mit stellenweise mächtigen Blöcken zu überqueren. Beim Anstieg zum See und von dessen Ufer aus hat man einen hervorragenden Blick auf die Sturzschuttakkumulationen am Fuße des Pallentjäkka-Steilabfalles (Gipfelhöhe 1737 m). Ferner ergeben sich Einblicke in das den See entwässernde Kasten- / Kerbsohlental. Im Bereich zwischen Talsohle und Talhang überdauern Schneeflecken bis in den Spätsommer oder perennieren, ein deutlicher Hinweis, dass die Talsohle nicht mehr in voller Breite überflossen wird. Die erheblichen Abmessungen der Talform lassen sich nicht mit der geringen rezenten Abflußmenge erklären. Das Tal wurde offenbar in einer Zeit angelegt und ausgeschürft, als die Abflußmenge wesentlich größer war als gegenwärtig. Dies geschah wahrscheinlich in einer Zeit, als das heutige Seebecken noch von einem Gletscher ausgefüllt war. Auf die ehemalige Existenz eines Gletschers an der Lokalität weisen u. a. die Übertiefung des Beckens sowie die Wälle und moränischen Ablagerungen an seinem Ost- und Südufer. Die Talform dürfte vornehmlich durch die Schmelzwässer dieses Gletschers herauspräpariert und später durch das nivale Abflußsystem überprägt worden sein.



Foto 118: Blick von Süden auf das Seebecken (1140 m ü. M.) an der Mündung des Kaskarieppe-Tales in das Nissunvagge-Tal mit dem Delta des Kaskarieppe-Gletscherbaches am südlichen Seeufer (hell). Im Nordwesten grenzt der See an die mächtigen Sturzschutthalden unter dem Pallentjäkka-Hauptgipfel und dem 1440 m hohen Col zum Pallentvagge-Tal (links davon). 12.8.2019

Der See 1140 m ü. M. wird im Norden von einer mächtigen Lawinen-Blockschuttzunge (fächerförmige Variante nach RAPP 1959, 1960) begrenzt. Das Ostufer bilden mehrere flache, von Steinpanzern überzogene Moränenhügel. Im unmittelbaren Uferbereich des Sees haben sich im schluffig-sandigen, stein- und blockreichen Sediment an Plätzen mit periodischer Wasserüberstauung Feinerdeinseln und Steinpolygone entwickelt. Im Westen grenzt der See an Sturzschutthalden unterhalb des ca. 1400 m hohen Sattels (Cols)

zwischen dem Pallentjåkka-Hauptgipfel und der Anhöhe 1636 m. Von Süden hat der Gletscherbach des Kaskarieppe-Kargletschers ein Delta in den See vorgeschoben. Beim weiteren Anstieg taleinwärts ergeben sich nach Westen Ausblicke auf die Felswände und Sturzschutthalden des Pallentjåkka-Steilabfalles zwischen den Anhöhen 1636 m und 1784 m (vgl. Foto 119). Die Wände sind stellenweise stark zergliedert, die Sturzschuttablagerungen durch Lawinenbahnen, Lawinen-Blockschuttungen und Murgänge überprägt. Die östliche Talflanke wird von den Steilhängen der Anhöhe 1661 m gebildet. Auffallend sind die mächtigen Schuttungen, -loben und -stufen an den Hängen. Die Schuttungen erreichen stellenweise Stirnhöhen von mehreren Metern und sind bis zu 50 m lang. Der Talboden besteht aus weitgespannten Blockschuttfeldern, deren Grobkomponenten dicht mit Krustenflechten bewachsen sind, während sich die Vegetation der Feinmaterialareale auf dicht am Boden kriechende Zwergbirken, Gräser und Moospolster beschränkt. An feinmaterialreicheren, feuchten Plätzen, etwa in Mulden mit langfristig Schmelzwasser liefernden Schneean-sammlungen oder im flachen Bett des Gletscherbaches haben sich infolge von Schnee- und Eisdruck Pflasterböden entwickeln können. Zwischen ca. 1200 m und 1300 m ü. M. vollzieht sich ein leichter Anstieg des abseits des Gletscherbaches nahezu ebenen Talbodens. An die Stelle der Blockschuttfelder treten oberflächlich feinmaterialarme Blockmeere, an die sich eine leicht begehbare Verebnung anschließt, die sich bis zum Moränenwall vor dem Kargletscher erstreckt (vgl. Foto 120). Die Dichte des Flechtenbewuchses auf den Steinen und Blöcken variiert kleinräumig sehr stark in Abhängigkeit von der Exposition und der Länge der saisonalen Schneebedeckung der Standorte. Langfristig von Schneeschmelzwasser überrieselte Blockfeldpartien enthalten oftmals weitflächige Moospolster, die im ansonsten steril wirkenden Terrain auffällig in Erscheinung treten.

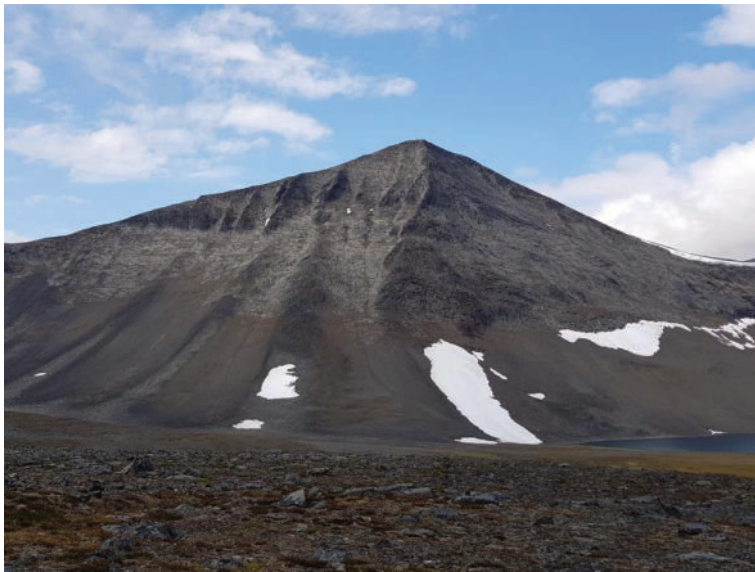


Foto 119: Blick auf mehrere mächtige Lawinenblockschuttungen aus Amphibolit-Detritus unter den zergliederten Steilwänden des Berggipfels 1636 m im unteren Kaskarieppe-Tal. Am rechten Bildrand sind das südliche Seeufer und der hohe Col zu erkennen. 12.8.2019



Foto 120: Weiträumiges, aufgrund der langfristigen Schneebedeckung nahezu vegetationsfreies Blockfeld im oberen Kaskarieppe-Tal im Vorfeld der Endmoränen des Kaskarieppe-Gletschers. Das wenige sommerliche Schmelzwasser des Gletschers fließt durch das Blockmaterial ohne Ausbildung eines deutlich erkennbaren Bachbettes talabwärts. 12.8.2019

Der Moränenwall vor dem Gletscher ist Teil einer mächtigen Laterofrontalmoräne, deren Schenkel sich am westlichen und östlichen Talhang Richtung Talschluß erstrecken. Der genetisch als Endmoräne zu deutende, 20-30 m hohe Wall ist auf seiner Distalseite gegen das vorgelagerte Blockfeld scharf abgesetzt. Der aktuelle Gletscherbach verlässt das Gletscherbecken am Grunde einer tiefen Mulde, die den Endmoränenwall nahe der Talmitte in zwei Segmente gliedert. Der östliche Wallabschnitt zeichnet sich durch einen steilen, wenig differenzierten Distalhang aus, während der westliche Wallabschnitt stellenweise in Voll- und Hohlformen zergliedert ist. Die Steilheit einiger distaler Hangpartien des östlichen Wallsegmentes sowie einiger Hänge im stärker zergliederten Westsegment lassen auf die Existenz von Permafrost im Untergrund schließen. Die lokalen Neigungswinkel überschreiten an mehreren Hangabschnitten die maximalen Böschungswinkel des stellenweise recht kleinstückigen Amphibolit-Detritus, der offensichtlich durch Permafrost zementiert ist (vgl. Foto 121). Die stärkere Zergliederung des westlichen Wallsegmentes läßt sich vermutlich auf das Ausschmelzen von eisreichem Permafrostboden erklären. Offensichtlich handelt es sich bei der Laterofrontalmoräne um eine Eiskernmoräne, die unter Permafrostbedingungen entstanden ist und unter den gegenwärtigen, weniger strengen Klimabedingungen allmählich degradiert. Transversale perennierende Schneeflecken im Knick zwischen dem steilen Endmoränen-Außenhang und dem vorgelagerten Blockfeld sowie entlang der Seitenmoränenwälle an den Talflanken indizieren ebenfalls, dass noch größere Permafrostbodenreste im Gebiet existieren. Der Proximalhang des Endmoränenwalles ist weniger steil als der Distalhang. Er böschet sich relativ sanft und gleichmäßig zum Gletscherbecken hin ab. Zwischen dem Moränenwall und der aktuellen, flach auslaufenden Gletscherfront hat sich ein Schmelzwassersee gebildet, an den der Gletscher noch 2013 heran reichte, aber schon 2019 durch einen vom Gletscherbach überflossenen Schuttstreifen getrennt war (vgl. Foto 58). Die genauen Abmessungen des Gletschers konnten bei den Feldbegehungen nicht ermittelt werden, da nur ein Teil des offensichtlich dünnen Eiskörpers sichtbar war, während die Gletscherränder, insbesondere an der Karrückwand unter den Gipfeln 1775 m und 1792 m ü. M., unter einer mächtigen Schneedecke lagen. Beobachtungen im schneefreien, flach geböschten, spaltenfreien Zehrgebiet des Gletschers belegen den Transport zahlreicher Steine und Blöcke, die wahrscheinlich als Sturzschutt von den angrenzenden Felswänden auf die Gletscheroberfläche gelangt sind, Richtung Gletscherfront. Die Länge des Gletschers kann auf weniger als 0,5 km, die maximale Mächtigkeit am Fuße der Karrückwand auf weniger als 50 m geschätzt werden. Aufgrund seiner Höhererstreckung (1340-1650 m ü. M.) bis weit in die Höhenstufe des diskontinuierlichen alpinen Permafrostbodens im Gebiet sowie der geringen Eismächtigkeit dürfte der Gletscher inzwischen als „kalt“ zu klassifizieren sein. Temperiertes Glet-

schereis konnte bestenfalls im Nährgebiet nahe der Karrückwand bis in die Gegenwart überdauern. In diesem Falle würde es sich um einen „polythermen“ Gletscher handeln. Der Gletscher ist im Laufe der letzten Jahrzehnte offensichtlich stärker zurückgeschmolzen als die nahe gelegene Gletscherzunge im Kukkesrieppe-Tal. Diese Tatsache läßt sich vor allem durch die stärker der sommerlichen Einstrahlung ausgesetzte Lage im Vergleich zum Kukkesrieppe-Gletscher erklären, der sich längerfristig in Schattlage befindet. Der Endmoränenwall dürfte während des Höchststandes am Ende der „Kleinen Eiszeit“ abgelagert worden sein. Im Unterschied zu den Steinen und Blöcken im Vorfeld des Endmoränenwalles ist das Grobmaterial an der Oberfläche des Walles und im proximal anschließenden, inzwischen eisfreien Gletscherbecken nahezu frei von Flechtenüberzügen, was einen deutlichen Altersunterschied indiziert.



Foto 121: Blick auf den Distalhang des östlichen Endmoränenwalles vor dem Kaskarieppe-Kargletscher. Die Steilheit des Hanges überschreitet stellenweise den maximalen Neigungswinkel des amphibolitischen Lockermaterials, das offensichtlich durch Permafrost zementiert ist. 12.8.2019

Auf dem Rückweg vom Gletscher zum Zeltplatz lassen sich die Hänge an den Flanken des Kaskarieppe-Tales und deren Formenschatz näher studieren. Während die Ost-exponierten Talhänge zwischen dem Pallantjåkka-Gipfel an der Talmündung und dem Honga-Gipfel im Süden entlang einer scharf ausgeprägten Kammlinie steil zum Talboden hin abfallen, sind die West- bis Nordwest-orientierten Talhänge am Gipfel 1661 m ü. M. weniger steil gebösch, was dem Tal einen asymmetrischen Querschnitt verleiht. Die Südost- und Nordost-exponierten Hänge der genannten Anhöhe zum Kukkesrieppe-Tal bzw. Nissunvage fallen indessen wieder steil zum Talgrund hin ab. Die unterschiedliche Ausprägung der beiden Talhänge sowohl im Kaskarieppe als auch in den angrenzenden Tälern überrascht insofern, als das Ausgangsgestein für die Verwitterung und Abtragung im Gebiet offenbar keine bedeutsamen strukturellen oder petrographischen Unterschiede aufweist (mit ca. 10° nach Norden einfallende Amphibolit-Lagen). Gemäß der unterschiedlichen Exposition und Hangneigung existieren an den beiden Talhängen des Kaskarieppe verschiedenen Formen und Ablagerungen, die aus unterschiedlichen geomorphologischen Prozessen resultieren. Die oberen Abschnitte der Steilabfälle werden von nackten Felswänden gebildet, die häufig durch vertikal verlaufende oder sich in ihrer Anordnung hangabwärts trichterförmig zusammenschließende Rinnen („chutes“) gegliedert sind. Die Felswände sind von mächtigen Schuttablagerungen gesäumt, die den unteren Abschnitt der Felswände bis in Höhen von ca. 200 m über dem Talgrund verdecken. Sie bestehen aus Verwitterungsschutt, der entweder als Sturzschutt durch freien Fall oder durch Schneelawinen-Transport an den Wandfuß gelangt

ist. Der Nordwest-exponierte Talhang ist nur im innersten Talabschnitt im Bereich des aktuellen Gletschers und seines Vorfeldes als schuttgesäumte Felswand entwickelt. Talaustrwärts verflacht das Hangprofil bis auf die höchst gelegenen, stellenweise in Felsköpfe aufgelösten Wandabschnitte. In der Nähe des Talaustrgangs ist der Hang weiträumig von steinig-blockigem Verwitterungsschutt bedeckt, in dem sich inselhafte Nester aus feinkörnigem Moränenmaterial finden. Am Hang dominieren gelisolifluidale Formen und Ablagerungen, wobei sich mit zunehmender Höhenlage über dem Niveau der Talmündung in das Nissunvage ein allmählicher Übergang von Erscheinungen und Formen der gebundenen Gelisolifluktion zu solchen der ungebundenen Gelisolifluktion vollzieht. Besonders auffällig sind die mächtigen Rasenloben und -zungen am Talaustrgang, die das Mesorelief des Hanges weiträumig prägen. Wahrscheinlich werden die gelisolifluidalen Massenbewegungen am Unterhang durch größere Beimengungen von feinkörnigem Moränenmaterial in der Schuttauflage über dem dichten, wasserstauenden Amphibolitgestein im Untergrund begünstigt.

Der Südost-exponierte Steilabfall des Pallentjåkka-Gipfels an der Talmündung in das Nissunvage sowie seine südliche Fortsetzung am See 1140 m ü. M. sind durch ein charakteristisches Relief aus Erosions- und Akkumulationsformen gekennzeichnet, das sich vom „normalen“ Formeninventar im Bereich verwitternder Felswände in Gestalt von Sturzschutthalden und -kegeln unterscheidet. In den mehr oder weniger parallel zueinander verlaufenden Rinnen im oberen Wandbereich wird der durch die vorwiegend frostmechanische Verwitterung (Kryoklastik) bereitgestellte Schutt gesammelt und abwärts gelenkt, doch geschieht dies nicht nur durch freien Fall oder rasches Abrollen der Schuttpartikel zur Spitze von Sturzschuttkegeln am Wandfuß, sondern auch durch Schneelawinen, da die Rinnen auch als bevorzugte Lawinenbahnen fungieren. Bei den abgehenden Schneelawinen werden lockere Schuttpartikel mit in die Tiefe gerissen und die Rinnen auf diese Weise „gesäubert“. Der Schutt gelangt mit dem Lawinenschnee in den Fußbereich der Felswände und bildet dort Lawinenblockschuttzungen („avalanche boulder tongues“ nach RAPP 1959, 1960), deren Stirnhöhen im Pallentjåkka-Gebiet mehrere Dezimeter bis über 1 m betragen (vgl. Fotos 10 und 119). Die überwiegend Mehrzahl ist im Querschnitt abgeflacht („road-bank“-Typ). Viele sind asymmetrisch geformt und im Querprofil fußähnlich – mit einer hohen und steilen Böschung auf einer der beiden Seiten. RAPP (1959) erklärt dies mit den unterschiedlichen Schneesverhältnissen am Rande der Schuttzungen. Im Winter wird die windexponierte Flanke der Schuttzungen durch den Wind schneefrei gehalten und ist dadurch der erosiven Tätigkeit von Lawinen ausgesetzt, wodurch die Schuttzungen im Laufe von Jahrhunderten ein asymmetrisches Querprofil erhalten. Wahrscheinlich tragen auch mächtige Schneeanisammlungen auf der Leeseite der Blockschuttzungen zur Entwicklung des asymmetrischen Aufrisses bei. Sie schützen den Schutt im Untergrund vor der Abtragung und verhindern die seitliche Ausbreitung von Lawinen (vgl. RAPP 1959). Am Steilabfall unter dem Pallentjåkka-Hauptgipfel (1737 m) haben die in den oberen Abschnitten der Rinnen ausgelösten Schneelawinen die Obergrenze der Sturzschutthalden und -kegel abgesenkt, wodurch der untere Wandbereich weiterhin der Verwitterung ausgesetzt bleibt. Diese Tatsache wird von RAPP (1960) als die vielleicht wichtigste Funktion bei der Abtragung durch Lawinen angesehen. Eine Wand, die einer häufigen „Säuberung“ durch Lawinen unterliegt, wird nicht unter Ausbildung einer in die Höhe wachsenden Sturzschutthalde zurückverlegt, sondern wittert mehr oder weniger gleichmäßig (parallel) unter Entwicklung eines langsam wachsenden konkaven Übergangs zum Talboden zurück. Dadurch entwickelt sich schließlich ein Hangprofil wie an den Flanken eines U-Tales mit Ausnahme eventueller Felssporne und -rücken an Wänden, die sich durch eine Rinnenskulptur auszeichnen (vgl. RAPP 1960). Auf diese Weise könnte die Lawinentätigkeit maßgeblich zur Asymmetrie vieler Täler in den Abisko-Bergen (steiler Osthang, flacherer Westhang) beigetragen haben.

Als wichtiger Steuerfaktor der Morphodynamik an den Hängen als Grundlage der Entwicklung asymmetrischer Talquerschnitte erweist sich die Schneeverteilung. Ein Vergleich des eigenen Beobachtungsmaterials mit Feldfotos und Beschreibungen von RAPP zeigt, dass sich größere Schneeanisammlungen jedes Jahr an denselben, vom Relief vorgegebenen Plätzen im Terrain finden, wobei der Schnee an den Hängen sowohl eine erosive als auch eine protektive Wirkung haben kann (vgl. RAPP 1959, 1960). Der Bergrücken südlich des Pallentjåkka-Hauptgipfels liefert ein anschauliches Beispiel für eine West-Ost-Talassymmetrie. Er zeichnet sich durch einen Steilabfall zum östlich gelegenen See 1140 m ü. M. sowie flachere Hänge Richtung Pallentvage-Talboden aus (vgl. Exkursion durch die südöstlichen Abisko-Berge II). Am oberen Rande der Steilwand existieren große langfristige Schneeflecken, insbesondere in drei Mulden entlang der

Kammlinie. Eine Mulde 300-500 m südöstlich des Gipfels 1737 m ü. M. enthält ein perennierendes Schneefeld, das Ausgangspunkt für die Entwicklung der ungewöhnlich großen Lawinblockschuttzunge am Hangfuß am Nordufer des Sees 1140 m ü. M. war. Zwei weitere, tiefer in den Bergkamm eingelassene Mulden („Cols“) 500 m nördlich bzw. 700 m südlich des Gipfels 1636 m ü. M. weisen ebenfalls langfristige Schneeflecken auf, die allerdings nicht jedes Jahr perennieren. Die drei Mulden begünstigen die Ansammlung größerer Schneemengen. Möglicherweise stammt der Schnee in den Leelagen nicht nur aus der näheren Umgebung der Mulden, sondern wird auch als Treibschnee aus einem größeren Einzugsgebiet herangeweht (vgl. RAPP 1960). Im Falle der beiden südlichen Mulden führen breite und flache Tälchen vom Pallenvagge-Talboden aus westlicher Richtung in die Col-Nische hinauf. Bei hohen winterlichen Windgeschwindigkeiten wird vermutlich Treibschnee die Hangtälchen hinaufgeblasen und auf der Leeseite der Cols abgelagert. Die leeseitigen Wandabschnitte am Rande der Cols bieten somit günstige Voraussetzungen für die erosive Tätigkeit von Lawinen. Die Ost-exponierten Wände des Pallentjåkka-Steilabfalles zum See sind stellenweise glatt oder recht gleichmäßig gegliedert. Vertikale Rinnen sind sowohl an den Wänden nördlich als auch westlich des Sees entwickelt, fehlen aber unterhalb der Mulde. Strukturelle oder petrographische Gründe gibt es keine für diese auffällige Differenzierung der Amphibolit-Wände. Die glatten, ungegliederten Wände unterhalb der großen Schneeflecken im Lee der Cols verdanken ihr Aussehen und ihre geringe Gliederung nach RAPP (1960) einer strengen subaerischen Frostverwitterung und einer Überprägung durch Lawinen (Entfernung des Lockermaterials) oder der erosiven Tätigkeit kleiner Kargletscher. Dies belegt, dass große Schneewächten oder Kargletscher die Entwicklung von Rinnen an den Wänden verhindern. Im vorliegenden Falle konnten die Schneeanisammlungen die Ausbildung einer Rinnenskulptur offensichtlich über den gesamten Zeitraum des Spät- und Postglazials verhindern (vgl. RAPP 1960).

Der folgende Tag ist den geomorphologischen Formen und Ablagerungen im zentralen Nissunvagge-Tal gewidmet. Die Hangformen und -prozesse im Gebiet wurden von NYBERG (1985) detailliert kartiert (vgl. Abb. 43). Außer den Talhängen und ihrer Morphodynamik verdient auch der geomorphologische Formenschatz auf der Talsohle Beachtung. Er läßt sich auf dem Weg vom Zeltplatz zum nordöstlichen Talhang in der Nähe des Nissuntjärro-Gipfels näher studieren, wobei vor allem der Talabschnitt zwischen den Bachläufen aus dem Kaskarieppe-Tal und der Passhöhe und Wasserscheide zwischen Nissunjakka und Nissunvaggejakka Beachtung verdient. Auf den Grundmoränen-Plateaus, flachen Moränenhügeln und glazifluvialen Terrassenresten im Umkreis des Sees 945 m ü. M. sind fossile Eiskeilnetze entwickelt. Die von RAPP & NYBERG (1980) entdeckten Netzwerke überspannen besonders windexponierte und daher im Winter schneearme Plätze, an denen die Kältewellen tief in das Substrat eindringen können. Die Jahresmitteltemperatur im betreffenden Talabschnitt liegt bei -3°C bis -4°C (Extrapolation von Daten der Wetterstation Abisko). Im mäßig kontinental geprägten Klima sind Temperaturstürze bis auf -40°C im Winter keine Seltenheit. Das Auftreten von Palsas und palsaähnlichen Hügelformen in den angrenzenden Moor- und Sumpfbereichen deutet auf die Existenz von Permafrostboden. Das Polygonmuster tritt im Luftbild und im Gelände vor allem durch die unterschiedliche Vegetationsbedeckung der Polygonflächen und -spalten in Erscheinung. Während die Polygonfelder zumeist von einem vegetationsarmen bis -freien Deflations- / Auffriersteinpanzer überzogen sind, weisen die Polygonspalten infolge des besseren Windschutzes und des größeren Wasserangebotes eine Zwergstrauch-Vegetation aus *Betula nana* (Zwergbirke) und *Empetrum nigrum* ssp. *hermaphroditum* (Zwittrige Krähenbeere) auf (vgl. Foto 122). Es dominieren 4-6 seitige Spaltenmuster mit einem Durchmesser von 10-20 m, wobei die Spalten nur selten eine Tiefe von mehr als 15 cm erreichen und oftmals unvollständig ausgebildet sind. Bei einem Feldbesuch im Sommer 1985 war die Vegetationsdecke in mehreren Spalten messerscharf durchschnitten, wie es bei aktiven Eiskeilnetzen und aktiven Makropolygonen ohne Eiskeilfüllung der Fall ist (vgl. u. a. MEIER 1987, 1996). Stichpunktartige Grabungen in mehreren Spalten bis in knapp 1,2 m Tiefe (August 1985) ergaben keine Hinweise auf die Existenz von Permafrostboden. Stattdessen wurden Eiskeilspudromorphosen aus minerogenen Sedimenten mit oberen Öffnungsbreiten von 18-35 cm angetroffen. Die minerogenen, keilförmigen Spaltenfüllungen erstreckten sich bis in 90-105 cm Tiefe. Dies bestätigt die Beobachtungen von RAPP & NYBERG (1980), die unter einer vom Bachlauf angeschnittenen Spalte eine Keilstruktur entdeckten, deren Sandfüllung einen Podsolboden mit einem rostfarbenen B-Horizont enthielt. Demnach stellen die polygonalen Netzwerke auf den

untersuchten Moränenablagerungen inzwischen eisfreie, fossile Eiskeilnetze dar. Das Auftreten von Permafrost in größerer Tiefe ist allerdings nicht auszuschließen. Bei Besuchen der Lokalität im August 2013 und 2019 wurden in den Spalten keine Frostrisse mehr gefunden. Auch die Vegetation war unversehrt. In den vorausgegangenen Wintern hatten die frostklimatischen Verhältnisse offensichtlich nicht für eine Ribbildung am Grunde der Spalten ausgereicht. Gegen eine Deutung als „soil-wedge polygons“ spricht u. a. die schmale minerogene Keilfüllung unter den Spaltenzügen. Die Verbreitung derartiger fossiler Eiskeilnetze konzentriert sich auf den östlichen, durch ein thermisch und hygrisch kontinentales Klima geprägten Teil der Abisko-Berge, wobei die besonders wind- und kälteexponierten, im Winter schneearmen Hochtäler Gunststandorte für die Entwicklung von Spaltenmakropolygonen mit und ohne Spalteneis darstellen bzw. dargestellt haben.



Foto 122: Spalte eines fossilen Eiskeilnetzes auf einem flachen Moränenhügel im zentralen Nissunvage-Tal. Die ursprüngliche, im Querschnitt keilförmige Eisfüllung der Spalte ist ausgeschmolzen, der dadurch entstandene Hohlraum ist mit minerogenen Sedimenten aufgefüllt worden (Eiskeilpseudomorphose). Die dabei entstandene flache Mulde an der Bodenoberfläche gestattet aufgrund des Wind- / Kälteschutzes und der größeren Feuchte die Entwicklung einer niedrigen Zwergstrauch- und Grasvegetation, während die Polygonfelder von einem Deflations- / Auffriersteinpanzer überzogen sind. 10.8.2013

In den Moor- und Sumpfgebieten am See 945 m ü. M. sowie im Uferbereich der 3 kleinen Seen 0,5-1,5 km südöstlich der Passhöhe sind in Höhenlagen von 950-1000 m ü. M. vereinzelt Palsas als Indikatoren rezenter Permafrostbodens anzutreffen (vgl. Foto 123). Es handelt sich um Relikte eines ehemals umfangreicheren Formeninventars, wie ein Vergleich von Feldbeobachtungen in den Jahren 1985, 2013 und 2019 ausweist (vgl. auch Abb. 43; aus NYBERG 1985). Es dominieren flache plateau-, wall- und kuppelförmige Formvarianten mit Maximalhöhen von weniger als 1 m. Ihre Abmessungen sind im Vergleich zu den Palsas im Birkenwaldbereich gering; die Hügel sind daher im Gelände leicht zu übersehen. Dies gilt auch für die flächenmäßig größten, plateauförmigen Varianten, deren Fläche 100 m² kaum überschreitet. Eine Ursache für das limitierte Vorkommen und die bescheidenen Dimensionen der Palsas selbst bei günstigeren frostklimatischen Bedingungen als gegenwärtig dürfte die geringe Verbreitung von für die Palsa-Entwicklung geeigneten Substraten sein, namentlich Torfablagerungen und feinkörnigen, frostempfindlichen minerogenen Sedimenten größerer Mächtigkeit. Nach Ausweis stichpunkthafter Grabungen betragen die Torfmächtigkeiten in den Feuchtgebieten beidseits der aktiven Talsohle nur wenige Dezimeter, häufig nur 15-30 cm. Die Permafrosttafel befand sich gegen Ende des Sommers (Ende August / Anfang September 1985, 2013)

bei allen untersuchten Palsas in Tiefen unterhalb 50 cm, oftmals auch unterhalb des Moor- und Grundwasserspiegels. Eine scharf ausgeprägte Grenze zwischen Torfhülle und Mineralbodenkern – typisch für die traditionellen Palsas im Birkenwaldbereich bei Abisko und anderswo – wurde nur selten und nur bei kuppelförmigen Formvarianten angetroffen. Bei den meisten Palsas vollzog sich der Übergang vom minerogenen zum organogenen Substrat eher graduell. Der Humusgehalt nahm vom schluffig-sandigen, steinigen Ausgangsmaterial im Untergrund höhenwärts zu; gleichlaufend war eine Dunkelfärbung der ursprünglich braunen Sedimente zu beobachten. Das Gefüge des Permafrostkerns konnte aufgrund des hohen Grundwasserspiegels nur nahe der Permafrosttafel studiert werden. Größere Eisaneicherungen fanden sich nur in der Umgebung von Grobkomponenten. Einige Steine waren an ihrer Basis vollständig von Eis eingehüllt. Ansonsten dominierte kaum sichtbares Poreneis, das den Mineralboden zu einer harten Masse zementierte.



Foto 123: Kleine degradierende Palsas in einem Moor- und Sumpfgebiet am See 945 m ü. M. östlich des fossilen Eiskeilnetzes. Die 70-80 cm hohen Kuppel- und Wallpalsas enthalten unter der ca. 50 cm mächtigen sommerlichen Auftauschicht einen Permafrostkern aus gefrorenem Torf und Mineralboden. Der Torf ist durch Poreneis zementiert, der Mineralboden enthält kleinere Eislinnen. 10.8.2013

Außer Palsas wurden in den Feuchtgebieten beidseits der Wasserscheide von Nissunjåkka und Nissunvagejåkka 1985 auch Frostblister beobachtet. Sie zeichneten sich durch einen runden bis langgestreckten Grundriß sowie Höhen von bis zu 1 m aus. Kennzeichnend für die Hügel waren steile Flanken, Risse und klaffende Spalten in der Vegetations- und Torfdecke sowie Blankeiskerne. Auffallend war die Lage am Rande oder inmitten von Fließgewässern (genannte Bachläufe sowie Einmündung zweier Zuflüsse vom Nordosthang des Berggipfels 1665 m), was auf die Mitwirkung von hydrostatischem Druck an der Morphogenese der Hügel deutet. Die Hügel besaßen im Unterschied zu den durch eine Eisseggregation im Substrat entstandenen Palsas einen Injektionseiskern. Dieser war am Grunde mehrerer tiefer Spalten sichtbar. Die Hügel waren in ihren morphologischen Charakteristika, ihrem Bauplan, ihren Lagermerkmalen und ihrer Morphogenese den mehrjährigen Frostblistern im Rakkaslako-Gebiet vergleichbar. Ob es sich um echte Permafrosthügel oder einjährige, kurzfristige Erscheinungen handelte, bleibt allerdings unklar, da sich die Bestandsdauer mangels Feldbeobachtungen in den folgenden Jahren nicht feststellen ließ. 2013 waren die Hügel nicht mehr auffindbar; sie waren in der Zwischenzeit kollabiert – eine weitere Parallele zu vielen Frostblistern im Rakkaslako-Gebiet, für die nur eine Bestandsdauer von wenigen Jahren nachgewiesen werden konnte.

Wie im südwestlichen Rakkasjåkka-Seitentäl (vgl. MEIER 1988/89, MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015) wurden 1985 auch entlang der Bachläufe von Nissunjåkka und Nissunvagejåkka in Höhenlagen von 900-1000 m ü. M. Hügelformen ohne thermisch isolierende Torfdecke beobachtet. Die bis zu 1,5 m hohen kuppelförmigen Hügel waren inmitten und am Rande der Bachläufe entwickelt. Ihre von Steinen und Blöcken bedeckte Oberfläche war von breiten Spalten durchzogen. Unter der Stein- und Blocklage befand sich sandig-kiesiges Material mit einem hohen Stein- und Blockgehalt. Die Frostbodenoberfläche wurde in 90-100 cm Tiefe angetroffen. Der darunter befindliche Frostboden kann unter Berücksichtigung des späten Zeitpunktes im Jahr (Ende August / Anfang September) als Permafrost gedeutet werden. Eine

bis zum Grundwasserspiegel reichende Grabung in einem der Hügel zeigte einen hohen Eisgehalt, der jedoch die Höhe des Hügels nicht allein erklären kann. Offenbar befand sich unterhalb des Grundwasserspiegels ein größerer Blankeiskern. Der Schuttpanzer an der Oberfläche des Permafrosthügels und der Schutt am Grunde des umgebenden Bachbettes wiesen eine ähnliche Zusammensetzung auf. Es ist daher zu vermuten, dass die Hügel durch eine lokale Anhebung des Bachbettes infolge einer Injektionseisbildung im Substrat entstanden sind. Die Talbodenlage an einem Fließgewässer mit Wasserzuzug von den angrenzenden Trogtalhängen bietet günstige Voraussetzungen für die Entwicklung von Permafrosthügeln durch Injektionseisbildung im Untergrund – sowohl vom (mehrjährigen) Frostblister- als auch vom Pingotyp. Die Verbreitung von Permafrostboden abseits der Hügelformen konnte aufgrund des steinig-blockigen Substrats nicht überprüft werden. RAPP (1983b) präsentiert ein Foto eines derartigen, schuttbedeckten, 1,5 m hohen Hügels aus demselben Talabschnitt aus dem Jahr 1980 und spricht vorsichtig von einem „pingoähnlichen Hügel“. Den eigenen Beobachtungen in den Abisko-Bergen zufolge dürfte es sich eher um eine Frostblister-Variante ohne Vegetations- und Torfbedeckung handeln. Die Bestandsdauer dieses Hügeltyps ist nach den Erfahrungen aus dem Rakkaslako-Gebiet relativ begrenzt und kürzer als bei Pingos. 2013 waren die in grobkörnigen minerogenen Sedimenten ohne Torfbedeckung angelegten Hügel im betreffenden Talabschnitt nicht mehr vorhanden. Sie waren in der Zwischenzeit kollabiert ohne auffällige Spuren im Terrain, etwa in Gestalt von minerogenen Ringwällen, zu hinterlassen. Die geringen Abmessungen lassen die Hügel auf Luftbildern nicht in Erscheinung treten, so dass ein Luftbildvergleich (Fotos vor und nach 1985) keine weiteren Hinweise auf die exakte Bestandsdauer liefert.

Im zentralen Nissunvage-Tal läßt sich eine Vielzahl von hangformenden Prozessen einschließlich der daraus resultierenden Formen und Ablagerungen studieren (vgl. Abb. 43; aus NYBERG 1985). Der durch die Verwitterung des Amphibolit-Gesteins bereitgestellte Detritus wird durch Massenbewegungen und -transporte hangabwärts zur Talsohle verlagert. Die Talflanken bestehen in ihren obersten Abschnitten weithin aus Steilwänden und -hängen, von denen der Verwitterungsschutt vornehmlich durch Sturzvorgänge, Abrollprozesse und Abspülung entfernt wird. Sie setzen sich höhenwärts in unterschiedlich stark geböschte Gipfelblockfelder fort. Das Kleinrelief der Oberhänge wird stark durch die strukturellen Verhältnisse geprägt, insbesondere durch die wechsellagernden Schichten des anstehenden Amphibolits und deren morphologische Wertigkeit. Die weniger resistenten Lagen wurden zu Leitlinien der Erosion und daher rascher zurückverlegt. Das Feinrelief der Oberhänge ist durch eine Rinnenskulptur gekennzeichnet: Mehr oder weniger parallel hangabwärts verlaufende, sich im Übergangsbereich zu den Topplateaus oftmals trichterförmig erweiternde, tiefe Rinnen sammeln und kanalisieren den Verwitterungsschutt. Am Fuße der Rinnen haben sich Sturzschuttkegel entwickelt, die bei dichter Scharung seitlich miteinander verschmelzen. Unter weniger stark gegliederten Oberhängen finden sich einfache Sturzschutthalden. Die auf der Talsohle sanft auslaufenden, bis in Höhenlagen von rund 1000 m ü. M. von niedrigen Zwergsträuchern, Kräutern und Gräsern bewachsenen Unterhänge weisen ein reichhaltiges Inventar an gelisolifluidalen Formen und Erscheinungen auf, begünstigt durch einen relativ hohen Feinmaterialgehalt und die größere Durchfeuchtung der Substrate im Talgrund. Auffallend ist die große Anzahl von Erratika, insbesondere kantengerundeten Granit- und Gneisblöcken auf den Unterhängen und im Nissunjäkka-Bachbett. Die Auswertung von glaziären Schliiffmarken weist auf einen Transport aus südöstlicher Richtung (vgl. HOLDAR 1957, MELANDER 1977). Die Hänge und die wenigen, von den Gipfelblockfeldern des Nissuntjärro und Pallentjåkka sowie vom 1661 m hohen Berg an der Kaskarippe Mündung herabführenden Bachläufe und Gerinne sind vor allem durch rasch und „katastrophenartig“ ablaufende Massenbewegungen und -transporte sowie deren Formenschatz geprägt. Dazu zählen außer den von RAPP (1959, 1960) beschriebenen, am Beispiel der Südost-exponierten Hänge des Pallentjåkka bereits vorgestellten Lawinenblockschuttzungen (vgl. Foto 10) vor allem die aus „schmutzigen“ Naßschnee-Lawinen resultierenden Erosions- und Akkumulationsformen entlang von Bachläufen und kleineren Abflußbahnen sowie der markante, durch Muren erzeugte Formenschatz (vgl. u. a. NYBERG 1985).

Die auffälligsten morphologischen Erscheinungen am südwestlichen Steilabfall des Nissuntjärro und am Nordost-exponierten Steilabfall des Berges 1661 m stellen die von zahllosen Murgängen überprägten Sturzschutt-Ablagerungen dar (vgl. Fotos 11 und 124). Sie lassen sich am Nissuntjärro-Steilhang bei einer hangparallelen Wanderung vom Wasserscheidenbereich entlang des Nordostufers des Nissunjäkka-Bachlaufes

in rund 900 m Höhe Richtung Südwesten aus der Nähe in oftmals „lehrbuchhafter Ausprägung“ hervorragend studieren. Sie treten vor allem an den Berghängen nordöstlich der Passhöhe in unterschiedlicher Gestalt und Altersstellung auf. Häufigster Auslöser der Muren sind Starkregen (vgl. u. a. RAPP & NYBERG 1981a, 1981b, NYBERG 1985, RAPP 1985, 1987, NYBERG & LINDH 1990). Die Murgänge haben ihre Wurzeln in den obersten Felswandbereichen des Steilabfalles in 1200-1400 m Höhe ü. M. und erstrecken sich bis zum Talgrund in 950-1000 m Höhe ü. M. Einige beginnen in noch größeren Höhenlagen (bis zu 1550 m ü. M.) an perennierenden Schneeflecken oberhalb der Steilwände. Die dortigen Gipfelblockfelder sind in ihren stärker geböschten Partien weithin von langfristigen Schneefeldern bedeckt und dürften von Permafrost unterlagert sein. Schneeschmelzwasser und Regenwasser von den höher gelegenen Blockfeldbereichen sowie aus den oberen Wandpartien wird in Rinnen und Vertiefungen in den Wänden abwärts gelenkt und versickert in den Sturzschuttablagerungen oder fließt bei höherem Feinmaterialgehalt der Hänge oberflächlich ab. Stellenweise verhindern wasserstauende Reste des winterlichen Frostbodens sowie Permafrost ein tieferes Eindringen des Wassers. Die meisten Murströme im Nissunvagne-Tal nehmen ihren Anfang unterhalb von Steinschlagrinnen und -trichtern, in denen sich das Regen- und Schneeschmelzwasser sammelt (vgl. Abb. 16). Es handelt sich um eine rasche, hangabwärts gerichtete Verlagerung von nassem, blockigem Verwitterungsschutt, wobei größere Murströme vor allem durch eine Wasserübersättigung des Detritus im Gefolge extremer Regenfälle in größeren Zeitabständen initiiert werden können (vgl. RAPP & NYBERG 1981a).



Foto 124: Blick auf den Steilabfall des Berges 1661 m am südwestlichen Talrand des mittleren Nissunvagne, dessen von Sturzschutthalde gesäumter Unterhang durch zahlreiche Murgänge überprägt ist. Die Muren haben ihre Wurzeln in Rinnen im Fels, ca. 200-300 m unterhalb des Berggipfels (helle Bereiche) und erstrecken sich mit ihren Stirnloben bis auf den Talboden in rund 1000 m Höhe ü. M.. 10.8.2013

Morphologisch läßt sich bei den Murströmen ein Erosionsbereich und ein Akkumulationsbereich unterscheiden (vgl. Foto 12). Der erosive Teil kann eine Gleitspur oder Rinne (Gully) auf einem 25-40° geneigten Hangabschnitt darstellen. Als Ablagerungsformen sind Uferwälle („debris flow levees“) aus blockigem Schutt entwickelt, die hangabwärts im 6-25° geneigten Gelände grobmaterialreiche Stirnloben mit dachziegelartig angeordneten Steinen und Blöcken bilden, die einen Kern aus feinmaterialreicherem Material bedecken (vgl. Abb.17). Nach RAPP & NYBERG (1981b) sind im Nissunvagne-Tal durch einen heftigen Starkregen am 23.6.1979 mehr als 200 Murströme ausgelöst worden. Die Murgänge am südwestlichen Steilabfall des Nissuntjärro repräsentieren die größten, auffälligsten und am besten untersuchten Erscheinungen und Formen dieses Ereignisses in den Abisko-Bergen. Der Starkregen hat Massenverlagerungen in einem 50 km² großen Gebiet initiiert (vgl. NYBERG 1985). Außer durch Murströme fand eine Materialverlagerung vor allem durch Runsenbildung („gullying“) und flächenhafte Abspülung statt. Betroffen waren Hänge unterschiedlicher Exposition mit Schwerpunkten in Süd- und Südwest-Auslagen. Die meisten Muren im Nissunvagne-Tal begannen als kurze Rutschungen in Wandbereichen, -trichtern und -rinnen oder in steileren Blockfeldpartien oberhalb der Wände und gingen hangabwärts in eine Fließbewegung über (vgl. RAPP & NYBERG 1981b). Die Mehrzahl der Murströme im Tal besteht nach RAPP & NYBERG aus einer

blockreichen Hülle und einem feinmaterialreicheren Kern aus Sand- und Schluffpartikeln, gemischt mit Grus und Steinen. Dieses Feinmaterial spielt offenbar eine entscheidende Rolle im Bewegungsablauf der Murströme. Es kann Wasser aufnehmen und speichern und fördert dadurch die Instabilität des Lockermaterials. In den Murablagerungen im Nissunvage wird das Feinmaterial hauptsächlich von Grundmoräne gebildet, die an den Hängen inselhaft und taschenförmig vorkommt. Das übrige Feinmaterial stammt aus der lokalen Verwitterung der Amphibolit-Gesteine sowie älterem Kolluvium. Auf der Basis von Messungen an ausgewählten Murströmen und Fotos haben RAPP & NYBERG (1981a) das Volumen der beim Starkregen 1979 verlagerten Schuttmenge im Tal auf mehr als 100 000 m³ geschätzt. Das entspricht einer Denudationsrate von 11 mm in einem 5,5 km² großen Einzugsgebiet. Die Murströme des Jahres 1979 müssen daher im Nissunvage-Gebiet als ein wichtiges geomorphologisches und ökologisches Ereignis betrachtet werden, das weitreichende Folgen für die geomorphologische Differenzierung der unteren Abschnitte der Gipfelblockfelder, der Steilwandrinnen und -kerben, der Oberflächen von Sturzschutthalden und -kegeln sowie der lockermaterialbedeckten, sanfter geböschten Hänge im Fußbereich dieser Schuttakkumulationen haben dürfte.

Außer einer Vielzahl von Murgängen sind im zentralen Nissunvage-Tal auch die Spuren und Ablagerungen von „schmutzigen“ Naßschneelawinen zu beobachten. Die Verbreitung dieses Lawinentyps konzentriert sich auf tief eingeschnittene Bachbetten und Ravinen, in denen sich in Lee- und Schattlagen größere Schneemengen ansammeln können. Zwar treten Naßschneelawinen im Zeitablauf häufiger auf als Muren, doch sind die Lokalitäten ihres Vorkommens begrenzt und vorhersehbar, da sie immer wieder an denselben Plätzen stattfinden, was das von ihnen ausgehende Gefahrenpotenzial erheblich mindert. An der Exkursionsroute lassen sich drei Naßschneelawinenbahnen entlang von Bachläufen am Nissuntjärro-Südwesthang beobachten. Naßschneelawinen werden im Nissunvage vornehmlich im Zeitraum Ende Mai bis Anfang Juni ausgelöst, wenn die Bachbetten in ihren oberen Abschnitten durch mächtige Schneeansammlungen verstopft sind und der Abfluß während der frühlommerlichen Schneeschmelze behindert ist (vgl. NYBERG 1985). Das aufgestaute Schmelzwasser durchtränkt die Schneemassen. Wärmeperioden mit einer hohen Schmelzwasserproduktion verstärken diesen Effekt. Schließlich löst sich eine Naßschneelawine, die auf ihrem Weg hangabwärts Lockersedimente aufnehmen kann und dadurch erosiv auf den Untergrund wirkt. Die im Schnee-Schutt-Gemisch mitgeführten Steine und Blöcke fungieren in der Abflußbahn als Erosionswaffen, wobei nach NYBERG infolge der hohen Geschwindigkeit und Energie der Naßschneelawinen sogar Felsflächen überschleift werden können. Der Schutt wird schließlich am Hangfuß abgelagert oder durch den Vorfluter abtransportiert. Im letzten Falle fehlt eine Akkumulationsform in Gestalt eines Schuttfächers oder einer Schuttstreu am Hang. Die Intervalle zwischen den Naßschneelawinen-Ereignissen sind kurz und in der Größenordnung von wenigen Jahren (vgl. NYBERG 1985).

Die markanteste Naßschneelawinenbahn im zentralen Nissunvage hat ihren Ursprung in einem kleinen, vom Nissuntjärro-Gipfel herabziehenden, im Querschnitt kerbförmigen Tributärtälchen und erstreckt sich bis zum Nissunjäkka-Bachlauf im Talgrund (vgl. Abb. 43). NYBERG (1985, 1989) hat das Seitentälchen instrumentiert und detailliert studiert. Demnach resultiert das komplexe geomorphologische Formeninventar der breiten und mehrere Meter tief in den Hangschutt eingelassenen Lawinenbahn aus verschiedenen morphodynamischen Prozessen. Nach NYBERG löste sich eine der formbildenden Naßschneelawinen im Juni 1985 an einer mächtigen Schneeansammlung im Bachbett im oberen Abschnitt einer Mulde in rund 1150 m Höhe ü. M. Die Schneeansammlung verstopfte den Abfluß von zwei tributären, aus dem höhenwärts anschließenden Steilwandbereich kommenden Gerinnen, die sich im Bereich der Schneeanhäufung zu einem Bachlauf vereinigten. Das in einer wärmeren Phase mit Tauwetter in den Gerinnen aus dem Wandbereich herausgeführte Schmelzwasser staute sich oberhalb der Schneeansammlung und durchtränkte diese schließlich, bis sich Teile des „Schneepfropfens“ lösten und in Form einer Naßschneelawine hangabwärts verlagert wurden. Sie erodierte das Bachbett und akkumulierte den mitgeführten Schutt am Ende der rund 1,5 km langen Laufstrecke auf der Talsohle. Bei einem eigenen Feldbesuch im betreffenden Talabschnitt Ende August-Anfang September 2013 waren noch „schmutzige“ Naßschneereste am Rande des Abflußkanals in Höhenlagen über ca. 1000 m ü. M. erhalten. Das Formeninventar im Bereich der Lawinenbahn wird gelegentlich auch durch die Einwirkung von Sturzbächen („flash floods“) überprägt, die, ähnlich den Muren, vorzugsweise im Gefolge von Starkregen-Ereignissen auftreten (vgl. Foto 125). In NYBERG (1989) findet

sich ein Foto von Sturzbach-Ablagerungen auf Schneeresten im Lawinen-Abflußkanal. Auslöser des Sturzbaches war ein Starkregen am 17.7.1982. Durch das Abschmelzen der Schneereste unter den Sedimenten im Laufe des Sommers entstand am Grunde des Bachbettes ein chaotisches Muster aus Voll- und Hohlformen im Lockermaterial, das eine erstaunliche Ähnlichkeit mit Naßschneelawinen-Ablagerungen aufwies und von letzteren kaum zu unterscheiden war (vgl. NYBERG 1989).



Foto 125: Breite Naßschneelawinen-Bahn an der Ausmündung des steil vom Nissuntjärro-Gipfelbereich zur Nissunvagne-Talsole herabziehenden Kerbtälchens. Die Lawinenbahn wird auch von gelegentlich auftretenden Sturzbächen als Abflußkanal genutzt, so dass vor allem im unteren Abschnitt ein komplexes Formeninventar aus verschiedenen geomorphologischen Prozeßabläufen entwickelt ist. Pallentjåkka mit Lawinenblockschuttungen und Kaskarieppe-Tal mit Gletscher im Bildhintergrund. 10.8.2013

Nach der dritten Zeltübernachtung wird die Exkursion durch das Nissunvagne-Tal an der Ausmündung des kerbförmigen Tributärtales Richtung Nissunjåkka-Canyon / Abisko-Tal fortgesetzt. Vom Oberhang ergibt sich ein spektakulärer Blick in das Kaskarieppe-Tal mit dem Nissunjåkka-Bach im Vordergrund und dem Kaskarieppe-Gletscher im Bildhintergrund (vgl. Foto 126). Nach knapp 1 km ist eine weitere Naßschneelawinenbahn in einem schmalen Bachlauf zu überqueren. Auf der gegenüber liegenden Talseite sind die mächtigen Lawinenblockschuttungen und die durch Murgänge (nach NYBERG 1985 vor 1979 gebildet) überprägten Sturzschtthalden am Fuße des Pallentjåkka-Nordosthanges zu erkennen. An den feinmaterialreicheren, feuchteren, vegetationsbedeckten Unterhängen dominieren gelisolifluidale Massenbewegungen, die sich morphologisch vor allem durch Rasenzungen und -loben manifestieren. Die Hänge hangaufwärts der Wanderroute sind ebenfalls gelisolifluidal überprägt. Die vegetationsbedeckten Unterhänge grenzen unterhalb der stark zergliederten Felswände des Nissuntjärro-Bergzuges an mächtige Sturzschttaablagungen. Am unteren Ende der größten Rinnen setzen Murkegel an, die sich stellenweise bis in das vegetationsbedeckte Vorland der Sturzschtthalden erstrecken. Nach dem Passieren der verschlossenen Renvaktarstuga (Hütte) empfiehlt sich ein Wanderweg in größerer Höhe am Hang, etwa der 900 m-Isohypse folgend, um das dichte und bisweilen undurchdringliche Weidengebüsch am Unterhang zu umgehen und zugleich einen besseren Überblick über das geomorphologische Formeninventar an der nordwestlichen Tal-mündung zu gewinnen.

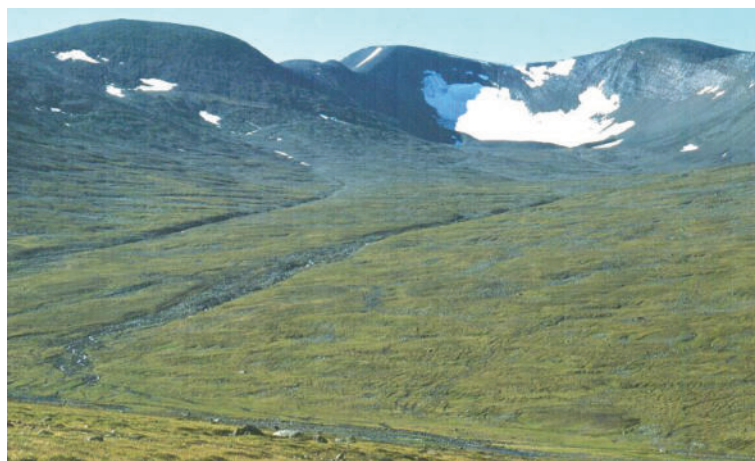


Foto 126: Vom Oberhang an der Kerbtalmündung hat man einen spektakulären Blick in das Kaskarieppe-Tal mit dem Nissunjäkka-Bach im Vordergrund, den beiden Abflußbahnen an der Talmündung und dem Kaskarieppe-Gletscher am Talschluß. 10.8.2013

Am Nordosthang des Pallentjäkka befindet sich in einer Höhenlage von 950-1000 m ü. M. eine auffällige glazifluviale Deltaterrasse, vor deren Front sich hangabwärts inzwischen gelisolifluidal deformierte, trocken gefallene seitliche Abflussrinnen („lateral drainage channels“) anschließen (vgl. u. a. RAPP 1992). Aufgrund ihrer steilen Front und eines tief eingelassenen Bachtälchens bildet sie eine herausragende morphologische Erscheinung am ansonsten recht flach geböschten Nordosthang des Berges (vgl. Foto 8). Die glazifluvialen Sande, Kiese und Schotter wurden während der Deglaziation des Gebietes im Weichsel-Spätglazial akkumuliert. Zum damaligen Zeitpunkt war das Abisko-Tal noch von einer Gletscherzunge des Inlandeises erfüllt, die den Abfluß des sommerlichen Schmelzwassers aus den Hochtälern der südöstlichen Abisko-Berge, insbesondere aus dem Pallenvagge, blockierte. Das Schmelzwasser musste daher an der Nordflanke des Pallentjäkka in östlicher Richtung abfließen. Die gewaltigen, aus den Hochtälern kommenden Wassermassen mit ihrer Sedimentfracht bahnten sich katastrophenartig den Weg zwischen der Bergflanke und dem im Abisko-Tal verbliebenen Rest des Inlandeises, wobei der Untergrund erodiert und das Lockermaterial der untersten Blockfelder vom Pallentjäkka-Hang entfernt wurde. Das Material wurde von den Flutwellen mitgerissen und am Ende dieser „Spülzone“ in Gestalt einer treppenartigen Sequenz von Deltaterrassen mit anastomisierenden, in die Oberflächen eingesenkten Abflussrinnen und steilen Eiskontakthängen akkumuliert (vgl. Abb. 6; RAPP 1992, 1993a, 1996a). Das in die Ablagerungen eingeschnittene Bachtälchen wurde im Laufe des Postglazials sowohl von fluvialen Prozessen als auch von Naßschneelawinen geformt. Der Bach sowie zahlreiche Naßschneelawinen haben im Laufe der Zeit das Bachbett erodiert und das Lockermaterial über dem Fels weithin entfernt. Der größte Teil des Materials wurde über den Vorfluter (Nissunjäkka) weiter verlagert und nicht am Unterhang akkumuliert. In manchen Jahren überdauern größere Schneeflecken im oberen Abschnitt des Abflußkanals bis in den Spätsommer oder perennieren sogar. NYBERG (1985) beschreibt ein Naßschneelawinen-Ereignis aus der zweiten Mai-Hälfte 1984. Damals hatte sich eine ca. 1,5 m mächtige Schneeanammlung in rund 1000 m Höhe ü. M. oberhalb des Bachlaufes gelöst und war auf die Schneelage im Bachbett gerutscht. Die Länge der Naßschneelawinen-Auslaufstrecke bis zum Nissunjäkka-Bachlauf im Talgrund betrug rund 1 km.

Aus rund 1000 m Höhe ü. M. hat man vom Nordwesthang des Nissuntjärro (zwischen dem Gipfel 1372 m und der Nissonsuoohkki-Verflachung) einen guten Überblick über den fluvialen Formenschatz an der Ausmündung des Nissunvagge und an der Südostflanke des breiten Abisko-Tales. Der Nissunjäkka-Bach zeichnet sich durch ein nivales Abflußsystem aus. Der Abfluß stammt aus der Schneeschmelze an den angrenzenden Berghängen sowie, zu einem sehr geringen Teil, aus den Schmelzvorgängen am Kaskarieppe-Kargletscher (Abfluß durch den See 1140 m ü. M.). Die Abflußspitzen werden während der frühsommerlichen Schneeschmelze erreicht. Danach fällt das Bachbett weithin trocken, wird aber gelegentlich, insbesondere nach sommerlichen Starkregen-Ereignissen, weiträumig überflutet. Der Nissunjäkka-Bach fließt am Grunde der glaziär angelegten Trogtal-Großform zunächst auf einer breiten Schottersohle, die nur stellen-

weise einige wenige Meter in die moränischen und glazifluvialen Lockersedimente aus der spätweichseiszeitlichen Deglaziationsphase eingetieft ist. Die Zusammensetzung und stratigraphischen Verhältnisse des Lockermaterials lassen sich an kleineren Aufschlüssen an fluvialen Erosionshängen entlang des Bachlaufes studieren. Mit der Gefällsversteilung des Reliefs an der Ausmündung des Nissunvagne in das Abisko-Tal war eine Vergrößerung der (glazi-) fluvialen Erosionsleistung verbunden, die eine Eintiefung des Bachlaufes bis in das im Untergrund anstehende Festgestein zur Folge hatte. Zugleich änderte sich der Talquerschnitt am Grunde der Trogtal-Großform von einem Sohletal über ein Kerbsohletal und Kerbtal bis hin zu einem von hohen Felswänden begrenzten canyonartigen Kastental („Nissunjokk-Canyon“ auf Hinweisschildern am Wegesrand). Um Einblicke in die tieferen Talformen, insbesondere den Canyon zu gewinnen, lohnt es sich den in Talnähe verlaufenden, rund 6 km langen Wanderweg vom Nissunvagne zur Bachmündung in den Abisko-Fluß an geeigneten Plätzen Richtung Talrand zu verlassen. Dabei kann das in windgeschützten und feuchten Mulden besonders dichte Weiden- und Birkengebüsch bisweilen hinderlich sein (Absturzgefahr am oberen Canyon-Rand!). Beim Blick in die verschiedenen Abschnitte des Nissunjåkka-Tales offenbaren sich die erheblichen Abmessungen des Tales, die mit der Erosionskraft des aktuellen Nissunjåkka-Bachlaufes nicht zu erklären ist. Die Morphogenese und Altersstellung des unteren Nissunjåkka-Tales, insbesondere des canyonartig entwickelten Talabschnittes (ein „echter“ Canyon ist tiefer als breit) wurde daher in der Vergangenheit sehr kontrovers diskutiert (vgl. u. a. HOLDAR 1957). Erst die Theorie vom „kalten“, am Permafrost-Untergrund angefrorenen, an seiner Sohle nicht erosiv wirkenden, den Untergrund vielmehr vor der Abtragung schützenden Gletschereis, gab der Diskussion einen neuen Impuls (vgl. u. a. RAPP 1985a, 1986).

Der rund 2 km lange, in nordwestlicher Richtung orientierte, canyonartige Talabschnitt ist bis zu 50 m tief und durchschneidet das sanft zum Abisko-Fluß abfallende Gelände wie eine tiefe Narbe. Die im Amphibolit-Gestein angelegten Felswände fallen stellenweise senkrecht zur Talsohle ab, wo sich der Bachlauf durch eine mehrere Meter mächtige Moränenlage bis auf das im Untergrund anstehende Festgestein eingetieft hat. Die kantengerundeten Moränenblöcke erreichen Durchmesser von mehr als 1 m und deuten damit auf eine ehemals wesentlich größere Wasserführung und Transportkraft des Bachlaufes als gegenwärtig – vorausgesetzt sie sind tatsächlich (glazi-) fluvial transportiert worden und nicht von oben von den Talrändern in den Canyon hineingefallen. Das flach geböschte Terrain zu beiden Seiten des Canyons ist von einer sandigen, stein- und blockreichen Grundmoränendecke mit einer Vielzahl großer erratischer Blöcke überzogen. Es lassen sich 3 unterschiedliche Theorien zur Entstehung des Nissunjåkka-Canyons unterscheiden:

- A. Der Canyon ist das Ergebnis fluvialer Erosion im Postglazial
- B. Der Canyon ist durch glazifluviale Erosion während der Deglaziation im Weichsel-Spätglazial entstanden
- C. Der Canyon wurde schon vor dem Pleistozän, etwa im Tertiär, durch fluviale Vorgänge angelegt

Die Theorien A. und B. sind kombinierbar: Anlage im Spätglazial, Weiterformung und Überprägung im Postglazial. Die Theorie A. ist zu verwerfen; für die Entwicklung eines derartig großen Canyons war die Wasserführung im relativ kurzen Postglazial zu gering. Gegen Theorie B. spricht der Deglaziationsverlauf im Abisko-Tal. Die Entwässerung im Spätglazial war nach Nordosten gerichtet (vgl. HOLDAR 1957), während das Nissunjåkka-Tal einschließlich des Canyons einen Südost-Nordwest-Verlauf hat, d. h. nahezu quer dazu orientiert ist. Bei Theorie C. stellt sich die Frage: Wie sollte ein präexistenter Canyon die Erosion der pleistozänen Gletscher „überleben“? Ein Überdauern unter einer mehrmaligen Inlandeisbedeckung wurde lange Zeit ausgeschlossen. Erst die in den 1980er Jahren anhand von Feldbefunden aus der kanadischen Arktis und den Hochlagen des skandinavischen Gebirges entwickelte Theorie des „kalten“, nicht erosiven Gletschereises in einem Permafrostmilieu ließ ein Überdauern des Canyons unter einer mehrmaligen mächtigen Inlandeisbedeckung möglich erscheinen. RAPP (1985a, 1986) untersuchte den kerb- und canyonartigen Talabschnitt im Zuge von vergleichenden Studien an Nivationsformen in Nord- und Südschweden und fand deutliche Hinweise auf ein Überdauern der Talform unter einer Gletschereisbedeckung.

Die NO-exponierten Steilhänge des talaufwärts an den canyonartigen Talabschnitt anschließenden Kerb-(sohlen-) Tales verlaufen nicht geradlinig und glatt, sondern enthalten eine Reihe uhrglasförmiger

Mulden am Oberhang (vgl. Fotos 127 und 128). In diesen steilen, halbkreisförmig in das Amphibolit-Gestein eingesenkten Mulden bilden sich jeden Winter im Lee der vorherrschenden westlichen Winde mächtige Schneeanstimmungen. Unterhalb der Nischen sind kegel- oder fächerförmige Schuttkörper (Kolluvialkegel oder -fächer) entwickelt, die nach RAPP (1985a) vornehmlich durch kleine Schneelawinen mit Ursprung in den Nivationsmulden entstanden sind. Dafür spricht u. a. der Böschungswinkel der Ablagerungen, der mit 23-28° geringer ist als bei amphibolitischen Sturzschutthalden und -kegeln (über 35°). Andere Indikatoren für einen Schneelawinen-Transport und eine daraus resultierende Ablagerung sind eine glatte Oberfläche der zentralen Abschnitte der Schuttkörper sowie die niedrige Vegetation, auf der verstreut scharfkantige Steine und Blöcke anzutreffen sind. Bachanschnitte am unteren Rande der Schuttkörper zeigen ein Gemisch aus Blöcken, Steinen und Feinmaterial, das weder sortiert noch geschichtet ist, wobei auch keine Zurundung der Grobkomponenten festzustellen ist. Die Mulden im Festgestein repräsentieren nach RAPP präweichseleiszeitliche Nivationsnischen, da sie gegenwärtig teilweise mit weichseleiszeitlicher Grundmoräne ausgekleidet sind, wie einzelne darin enthaltene Granit-, Syenit- und Gneisblöcke belegen. Das weichseleiszeitliche Inlandeis schmolz an dieser Lokalität nach RAPP vor rund 9 000 Jahren BP ab. Die postglazialen Nivationsprozesse konnten die Felsnischen danach bis zur Gegenwart nur stellenweise vom Grundmoränenmaterial „säubern“, vor allem durch Schneelawinen oder -rutschungen, wodurch die Kolluvialkegel und -fächer am Rande des Bachlaufes entstanden sind. Sowohl die Nissunjäkka-Talformen (Kerbsohlental, Canyon) als auch die Nivationsnischen an den oberen Steilhängen und -wänden existierten schon vor dem Weichsel-Glazial und „überlebten“ die mit der Vergletscherung des Gebietes verbundenen Erosionsprozesse (vgl. RAPP 1985a). Das Nissunjäkka-Tal im Vorland der Trogtal-Großform wurde bereits präglazial angelegt und durch die pleistozänen, zum Torne-Becken strömenden pleistozänen Gletscher infolge seiner Füllung mit „kaltem“, in einem Permafrostmilieu am Untergrund angefrorenen Gletschereis weitgehend vor der Zerstörung geschützt. Die anschließenden postglazialen Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge konnten das am Ende des Spätglazials von den Gletschern freigegebene Talrelief offenbar nur geringfügig überprägen.



Foto 127: Blick vom Nordhang des Nissuntjärro auf den NO exponierten Hang des Nissunjäkka-Tales mit muldenförmiger Hohlform am Oberhang und schluchtartig ins Festgestein eingetieftem Abflußkanal am Unterhang. Diese und weitere ähnliche uhrglasförmige Hohlformen weiter talabwärts wurden wahrscheinlich präweichseleiszeitlich angelegt und überdauerten die weichseleiszeitliche Inlandeisbedeckung unter „kaltem“, nicht erosivem Eis. 10.8.2013



Foto 128: Blick talabwärts in den hier kerbförmig entwickelten „Nissunjäkka-Canyon“. Auf der Talsohle befindet sich eine Vielzahl kantengerundeter Moränenblöcke. Das Tal ist nahezu quer zur Vorstoßrichtung der pleistozänen Gletscher orientiert. Eine eigene Eisfüllung unter Permafrostbedingungen zu Beginn der Vereisungen ermöglichte ein langfristiges Überdauern. Das Blockmaterial wurde vom weichseleiszeitlichen Inlandeis in präexistente Nivationsnischen am Oberhang abgelagert und von dort im Postglazial durch fluviale Prozesse und Lawinen zur Talsohle transportiert. 13.8.2019

An den spektakulären, canyonartig ausgeprägten Talabschnitt schließt sich Richtung Vorfluter (Abisko-jäkka) ein rund 2 km langer Talabschnitt an, in dem sich der Nissunjäkka-Bachlauf bei abnehmendem Gefälle weniger stark in den Felsuntergrund eingetieft hat. Der Talquerschnitt ist kerb- bis kastenförmig oder unregelmäßiger geformt. Die Mächtigkeit der Lockersedimentauflage auf dem anstehenden Festgestein, überwiegend Grund- und Ablationsmoräne, inselhaft auch glazifluviale Ablagerungen, nimmt deutlich zu. Das flachwellige bis kuppige Relief ist weiträumig von einer dichten Birkenwald-Vegetation bedeckt, in der in Abhängigkeit von den edaphisch-hydrologischen Verhältnissen und der Exposition Heidelbeer- und Preiselbeer-Birkenwälder dominieren. An der Mündung in den Abisko-jäkka-Fluß fließt der Nissunjäkka-Bach in den Lockersedimenten eines mächtigen, bei der spätweichseleiszeitlichen Deglaziation des Gebietes angelegten Schwemmfächers. Der Schwemmfächer befindet sich zwischen den Fronten zusammenhängender spätglazialer Eisstausee-Terrassen an der Mündung des Kårsavagge in das Abiskovagge (auf der Exkursion durch die nordwestlichen Abisko-Berge II bereits beschrieben) und im Abisko-Tal (410-420 m ü. M) einerseits sowie den Ablationsmoränen der ehemaligen Toteislandschaft im unteren Abisko-Tal andererseits (vgl. HOLDAR 1957). Er wurde folglich angelegt, nachdem das spätglaziale Gletschereis bereits von den Mündungen von Kårsajäkka und Nissunjäkka bis auf einen Toteisrest im unteren Abisko-Tal abgeschmolzen war. Ein Teil der Sedimentmenge des Schwemmfächers wurde bei der Deglaziation aus dem Einzugsgebiet des Nissunjäkka-Bachlaufes angeliefert (nordwestliches Nissunvagge-Tal und Vorland). Weitere Sedimente stammen nach HOLDAR aus Abtragungsvorgängen im Frontbereich der nahe gelegenen Eisstausee-Terrassen und deren fluvialer Umlagerung durch den Abfluß aus dem unteren Nissunjäkka-Tal. Der rezente Abfluß des Nissunjäkka-Bachlaufes ist im Vergleich zum spätglazialen Abflußregime gering und konzentriert sich auf einige wenige Abflußbahnen. Der Fächer ist abseits der aktiven Abflusssrinnen mit Birkenwald und Weidengebüsch bestanden. Die jährliche Abflußspitze wird während der Schneeschmelze in den höheren Lagen des Einzugsgebietes erreicht, zumeist im Mai-Juni. Längere Regenfälle und gelegentliche

Starkregen-Ereignisse lassen den Nissunjäkka-Bach auch außerhalb der Schneeschmelze erheblich anschwellen (vgl. Foto 129). Zahlreiche ausgerissene Bäume am Rande der Abflusrrinnen zeugen von der Wirksamkeit der fluvialen Dynamik während der fröhsommerlichen Schneeschmelze. Die morphologische Überprägung des ursprünglichen, spätglazialen, inzwischen „fossilen“ Sedimentfächers ist infolge der weit aus geringeren aktuellen Wasserführung des Nissunjäkka-Baches und der dichten, vor Abtragung schützenden Vegetationsdecke dennoch gering.



Foto 129: Blick von der Brücke des Kungsleden-Wanderweges auf das breite Schotterbett des Nissunjäkka-Baches nahe der Einmündung in den Abiskojäkka-Fluß. Der Abfluß ist gegen Ende des Sommers gering. Die jährliche Abflußspitze wird während der Schneeschmelze in den höheren Lagen des Einzugsgebietes erreicht. Ausgerissene Bäume am Ufer und im Bachbett zeugen von der wesentlich größeren Wasserführung in jener Zeit. 21.8.2012

Der Streckenabschnitt zwischen der Mündung des Nissunjäkka-Baches in den Abisko-Fluß und dem Ausgangspunkt der Exkursion am Parkplatz der Eisenbahnstation Abisko-West wird bei der Exkursion durch die südöstlichen Abisko-Berge II beschrieben.

4.3.4. Exkursion durch die südöstlichen Abisko-Berge II

4.3.4.1. Übersicht

Streckenlänge ca. 60 km, Höhenunterschied ca. 1000 m (mit Adnetjärro-Gipfel ca. 1400 m), 6 Zeltübernachtungen

Start am Parkplatz der Eisenbahnstation Abisko-West – unteres Abiskotal (Kungsleden) bis Pallenjäkka-Mündung - Wanderweg Pallenjäkka-Brücke – Teltlägret – Pallenvagge-Nord bis Rengärda – Pallenvagge-Süd (Delta) – Pallenrieppe-Kar mit Pallenrieppe-Gletschern – Col (ca. 1440 m, oberhalb See 1140 m ü. M. im unteren Kaskarieppe-Tal) zwischen Pallenjäkka-Hauptgipfel (1737 m) und Gipfel 1636 m – Passtal zwischen Pallenvagge und Siellavagge (Pass 1042 m) – Siellavagge-Südost bis Sattel (ca. 1200 m) zwischen Siellatjäkka und Honga – Bergrücken Siellatjäkka (1135 m) – Adnetjärro (1744 m) oberhalb von Kargletschern mit Eiskernmoränen – Siellanjunni (1461 m) – Siellavagge-Nordwest – Kungsleden (nördliches Kartinvagge – Abiskojaure-See mit Übernachtungshütten an der Kamajäkka-Mündung – Parkplatz Abisko-West)

4.3.4.2. Wissenschaftliche Bedeutung

Die Exkursion vermittelt einen Überblick über das glaziäre und periglaziäre Formeninventar im Abisko-Tal zwischen Abisko und dem Abiskojaure-See, in den Hochtälern Pallenvagge und Siellavagge sowie in den Berg- und Gipfellagen im südöstlichsten, klimatisch am stärksten kontinental geprägten Teil der Abisko-Berge. Anhand des Formenschatzes und der Lockersedimente läßt sich der Deglaziationsverlauf des Gebietes am Ende des Weichsel-Glazials rekonstruieren. Die mächtigen, von Amphibolit-Detritus gebildeten Blockfelder der Gipfellagen, tiefe Mulden, Nischen und Rinnen an den Taloberhängen (z. B. Tjåmuhas-Südhang) sowie mehrere markante, im resistenten amphibolitischen Gestein angelegte Kerb- und Kastentäler mit Resten weichseleiszeitlicher Grundmoränenfüllung sind offensichtlich vor der Weichsel-Eiszeit,

möglicherweise sogar schon vor den pleistozänen Vereisungen gebildet worden und müssen daher zumindest eine Inlandeisbedeckung nahezu unbeschadet überdauert haben. Die Verwitterungsraten des im Gebiet anstehenden Amphibolits sind nach ANDRÉ (1995) viel zu gering um derartige Ablagerungen und Formen im Laufe des Postglazials zu schaffen. Dies läßt auf die Eis- und Temperaturverhältnisse im Weichsel-Glazial schließen: Das Gletschereis muß in den Hochlagen der Abisko-Berge „kalt“ und unter Permafrostbedingungen am Untergrund angefroren gewesen sein, denn nur so ist ein Überdauern der Formen unter einer oder gar mehreren Eisbedeckungen möglich (vgl. u. a. RAPP 1996a). Nach dem Abschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises unterlag das Relief im Postglazial in zeitlicher und räumlicher Differenzierung unterschiedlichsten Formungsprozessen, deren morphologische Auswirkungen an den Talhängen und auf den Talböden sichtbar sind. Die beträchtliche Höhererstreckung des Reliefs, 1700-1800 m ü. M. an den Gipfeln von Pallentjåkka, Honka, Tjåmuhas und Adnetjärro, dürfte im Laufe des Postglazials zur Ausbildung verschiedener alpiner Permafrost-Höhenstufen geführt haben, deren Grenzen sich in Abhängigkeit von den variablen klimatischen Rahmenbedingungen seit der Deglaziation gewiß verschoben haben. Permafrost dürfte nach Ausweis und Extrapolation von Klimadaten der Wetterstation Abisko und morphologischer Indikatoren (u. a. Palsas, mehrjährige Frostblister, Eiskernmoränen) auch gegenwärtig selbst auf den Talböden vorkommen. An den Taloberhängen und in den Gipfellagen der Berge finden sich zahlreiche perennierende Schneefelder als Indikatoren von weit verbreitetem Hochgebirgspermafrost. Auch die Position der Gletscherschründe im randnahen Gletschereis der Kargletscher (und nicht im Eis-Felswand-Kontaktbereich) sowie Wandvereisungen knapp oberhalb des Gletschereises (Pallenrieppe-Gletscher, Gletscher am Adnetjärro) deuten auf die Existenz von Permafrost in den Hochlagen. Inwiefern die auffällig starke gelisofluidale Überprägung vieler Talhänge durch wasserstauenden Permafrost im Untergrund begünstigt worden ist (vegetationsbedeckte Unterhänge von Pallenvagge und Siellavagge), ist ungeklärt. Da sich die Höhenlage der Permafrost-Höhenstufen verschoben hat, sind morphologische Permafrost-Indikatoren in unterschiedlichen Aktivitäts- und Entwicklungsstadien anzutreffen (z. B. Permafrosthügel und Eiskeilpolygone). Die Steilhänge unterhalb der Gipfelblockfelder sind von Sturzschuttkegeln und -halden gesäumt. Deren Oberflächen sind stellenweise durch den Formenschatz rasch und „katastrophenartig“ ablaufender Massenverlagerungen überprägt, insbesondere im Gefolge von Schneelawinen-Abgängen. Die Steilhänge des Tjåmuhas-Berges repräsentieren eine Typ-Lokalität für das Studium von Lawinenblockschuttungen (vgl. RAPP 1959, 1960).

4.3.4.3. Streckenbeschreibung

Die Exkursion beginnt am Parkplatz der Eisenbahnstation Abisko-West. Ein großes Holzportal mit Hinweisschild ca. 50 m westlich, Richtung Abiskojåkka-Fluß, markiert den Startpunkt des Kungsleden-Wanderweges in Abisko. Die Exkursionsroute folgt dem Wanderweg bis zur Einmündung des Pallenjakka-Baches in den Abiskojåkka. Der Weg verläuft über weite Strecken flußnah am Ostufer, so dass man häufig freie Sicht auf den breiten Flusslauf und sein Schotterbett hat. Nach gut 100 m Wanderstrecke führt ein Stichweg vom Kungsleden zum Flusslauf, der sich hier aufgrund der Gefällsverteilung tief in das im Untergrund anstehende Festgestein, überwiegend graue und schwarze kristalline Schiefer mit gelb-weißen Dolomit-Marmor-Zwischenlagen, eingeschnitten hat (vgl. Foto 130). Dieser in das Felsterrain eingetieft Talabschnitt erstreckt sich über eine Distanz von mehreren hundert Metern flussabwärts und setzt sich nördlich der Eisenbahn- und Straßentrasse in Richtung des Flußdeltas im Torneträsk-See fort. Stellenweise wird der Flusslauf von hohen Felswänden begrenzt. Der Flußabschnitt wird daher, stark vereinfachend, als „Abisko-Canyon“ bezeichnet. Eine Gefällsstufe nördlich des Flußtunnels wird in Gestalt eines attraktiven Wasserfalls überwunden. Den besten Blick auf den Wasserfall hat man vom Westufer aus, das über die E10 sowie eine eiserne Flußbrücke zu erreichen ist. Früher konnte man auch vom Stichweg aus über die „rote Brücke“ ans westliche Flusssufer und zum Wanderweg ins Kårsavagge-Tal gelangen, doch ist diese Brücke inzwischen verfallen. An den Engstellen hat die fluviale Erosion die Härteunterschiede der verschiedenen Gesteinsschichten (Petrovarianz) eindrucksvoll herauspräpariert. Die rezente Flußarbeit ist während der frühsommerlichen Schneeschmelze im Bergland, wenn größere Wassermassen im Flussbett Richtung Torneträsk fließen und der Wasserspiegel mehrere Meter höher ist, am wirkungsvollsten.



Foto 130: Blick auf den Abiskojåkka-Flußlauf rund 100 m südlich der Eisenbahnbrücke westlich der Abisko-Touristenstation, der sich aufgrund der Gefällsverteilung tief in die flach lagernden Schiefer- und Dolomitmarmor-Schichten unter Ausbildung zahlreicher kleiner Wasserfälle eingeschnitten hat. Flußaufwärts ist der bewaldete Slättatjåkka-Osthang zu erkennen. 27.8.2002

Die Exkursionsroute verläuft flussaufwärts zumeist wenige Zehnermeter vom Flusslauf entfernt im Birkenwald, berührt aber auf mehreren flachen Kuppen die 2-5 m hohe Uferböschung des 20-30 m breiten Flusslaufes (vgl. Foto 131). Weite Partien des Schotterbettes fallen bei niedrigem Abfluß im Sommer trocken. Der breite Wanderweg wird von Grundmoräne gebildet, die stellenweise steinig-blockig ist. Auf feuchteren, sumpfigen Geländepartien sind Holzbohlen ausgelegt, die ein rasches Vorankommen trockenen Fußes ermöglichen. Es dominieren moosreiche Heidelbeer-Birkenwälder und trockene Krähenbeeren-Birkenwälder. An feuchteren, nährstoffreicheren Plätzen finden sich inselhaft Hochstauden-Birkenwälder. Die feuchteren, tiefer gelegenen Abschnitte im unmittelbaren Uferbereich sind häufig mit dichtem Weidengebüsch bewachsen. An einigen Stellen hat man freie Sicht auf die hohen Hänge des Slättatjåkka-Berges am gegenüber liegenden Flussufer. Unterhalb der von der Moorbirke (*Betula pubescens* ssp. *tortuosa*) gebildeten Waldgrenze fallen vor allem kleinere Zitterpappel- (*Populus tremula*-) Bestände sowie einzelne Waldkiefern (*Pinus sylvestris*) auf. Sie zeugen von der klimatischen Gunstlage im windgeschützten, sommerwarmen unteren Abisko-Tal. Nach rund 2,2 km Wanderstrecke erreicht man den „Marmorbruch“, einen flußnahen Steinbruch, in dem am Anfang des 20. Jahrhunderts Dolomit-Marmor abgebaut wurde. Das Gestein ist an einer hohen Felswand aufgeschlossen. Im Fußbereich erstreckt sich der Gesteinsschutt von der Felswand bis in den Flusslauf und ist dort bei klarem Wasser aufgrund seiner hellgelben Farbe leicht zu erkennen. Der Kungsleden-Weg führt unmittelbar über den ca. 10 m hohen, flachkuppigen Berg. Der Abiskojåkka umfließt eine ähnliche, morphologisch harte Anhöhe auf der gegenüber liegenden Flußseite bogenförmig. Auf der Bergkuppe am östlichen Flussufer befinden sich am Wanderweg ein Rastplatz mit Bänken und Toilette sowie ein Meditationsplatz. Die Vegetation im Steinbruchbereich in der Umgebung des Rastplatzes enthält zahlreiche kalkliebende Pflanzenarten. Richtung Süden sind bereits die im Zielgebiet der Exkursion liegenden, über 1700 m hohen Berggipfel der „Abisko-Alpen“ zu erkennen, u. a. Tjåmuhas, Pallentjåkka und Honka.



Foto 131: Blick vom Wanderweg aus flussaufwärts auf das im gefällsarmen Terrain breit angelegte Schotterbett des Abiskojäkka-Flusses. Weite Partien fallen im Spätsommer trocken, werden aber im Laufe der fröhsommerlichen Abflußspitze während der Schneeschmelze überflutet, wobei kleinere Waldareale umflossen werden (Hintergrund). 23.8.2012

Nach dem Passieren des Rastplatzes am „Marmorbruch“ verläßt die Exkursionsroute das kuppige Terrain aus zahlreichen flachen Hügeln und vermoorten oder von kleinen Teichen eingenommenen Mulden im unteren Abisko-Tal. Es handelt sich nach HOLDAR (1957) um eine ehemalige Toteislandschaft, die beim langsamen Abschmelzen eines abgeschnürten Gletschereisrestes des Abiskotal-Eisstromes am Ende des Weichsel-Glazials entstanden ist (vgl. Exkursion durch die südöstlichen Abisko-Berge I). Rund 30 der kleinen Seen und Teiche nördlich des Nissunjäkka-Tales einschließlich des Vuolep Njakajaure und des Pajeb Njakajaure repräsentieren nach HOLDAR wassergefüllte, durch Ausschmelzen von Eisblöcken im Moränenmaterial gebildete Mulden (Sölle). Auf dem Weg zur Nissunjäkka-Mündung durchquert der Kungsleden in südlicher Richtung dichte Birkenwälder mit üppigem Unterwuchs. An einigen Stellen finden sich sogar Grauerlen-Bestände und kleinere Gruppen aus alten Waldkiefern. Feuchte Geländepartien werden auf langen Holzbohlen überwunden. Der Blick auf den nahen Abiskojäkka-Fluß ist weithin durch dichtes Weiden- und Birkengebüsch verwehrt. Einige hundert Meter südlich des „Marmorbruches“ sind in Wegnähe Spuren altsteinzeitlicher Fallgruben zum Fang von Wildrentieren und Elchen erhalten. Inzwischen sind die Gruben eingestürzt und mit Sedimenten nahezu vollständig verfüllt und vegetationsbedeckt, so dass sie im Gelände leicht zu übersehen sind. Im Mittelalter wurde diese Jagdmethode weitgehend aufgegeben und die Jäger folgten den Tieren auf ihren Wanderungen in den Weidegebieten und zähmten die Wildtiere schließlich soweit möglich. Die intensive Bejagung dezimierte die Wildrentier-Bestände drastisch, so dass das Halten eigener Rentierherden aus halbzahmen Tieren immer größere Bedeutung erlangte. Wann genau die samische Rentierwirtschaft im Gebiet entstand, ist nicht bekannt, möglicherweise im 17. Jahrhundert.

Der Nissunjäkka-Bach mündet auf einem mächtigen, bereits im Weichsel-Spätglazial angelegten Schwemmfächer in den Abisko-Fluß (vgl. HOLDAR 1957). Der Sedimentkörper wurde durch eine fächerförmige Aufspaltung des Bachlaufes in zahlreiche kleinere Gerinne im Mündungsbereich akkumuliert. Inzwischen sind die vornehmlich sandig-kiesigen Sedimente weithin durch eine Vegetation aus Birkenwald und Weidengebüsch festgelegt und gegen die fluviale Erosion geschützt. Der Abfluß konzentriert sich im Sommer auf das von einer Hängebrücke aus Aluminium überspannte Bachbett sowie wenige kleine Rinnsale (vgl. Foto 129). Während der fröhsommerlichen Schneeschmelze überschwemmen die erheblich größeren Wassermassen auch einige während der längsten Zeit des Jahres trocken liegende Abflußbahnen und Abschnitte mit dichter Vegetationsdecke in den Zwischenbereichen. Der gestiegene Wasserspiegel und die erhöhte Fließgeschwindigkeit der vor allem aus dem höher gelegenen Bergland angelieferten Wassermassen unterminieren die Lockersedimente an den Rändern der Abflußbahnen und zerstören dabei auch das Wurzelwerk der stabilisierenden Vegetationsdecke, wobei auch größere Bäume zu Fall gebracht werden. Zahlreiche Baumleichen auf den Lockersedimenten am Rande und im Einflussbereich des fröhsommerlichen Abflusses zeugen von der erheblichen Erosionskraft des Bachlaufes während der Abflußspitzen. Kurz nach

dem Überschreiten der Brücke passiert der Kungsleden einen offiziellen Zelt- und Feuerplatz (im Nationalpark ist das Zelten nur an ausgewiesenen Plätzen erlaubt). Anschließend kann man zum Abisko-Fluß hinabgehen und den dortigen Wasserfall besuchen. Der Fluß überwindet den Höhenunterschied in seinem Längsprofil in Gestalt treppenartig hintereinander geschalteter kleiner Wasserfälle. Kurz vor dem Erreichen der Brücke über den Pallenjåkka-Bachlauf trifft der Kungsleden-Trail auf den alten Transportweg von Abisko-Ost zu den aufgelassenen Sjangeli-Kupfererzgruben im Südwesten der Abisko-Berge aus den 1940er Jahren. Mittlerweile nutzen die Rentierleute den ehemaligen Traktorweg für ihre Fahrten mit dem Fourwheeler (Sommer) und Schneescooter (Winter) zum Saamendorf Rautasvuoma am Abiskojaure-See.

Um zum Tagesziel „Tältlägret“ („Zeltlager“) an der Birkenwaldgrenze zu gelangen, verlässt man den Kungsleden kurz vor der Brücke über den Pallenjåkka-Bach (vgl. Foto 132) und folgt dem entsprechenden Hinweisschild. Der Pfad verläuft etwa parallel zum Pallenjåkka-Bachbett und steigt relativ steil durch den Birkenwald zur Waldgrenze an. Der untere Abschnitt des schmalen Weges führt durch kuppiges Gelände, oft in Sichtweite des Bachlaufes. Das Festgestein ist weithin von einer sandigen, steinig-blockigen Grundmoränendecke überzogen. Die zahlreichen Hügel und Wälle besitzen teilweise einen Festgesteinskern. In Bachnähe tritt der Fels an vielen Stellen zutage. Einige Hügel in größerer Höhenlage haben einen glazifluvialen Ursprung, wie die Sortierung und Schichtung der Lockersedimente ausweist. Es handelt sich offenbar um Osreste. Der Bach weist in seinem Längsprofil noch zahlreiche Unstetigkeiten auf; die Sprunghöhen betragen zumeist nur wenige Meter (vgl. Foto 133). Auffallend sind die zahlreichen, überwiegend kantengerundeten Blöcke im Bachbett, die nach Ausweis des Moos- und Flechtenbewuchses schon sehr lange dort liegen. Der obere Abschnitt des Wanderweges verläuft teils in lichtem Birkenwald, teils in Zwergstrauchheiden, in die kleinere, flachgründige Moore eingeschaltet sind. Der Bachlauf fließt in diesem Abschnitt in einem canyonartig ausgebildeten, bis zu 30 m tiefen Tal. Die Reliefpartien am Rande der Steilwände sind flach und überwiegend von einer Zwergstrauch-Vegetation bedeckt. Diese Vegetation wird von zahlreichen Steinen und Blöcken durchragt. Nackte, vom Inlandeis glattgeschliffene Felspartien weisen häufig eine auffällige Blockstreu auf. Das Bachbett ist relativ schmal. Es wird vornehmlich von groben Schottern gebildet. Dazwischen sind zahlreiche niedrige Felsschwellen erhalten, hinter denen sich feinkörnige Sedimente angesammelt haben. Diese Felsrücken sind selten mehr als 1-2 m hoch, lassen das Wasser aber in gestufter Hintereinanderschaltung kaskadenartig talwärts strömen. Am Rande der aktiven Talsohle am Fuße der Steilwände und -hänge finden sich stellenweise kleinere Terrassenreste, die teils aus Schottern, teils aus sandig-kiesigen Sedimenten bestehen und durch eine Zwergstrauch-Vegetation weitgehend festgelegt sind. Der letzte Abschnitt der Tageswanderung, der Aufstieg unmittelbar zum „Tältlägret“-Plateau, ist nochmals relativ steil. Der Zeltlagerplatz wurde 1926 von der Schwedischen Tourismus-Vereinigung (STF) errichtet und war bis in die 1960er Jahre in Betrieb. Er ist auf einer Verebnung auf einem Felsriegel gelegen, von dem aus man eine weite Sicht über das untere Abisko-Tal auf das Torneträsk-Becken hat. Der Lagerplatz besteht aus zwei alten Gebäuden, zahlreichen Sitzbänken sowie einem Fahnenmast. Das nahezu ebene Terrain und der nahe Trinkwasserzugang bieten günstige Voraussetzungen zum Zelten. Die Lokalität ist nur ca. 7 km von Abisko entfernt, rasch und relativ bequem zu erreichen und wird daher gern als Ausgangspunkt für Bergbesteigungen in den „Abisko-Alpen“ genutzt.



Foto 132: Blick von der Brücke des Kungsleden-Trails auf den breiten, im Spätsommer wasserarmen Pallenjäkka-Bachlauf nahe der Einmündung in den Abiskojäkka-Fluß. Der Bach durchfließt die hügelige, mit Birkenwald bestandene Landschaft in einem felsig-blockigen Bachbett mit größeren Schotterinseln in gefällsarmen Abschnitten. 21.8.2012



Foto 133: Der Bachlauf verschmälert sich bachaufwärts zunehmend und verläuft im Bereich der stark aufgelösten Birkenwaldgrenze bei einer Breite von < 10 m überwiegend auf felsigem Untergrund mit Blockauflage. Das Längsprofil weist unterhalb von „Tältlägret“ noch zahlreiche Unstetigkeiten mit Sprunghöhen von wenigen Metern auf. Die Felschwellen werden in Gestalt kleiner Wasserfälle kaskadenartig überwunden. 23.8.2012

Die Exkursionsstrecke führt am nächsten Tag vom „Tältlägret“ zunächst zum Rentierkral „Rengärda“ (ca. 1050 m ü. M.) an der Ausmündung des Pallenvagge-Trogtales. Der auf einer felsigen Anhöhe gelegene, vermutlich in der Mitte des 19. Jahrhunderts errichtete Rentierkral ist von einer 0,5-1,0 m hohen Mauer aus Steinen und Blöcken umgeben, die mehrere Öffnungen zum Eintreiben der Rentiere enthält. Nach Ausweis der Vegetation ist der Kral schon seit langer Zeit außer Betrieb. Die Route dorthin verläuft am Osthang des Pallenjäkka-Tales und folgt einem wenig begangenen, nur stellenweise kenntlichen Wanderweg. Das offene, weithin waldfreie Gelände erleichtert die Orientierung. Es ist von einer blockreichen Grundmoränendecke überzogen, in der das im Untergrund anstehende Festgestein gelegentlich zutage tritt. Kurz nach dem Verlassen des „Tältlägret“ ist anfangs ein kuppiger Geländeabschnitt mit zahlreichen abflusslosen Hohlformen zu durchqueren, der als ehemalige Toteislandschaft zu deuten ist. Das Tal des Pallenjäkka ist mehrere Zehnermeter in das nach Norden geböschte Terrain eingesenkt. Der Bachlauf verläuft nach dem Verlassen des Pallenvagge-Trogtales in einem Kerbsohlental, dessen Hänge stellenweise eine Grundmoränenaufgabe tragen. Die stärker geneigten Hänge ($>30^\circ$) unterliegen der Ablation, während bei geringeren Böschungswinkeln gelisolifluidale Massenbewegungen dominieren, die morphologisch in Gestalt von Schutt- und Rasenloben sowie Brems- und Wanderblöcken in Erscheinung treten. In Ostauslage überdauern transversale

Schneeflecken bis spät in den Sommer. Vom Standort „Rentierkral“ hat man nach Norden eine hervorragende Aussicht auf das Abisko-Tal und den Torneträsk-See. Richtung Süden überblickt man den im oberen Abschnitt von Gipfelblockfeldern bedeckten Nordhang des Pallentjåkka, Richtung Osten die „Spülzone“ in seinem Fußbereich mit den glazifluvialen Ablagerungen in der Ferne. Zwischen der Anhöhe und dem Pallentjåkka-Hang befindet sich eine ca. 10 m tiefe, kastenförmig entwickelte Rinne, die als Teil der mit einem Gefälle von rund 1 % in westöstlicher Richtung am Hangfuß verlaufenden spätglazialen „Spülzone“ zu deuten ist (vgl. RAPP 1992, 1996a; Abb. 6). Der untere Hangabschnitt der Pallentjåkka-Nordflanke ist im Unterschied zu den höheren Hangpartien nicht von Blockfeldern bedeckt. Stattdessen tritt das lokal anstehende Amphibolit-Gestein auf einer Fläche von 3,0 x 0,3 km² zutage. Der ehemals vorhandene Blockfeldmantel über dem Festgestein wurde während der spätweichselzeitlichen Deglaziation des Gebietes (ca. 9 500 Jahre BP) abgetragen. ANDRÉ (1996) hat den von der Blockdecke befreiten Amphibolit-Felsbereich auf einer Fläche von 1 km² detailliert untersucht um den Betrag und die Geschwindigkeit der Gesteinsverwitterung seit der Deglaziation zu bestimmen. Der dort anstehende Amphibolit ist reich an Quarz, feinkörnig, dünnblättrig und lokal schiefbrig. Die Bedeckung mit Flechten (u. a. *Rhizocarpon*, *Parmelia*, *Umbilicaria*, *Haematomma*) überschreitet 80 %. Im Vergleich zu den Oberflächen der verwitterungsresistenten, eisüberschliffenen Quarzadern waren die Amphibolit-Oberflächen nur um 3-4 mm tiefer gelegt worden – für einen Zeitraum von 9 500 Jahren (ANDRÉ 1995 geht von 10 000 Jahren aus, 600 Einzelmessungen) ein äußerst bescheidener Verwitterungsbetrag. Ebenso war die Verwitterung entlang der Gesteinsfugen mit einem durchschnittlichen Betrag von 0,1 cm (520 Einzelmessungen) äußerst gering (vgl. ANDRÉ 1995). Die an der Ausmündung des Pallenvagge-Tales unweit des Rentierkrals gelegenen Lockermaterialhügel und -wälle werden von HOLDAR (1957) als Seitenmoränen des spätweichseleiszeitlichen Abiskotal-Gletschers gedeutet. Lateralerosion am Distalhang von einem der Wälle belegt, dass das Lockermaterial am Rande der Abiskotal-Gletscherzunge abgelagert worden ist und somit keine Endmoräne eines Pallenvagge-Tal-gletschers darstellen kann. Ähnliche Wallformen an den Ausmündungen der bereits beschriebenen Trogtäler Tjuonavagge und Nissunvagge dürften einen ähnlichen Ursprung haben. Die Lockermaterial-Akkumulationen am Ausgang des Pallenvagge-Hochtales enthalten vor allem an ihren Distalhängen stärker zugerundetes Material, was auf einen längeren Transportweg schließen läßt. Die Wälle wurden höchstwahrscheinlich am Südrand der Abiskotal-Gletscherzunge gebildet, entweder als Seitenmoränen oder als glazifluviale Ablagerungen. Für letzteres spricht die Zurundung des Materials. Es gibt keine Hinweise, dass die Ablagerungen nach der spätglazialen Deglaziation des Gebietes gebildet worden sind, etwa als Endmoränen an der Stirn von Gletscherzungen, die möglicherweise im Postglazial aus den Hochtälern in das Abisko-Tal vorgestoßen sind.

Vom Rentierkral aus lohnt sich ein Abstecher (Hin- und Rückweg ca. 6 km) entlang der „Spülzone“ am Fuße des Pallentjåkka-Nordhanges in östlicher Richtung zur Front der Deltaterrasse am Nissunjåkka-Talhang (vgl. Abb. 6, Fotos 134, 135 und 8). Dabei lassen sich nicht nur Herkunftsgebiet, Transportweg und Formeninventar im Akkumulationsgebiet der Sedimente studieren, sondern auch eine Naßschneelawinenbahn, die sich vom Pallentjåkka-Oberhang über eine Distanz von fast 2,5 km ins nördliche Vorland erstreckt und dabei die „Spülzone“ ca. 1 km östlich des Rentierkrals quert (vgl. NYBERG 1989). Die Lawinenbahn folgt einem Tälchen, dessen Bachlauf langfristige Schneeflecken am Pallentjåkka-Nordhang entwässert. NYBERG beschreibt Slushflow-Ereignisse aus dem Frühjahr 1987 und 1988. Der Winter 1986/87 war im Raum Abisko ungewöhnlich kalt, während die Temperaturen im Frühjahr „normal“ waren. Die Naßschneelawine löste sich in einer Periode, die durch ansteigende Temperaturen und geringe Regen-Niederschläge gekennzeichnet war. Die Auslaufstrecke dieser Naßschneelawine war ungewöhnlich groß und lang. Die Startzone befand sich auf einer rund 20° geneigten Felsfläche in ca. 1100 m Höhe ü. M.. Die Auslaufzone erstreckte sich über einen 6-7° geböschten, mit Weidengebüsch bewachsenen Hang. Die Lawine hat auf ihrer Bahn Steine und Blöcke aus dem Untergrund gerissen und teilweise am seitlichen Rand akkumuliert. Darüberhinaus wurde ein erheblicher Teil der niedrigen Vegetation zerstört (vgl. NYBERG 1989). Wie bei der Naßschneelawine an der Deltaterrasse in der Nähe des Nissunjåkka-Tales wurde keine auffällige, auf das Ereignis hinweisende Ablagerung im Auslaufbereich hinterlassen.



Foto 134: Blick vom Rentierkral nach Südosten in die ca. 10 m tiefe Spülrinne am Fuße des Pallentjåkka-Nordhanges. Im Unterschied zu den höheren Lagen sind die unteren, an den Steilhang grenzenden Hangpartien nicht blockfeldbedeckt, sondern felsig. Die Blockdecke des Amphibolit-Gesteins wurde dort während der spätglazialen Deglaziation abgetragen und glazifluvial in der „Spülzone“ entfernt. 31.8.2013



Foto 135: Blick nach Osten über den Blockwall des Rentierkrals auf den Verlauf der spätglazialen „Spülzone“ Richtung Nissunvagge-Tal (Hintergrund). Die gewaltigen Gletscherbäche (u. a. aus dem Pallenvagge) am Ostrand der spätglazialen Abiskotal-Gletscherzunge lagerten ihre Sedimentlast dort im Fußbereich des Pallentjåkka-Berges in Gestalt eines mächtigen glazifluvialen Deltas ab. 31.8.2013

RAPP (1992) beschreibt die „Spülzone“ im Fußbereich des von Blockfeldern bedeckten Nordhanges des Pallentjåkka zwischen den Ausmündungen der Trogtäler Pallenvagge und Nissunvagge wie folgt: Die „Spülzone“ aus seitlichen Abflussrinnen („lateral drainage channels“) erstreckt sich mit einem Böschungswinkel von etwa 1 % vom Pallenvagge in östlicher Richtung bis zum Westhang des Nissunvagge. Sie endet dort in Gestalt einer Serie scharf ausgeprägter glazifluvialer Ablagerungen aus kantengerundeten und stärker zugerundeten Amphibolit-Blöcken, -Steinen und -Kiesen. Die Sedimente bilden Deltaterrassen mit trockenen, kommunizierenden Abflussrinnen („braided stream channels“) an ihrer Oberfläche, die scharf in Gestalt von distalen, ehemaligen Eiskontakthängen enden. Die Abflussrinnen und ihre korrelierten Ablagerungen wurden bereits von HOLDAR (1957) und MELANDER (1977) beschrieben und gedeutet. Ähnliche laterale Abflußsysteme sind auch im nördlichen Fußbereich des Nissuntjärro entwickelt, wo sie ebenfalls eine Böschung in östlicher Richtung aufweisen und sich bis zur Ausmündung des nächst gelegenen Tjuonavagge-Trogtales erstrecken. Aus den Merkmalen der „Spülzone“ am Fuße des Pallentjåkka läßt sich nach RAPP (1992) folgende Landschaftsentwicklung am Ende des Weichsel-Glazials ablesen (vgl. auch Exkursion durch die südöstlichen Abisko-Berge I): Das Inlandeis schmolz in den Abisko-Bergen auch in den Hochtälern, wie z. B. dem Pallenvagge, relativ schnell ab. Eisreste des Abiskotal-Eisstromes blockierten den Abfluß des sommerlichen Schmelzwassers in den nördlichen Mündungsbereichen der drei Hochtäler und

zwangen das Wasser in östlicher Richtung abzufließen. Die Wassermassen entfernten dabei in einer 3 km langen und 200-400 m breiten Zone, die für die sommerlichen Flutwellen wiederholt als Abflußbahn fungierte, die gesamte Lockermaterialdecke, bestehend aus dem Verwitterungsschutt des Blockfeldmantels und möglicherweise auch Grundmoränenmaterial. Der größte Teil des in dieser „Spülzone“ erodierten Materials wurde in einer treppenartigen Abfolge von Deltaterrassen am Hangfuß nahe der Ausmündung des Nissunvagge abgelagert, wahrscheinlich in Einbuchtungen oder kleineren Eisstauseen am Rande des Inlandeises. Die gesamte „Spülzone“ wurde durch katastrophenartige Überflutungen, Abspülung und erosive Prozesse am Ende der Weichsel-Eiszeit angelegt und war anschließend in den folgenden ca 9 000 Jahren durch Formungsruhe gekennzeichnet mit Ausnahme von Plätzen, an denen sie von tief eingeschnittenen Bachbetten gequert wird, in denen Naßschneelawinen Material erodiert und abgesetzt haben. An feuchten Standorten haben hangabwärts gerichtete gelisolifluidale Massenbewegungen das Muster der lateralen Abflusströme deformiert. Wo das anstehende Amphibolit-Gestein durch Abspülvorgänge freigelegt worden war, hat das rund 9 000 Jahre umfassende Hochgebirgsklima im Holozän keine nennenswerten morphologischen Veränderungen bewirkt, abgesehen von einer geringen frostmechanischen Gesteinsverwitterung in Bruchzonen (vgl. RAPP 1992).

Der Weg vom Rentierkral in das Pallenvagge-Trogtal verläuft am West-exponierten Hang des an der Talmündung kerbförmig eingeschnittenen Pallenjåkka-Bachlaufes. Er folgt der Richtung der im Weichsel-Spätglazial nach Süden zurückschmelzenden Talgletscherzunge im Hochtal. In südwestlicher Richtung fällt der Blick auf das hoch (ca. 1270 m ü. M.) über dem Trogtalboden gelegene Kar am Tjåmuhas-Hauptgipfel (1743 m). Die Karnische ist inzwischen gletschereisfrei, vielleicht mit Ausnahme kleinerer Gletschereisreste in den grobblockigen moränischen Ablagerungen am Fuße der steilen Karwände, die nach dem Modell von KING (1984) bis in die Höhenstufe mit weit verbreitetem oder sogar geschlossenem alpinem Permafrostboden hineinragen. Das rund 1 km nordwestlich davon, etwa 200 m tiefer gelegene Tjåmuhasrieppe-Kar ist seit langem gletschereisfrei. Das Karbecken wird von einem Karsee (1045 m ü. M.) eingenommen (von der Wanderroute aus nicht sichtbar). Nach dem Passieren der Engstelle an der Trogtalmündung weitet sich der Talboden. In rund 950 m Höhe ü. M. ist ein Terrassenrest erhalten, auf dem die Ruine der ehemaligen Pallenvaggekåta liegt. Die Sedimente des Terrassenkörpers wurden während der Deglaziation des Hochtals von den Schmelzwässern des zurückweichenden Talgletschers in einem Eisstausee abgelagert, der sich am Südrand der Abiskotal-Gletscherzunge gebildet hatte (vgl. HOLDAR 1957). Später wurde die Terrasse vom Pallenjåkka-Bachlauf zerschnitten, wobei der größte Teil am Ostufer des rezenten Bachlaufes erhalten blieb. Vom nördlichen Rand der oberen Terrasse (mit dem Kåta-Rest) überblickt man den 6-7 m tiefer gelegenen aktiven Talsohlenbereich. Der Bachlauf ist in mehrere kommunizierende Abflußbahnen gegliedert, die durch dicht mit Gras bewachsene, 0,5-1,0 m höher gelegene Bereiche getrennt sind. Deren Substrat besteht aus feinkörnigen, humusreichen Sedimenten, die am Rande der Abflußkanäle unterschritten werden und dort stellenweise aufgeschlossen sind. Die obere, trockene, ebene, dicht mit langem Gras bewachsene Terrassenfläche und der nahe Trinkwasserzugang bieten günstige Voraussetzungen für ein Biwak (empfehlenswert, falls die restliche, ca. 2,5 km lange, höchst interessante Wanderstrecke bis zum vorgesehenen Zeltplatz auf dem Delta vor dem Pallenrieppe-Kar zu lang erscheint). Dies lohnt sich umso mehr, als die feinkörnigen Sedimente zwischen den Abflußbahnen stellenweise von Permafrost durchsetzt sind, dessen Existenz an mehreren Plätzen morphologisch in Gestalt von plateauförmigen Palsas und kuppelförmigen, mehrjährigen Frostblistern in Erscheinung tritt (vgl. Foto 136; Beobachtungen und Grabungen im August 2013). Der Besuch und das Studium dieser Permafrosterscheinungen erfordert Zeit, da verschiedene Abflußkanäle zu überqueren sind, was selbst im Spätsommer – je nach Wetter, Abflußverhältnissen und Wasserstand – etwas problematisch sein kann.



Foto 136: Blick nach Norden über die weiträumige spätglaziale Eisstausee-Terrasse an der Mündung des Pallenvagge-Tales in die Abiskotal-Senke. Die grasbedeckten, flachwelligen, bis zu 1 m hohen Bereiche zwischen den Abflußbahnen des Pallenjäkka-Baches bestehen aus feinkörnigen, humusreichen, frostempfindlichen Sedimenten, die stellenweise von Permafrost durchsetzt sind. 31.8.2013

Außer niedrigen Plateaupalsas waren am Bachlauf 2013 auch mehrere kuppelförmige Hügel entwickelt (vgl. Foto 137). Sie waren an der Einmündung eines kleinen, vom östlichen Talhang kommenden Rinnsals gelegen. Die Hügel hatten einen runden bis ovalen Grundriß und waren ca. 1 m hoch. Alle Hügel waren stark im Zerfall begriffen. Die Hügeloberflächen waren von breiten Spalten durchzogen und die Vegetationsdecke war zerrissen. Der Mineralboden trat großflächig zutage. Auffallend waren die zahlreichen Steine und Blöcke an den Hügeloberflächen. Bei einem der Hügel war das sandig-schluffige Substrat fast vollständig von einem Stein- und Blockpanzer bedeckt. An den Flanken eines anderen Hügel hatten Rutschungen stattgefunden, wodurch der feinkörnige, frostempfindliche Mineralboden unter der Grobmaterialdecke freigelegt worden war. Der flächenmäßig größte Hügel war an seiner Nordflanke unter Ausbildung einer wassergefüllten, stellenweise von einem flachen Wall umgebenen Thermokarstmulde kollabiert. Der Versuch einer Grabung im flachen Kronenbereich des Hügel scheiterte am eindringenden Grundwasser und der fließfähigen Konsistenz des feinkörnigen Substrats. Sondierungen zufolge waren im Hügelkern noch Permafrostreste vorhanden. Es ließ sich allerdings nicht feststellen, ob es sich um gefrorenen Mineralboden oder um Massiveis handelte. Die unmittelbare Lage der Hügel an einem Fließgewässer im Fußbereich eines flach im Talgrund auslaufenden Unterhangs garantiert den Zuzug von hydrostatisch unter Druck stehendem Wasser und bietet dadurch günstige Voraussetzungen für die Entwicklung von Injektionseishügeln vom Frostblister-Typ. Ebenso läßt sich die ursprünglich bedeutend größere Höhe der Hügel eher mit der Entwicklung eines Injektionseiskernes als mit der Bildung von Segregationseis im Untergrund erklären. Die Hügel lassen sich daher als fortgeschrittene Zerfallsstadien von Frostblistern interpretieren. In diese Richtung weist auch das im Vergleich zu den plateauförmigen Palsas wesentlich grobkörnigere und damit weniger frostempfindliche minerogene Substrat. Nach Ausweis von Fotos aus dem Jahre 1985 hatten sich die plateauförmigen Hügelvarianten im Zeitraum 1985-2013 morphologisch kaum verändert. Dagegen waren die 1985 intakten, kuppelförmigen Hügel bis auf wenige Ausnahmen am Ostrand der aktiven Talsohle ohne Hinterlassung von morphologischen Spuren, wie z. B. ringwallumgebenen, wassergefüllten Thermokarstmulden, verschwunden. Diese Tatsache läßt sich am ehesten mit der kürzeren Bestandsdauer und größeren Klimasensitivität der Frostblister im Vergleich zu den Palsas erklären.



Foto 137: Knapp 1 m hoher, ovaler, in schluffig-sandigen, stein- und blockreichen Sedimenten angelegter, kollabierender Hügel mit Frostbodenkern und Blockerosionshang an einem Nebenarm des Pallenjåkka-Baches auf der Eisstausee-Terrasse im unteren Pallenvagge-Tal. Die Lagemerkmale und Substrateigenschaften deuten auf einen Frostblister-Ursprung des Hügels. Dahinter sind der Pallenjåkka-Bachlauf, der Steilhang des obersten Terrassen-Niveaus (mit dem Kåta-Rest) und der Pallenrieppe-Hauptgletscher (hell) am Talschluß zu erkennen. 31.8.2013

Die Etappe von der Pallenvaggekåta zum Delta ist kurz, aber wissenschaftlich sehr interessant. Es empfiehlt sich eine Wanderroute am Westufer des Pallenjåkka-Bachlaufes, der gegen Ende des Sommers leicht zu überqueren ist. Der breite, nahezu ebene Talboden (ca. 1000 m ü. M.) wird im Westen vom Steilabfall des Tjåmuhas-Berges und im Osten von den Steilhängen des Pallenjåkka begrenzt. Der Bachlauf pendelt auf der weithin von steinig-blockigen Ablagerungen gebildeten Talsohle. Die Grobkomponenten sind mit ihren flachen Seiten an vielen Plätzen infolge von Eis- und Schneedruck nahezu horizontal in das Feinmaterial eingepresst, so dass sich der Aspekt einer Pflasterung ergibt (Pflasterboden). Am Rande der Abflüßbahnen sind Strukturböden unterschiedlichen Aktivitätsgrades anzutreffen. Unter Wasserüberstauung dominieren scharf ausgeprägte Feinmaterialinseln, in etwas höherer, trockenerer Lage, je nach Böschungswinkel, Steinpolygone und -streifen, deren Grobkomponenten zumeist dicht mit Krustenflechten bewachsen sind. Die Feinmaterialkerne der Steinpolygone weisen jedoch häufig Risse auf, an denen Feinmaterial aufgedrungen ist, was auf eine gewisse frostdynamische Aktivität der Formen schließen läßt. Die hohen, von Permafrost durchsetzten Steilwände am Tjåmuhas-Hauptgipfel sind von Sturzschtthalden und -kegeln gesäumt. Zwei besonders mächtige Lawinblockschtzungen (fächerförmige Formvariante) erstrecken sich fast bis an die aktive Talsohle (vgl. Foto 138; RAPP 1959, 1960). Die Hänge des Pallenjåkka sind ab rund 1100 m ü. M. von Blockfeldern bedeckt, die unter dem oberflächlichen Blockmaterial stellenweise feineres Material enthalten. An feuchteren Plätzen, insbesondere unterhalb langfristiger Schneeflecken, zeugen Schuttungen und -loben von der Wirksamkeit gelisolifluidaler Massenbewegungen. Die vegetationsbedeckten Unterhänge beidseits des Bachlaufes sind weithin von Erscheinungen der „gebundenen“ Gelisolifluktion geprägt. Darüberhinaus finden sich Blocksinken, deren frostdynamischer Ursprung umstritten ist. Die Mehrzahl dieser Blockanreicherungen dürfte durch eine lokale Ausspülung des im Hangschutt enthaltenen Feinmaterials entstanden sein. In einigen vermoorten oder versumpften Mulden existieren Permafrostthügel in unterschiedlichen Zerfallsstadien. An anderen Plätzen ist die Permafrostdegradation bereits weit fortgeschritten und hat ein unübersichtliches, buckliges Thermokarstrelief geschaffen. Auf mehreren wind- und kalteexponierten, im Winter schneearmen Moränenflächen und glazifluvialen Terrassenresten sind fossile Eiskeilnetze zu finden, die vor allem wegen des Vegetationskontrastes zwischen den dicht bewachsenen Spaltenzügen und den vegetationsarmen Polygonfeldern Aufmerksamkeit erregen.



Foto 138: Blick auf zwei mächtige Lawinenblockschuttungen am Osthang des Tjåmuhas-Berges im oberen Pallenvagge-Tal. Ihre fächerförmigen Frontabschnitte erstrecken sich fast bis an den Pallenjåkka-Bach. Der Schutt wurde von Schneelawinen aus der oberen, höckrigen Felswand hangabwärts bis auf die Talsohle transportiert. 30.8.2013

Die interessanteste Permafrosthügel-Lokalität befindet sich in einer flachen Mulde am Rande eines kleinen Bachlaufes unmittelbar nördlich der beiden größeren, vom Tjåmuhas-Berg herabziehenden Lawinenblockschutt-Ablagerungen. Der Bach hat seinen Ursprung in den Schuttablagerungen am Fuße des Berges. Dort sind mächtige Gelisolifluktuationsloben und -zungen mit Stirnhöhen von bis zu 2 m und Längen von bis zu 30 m entwickelt. In der versumpften Geländedepression sind in Bachnähe eine Reihe runder, trichterförmig in den Untergrund eingesenkter Wasserkörper zu beobachten, die vollständig oder teilweise von einem flachen Wall aus schluffig-sandigem, stein- und blockreichem Schutt umgeben sind (vgl. Foto 139). Die Wallformen weisen stellenweise tangential verlaufende Risse und Spalten auf. Die Teiche markieren offenbar die Lage ehemaliger, inzwischen kollabierter Permafrosthügel. In diese Richtung weisen mehrere in der Nähe gelegene Hügelformen, deren Zerfall noch nicht so weit fortgeschritten ist. Die Hügel sind 1,0-1,2 m hoch (2013), haben einen Durchmesser von 6-8 m, sind rund und kuppelförmig. Die Krone der beiden höchsten Hügel ist von tiefen und breiten Spalten durchzogen, die Einblick in den sedimentären Aufbau geben (vgl. Foto 140). Demnach befindet sich unter der vornehmlich von Gräsern gebildeten Vegetationsdecke eine wenige Zentimeter dünne Torf- und Humuslage, die von schluffig-sandigem Material mit einem hohen Gehalt an kantengerundeten Steinen und Blöcken unterlagert wird. Dieses Material setzt sich bis in mindestens 1 m Tiefe fort, wie ein Bachanschnitt ausweist. Aufgrund des sehr stein- und blockreichen Materials sowie des vom nahe gelegenen Bachlauf eindringenden Grundwassers war eine tiefere Grabung nicht möglich, so dass sich nicht klären ließ, ob der Hügel in größerer Tiefe noch Permafrost enthielt. Ebenso konnte die Art des Bodeneises (Segregationseis oder Injektionseis) und damit die Morphogenese sowie der daraus resultierende Permafrosthügeltyp nicht ermittelt werden. Außer diesen kuppelförmigen Hügeln und den Thermokarstteichen wurden am Bachlauf niedrige, plateauförmige Hügel beobachtet, die weit fortgeschrittene Zerfallsstadien repräsentieren und bei der Hügeldegradation eine Zwischenstellung zwischen den kuppelförmigen Hügeln und den Thermokarstteichen einnehmen. Die Hügelrelikte und Teiche haben ähnliche Abmessungen (Radien), was diese Annahme bestätigt. Ein etwas höher am Hang gelegener Teich hat einen größeren Durchmesser und ist auch tiefer; er dürfte aus dem Zerfall eines größer dimensionierten Permafrosthügels hervorgegangen sein. Die Lagermerkmale (Unterhanglage an einem Fließgewässer) sowie die morphologischen und sedimentologischen Eigenschaften der Hügel deuten auf eine Morphogenese infolge einer Injektionseisbildung im Substrat, d. h. auf einen Frostblister-Ursprung. Palsas entwickeln sich nur selten in derart grobkörnigen Substraten; Pingos haben in der Regel größere Abmessungen. Das weiter bachabwärts gelegene Thermokarst-Terrain ist offenbar durch das Abschmelzen eines flächenmäßig größeren, aber relativ dünnen Injektionseiskörpers im Untergrund entstanden. Die Permafrosthügel an dieser Lokalität sind offenbar nur wenige Jahre alt. Bei einem Helikopterflug und einer Feldbegehung Ende August 1985 wurden sie nicht entdeckt. Die relativ kurze Bestandsdauer stützt eine Klassifikation der Hügel als (mehrjährige) Frostblister.



Foto 139: Blick auf zwei Thermokarstteiche am Fuße des Tjåmuhas-Osthanges im oberen Pallenvagge-Tal. Die trichterförmig in den Talboden eingesenkten Wasserkörper sind stellenweise von einem Wall aus schluffig-sandigen, stein- und blockreichen Sedimenten umgeben. Sie markieren die Lage inzwischen kollabierter, eisreicher Permafrosthügel. 31.8.2013



Foto 140: Blick auf einen ca. 1 m hohen kollabierenden, in schluffig-sandigen, stein- und blockhaltigen Sedimenten angelegten, von tiefen, klaffenden Spalten durchzogenen Permafrosthügel im oberen Pallenvagge-Tal. Dahinter sind ein flacher Terrassenrest, der Pallenjåkka-Bachlauf und der Pallentjåkka-Westhang zu erkennen. 31.8.2013

Rund hundert Meter talaufwärts der Permafrosthügel-Lokalität sind mehrere glazifluviale Terrassenreste erhalten. Die nahezu ebenen Terrassenflächen erheben sich 3-4 m über die angrenzenden, sanft im Talgrund auslaufenden, mit einer schütterten Vegetationsdecke überzogenen Unterhänge. Auf letzteren sind an Plätzen mit einem hohen Grundwasserstand und hinreichendem Feinmaterialangebot Strukturboden-Großformen zu finden, insbesondere Steinpolygone mit Durchmessern von bis zu 4,5 m. Ihr Grobmaterial ist häufig kantengerundet und unterscheidet sich darin vom scharfkantigen Schutt der angrenzenden Hangpartien. Die an den Unterhängen inselhaft im Hangschutt anzutreffenden, durch einen höheren Gehalt an feinkörnigen, frostempfindlichen Sedimenten gekennzeichneten Grundmoränen-Ablagerungen scheinen die Entwicklung von Strukturböden zu begünstigen. Dagegen bieten die trockenen, wind- und kälteexponierten Terrassenflächen günstige Voraussetzungen für die Entwicklung von Frostspaltenmakropolygonen ohne Materialsortierung. Die 5-10 cm tiefen, bis zu 40 cm breiten Furchen sind infolge des Windschutzes und größeren Feuchtigkeitsangebotes dicht mit Zwergsträuchern, insbesondere *Betula nana* und *Empetrum nigrum* ssp. *hermaphroditum*, bewachsen und unterscheiden sich darin markant von den überwiegend nackten, weithin von einem Deflations- / Auffriersteinpanzer überzogenen Polygonflächen. Die Oberfläche des größten Terrassenrestes wird von mehreren besonders breiten und tiefen Spaltenzügen überquert, zwischen denen ein Netzwerk aus schmaleren, weniger scharf ausgeprägten Spalten entwickelt ist (vgl. Fotos 44 und 141).

Das Muster enthält vornehmlich Penta- und Hexagone, an den leicht geböschten Terrassenrändern auch unregelmäßiger geformte Polygone. Grabungen durch mehrere tiefe und einige flache vegetationsbedeckte Spaltenzüge bis in 80-120 cm Tiefe stießen in keinem Fall auf Permafrostboden oder Spalteneis. Stattdessen wurden keilförmige Strukturen im Mineralboden entdeckt, die sich bis in maximal 95 cm Tiefe erstreckten und vornehmlich durch die Kantenstellung plattiger Grobkomponenten sowie die tiefenwärtige Verlagerung des rostbraunen Nanopodsol-B-Horizontes in Erscheinung traten. Die minerogenen Keilfüllungen lassen sich als Eiskeilpseudomorphosen deuten, wobei die Füllungen unter den tieferen und breiteren Spaltenzügen die größte Tiefenerstreckung aufwiesen. Die Muster an der Terrassenoberfläche und die Keilfüllungen im Terrassenkörper lassen auf zwei verschiedene Phasen der Eiskeilbildung schließen. Die tiefen Furchen repräsentieren das Primärmuster, die flachen Spalten dazwischen das später angelegte Sekundärmuster. Eine zeitliche Einordnung der beiden Eiskeilbildungsphasen nach der Deglaziation dieses Talabschnittes ist anhand der vorliegenden Befunde nicht möglich. Ebenso läßt sich der Zeitpunkt der Fossilisierung (Ausschmelzen des keilförmigen Bodeneiskörpers, Verfüllung des Hohlraumes mit minerogenen Sedimenten) nicht bestimmen. MELANDER (1977) präsentiert einen Querschnitt durch einen „fossilen Eiskeil“ im gleichen Talabschnitt. Unter der knapp 40 cm langen, recht breiten, minerogenen Keilfüllung ist eine schwarze, sandige Lage entwickelt, die sich mit zahlreichen tropfenförmigen Ausbuchtungen in das darunter befindliche schluffig-sandige Substrat erstreckt. Direkt unterhalb der Keilfüllung bildet die dunkle Lage eine auffällige, tiefenwärts gerichtete Spitze. Die Grabung musste in 65 cm Tiefe aufgrund des eindringenden zähflüssigen Substrats abgebrochen werden. Ob die Terrassensedimente in größerer Tiefe noch Permafrost enthielten, konnte wie im Falle der eigenen Grabungen nicht ermittelt werden. Das nächste nachgewiesene aktuelle Permafrost-Vorkommen ist bei gleicher Höhenlage nur rund hundert Meter entfernt (Frostblister-Lokalität). Das Vorkommen von Permafrostboden im Terrassenkörper kann an der besonders wind- und kälteexponierten Lokalität daher nicht ausgeschlossen werden. Rißbildungen im minerogenen Substrat am Grunde der Spalten als Indiz jüngst stattgefundenener Kontraktionen im minerogenen Substrat wurden allerdings nicht beobachtet. Die klimatischen Rahmenbedingungen im Pallenvagge-Talgrund dürften in kalten Wintern für die Entwicklung von Frostrissen erfüllt sein, doch dürften die dabei eventuell gebildeten 1-2 cm dünnen Eislamellen die relativ warmen Sommer kaum überdauern. Es ist daher zu vermuten, dass die inzwischen fossilen Eiskeilmuster in einer kälteren Klimaperiode als der gegenwärtigen angelegt worden sind.



Foto 141: Spalte eines fossilen Eiskeilnetzes an der Oberfläche einer glazifluvialen Terrasse im oberen Pallenvagge-Tal. Die ca. 15 cm tiefe Spalte wird von einer schmalen Eiskeilpseudomorphose („fossiler Eiskeil“) unterlagert. Am Talschluß (Hintergrund) sind die beiden Pallennieppe-Gletscher zu erkennen. 31.8.2013

Das Tagesziel „Delta“ befindet sich im oberen Pallenvagge-Trogtal, rund 2 km nördlich der Eiskernmoränen der beiden Pallennieppe-Gletscher. Es ist in einem ehemaligen Konfluenzbecken gelegen, in dem sich die während der Weichsel-Eiszeit aus dem Pallennieppe-Kar und dem Verbindungstal (Durchbruchstal) zwischen Siellavagge und Pallenvagge vorstoßenden Gletscherzungen vereinigten. Der Standort ist aufgrund

seiner zentralen Lage für Berg- und Gletschertouren in die nähere Umgebung und der Verfügbarkeit von Trinkwasser in den Abflussrinnen zwischen den trockenen, grasbedeckten Zwischenbereichen als „Basislager“ gut geeignet, selbst wenn die geschützte Position zwischen hohen Berggrücken die Nebelbildung bei bestimmten Wetterlagen begünstigt. Bei guter Sicht bieten Ausflüge auf die nahen Berggipfel exzellente Einblicke in die angrenzenden Trogtäler. Vor allem nach Südosten lohnt sich eine Bergtour zum Steilabfall des Pallentjåkka. Von dort aus hat man Einblick in das Kaskarieppe-Tal sowie das obere Nissunvagge-Tal (vgl. Foto 2). Der leichteste und kürzeste Weg (ca. 2,5 km) führt durch ein kleines Tälchen hinauf zum Col (ca. 1440 m) oberhalb des Sees 1140 m ü. M. Der Bachlauf im steilen Kerbtal trocknet gegen Ende des Sommers aus, wobei oft größere Schneereste zurückbleiben, die den Auf- und Abstieg im ansonsten grobblockigen Terrain erleichtern. Vom westlichen Talhang aus fällt der Blick nach Süden auf die weitgespannten Blockfelder am Ausgang des Pallenrieppe-Kars; weiter westlich ist der Pass (1042 m) zwischen den Tälern Pallenvagge und Siellavagge zu überblicken (vgl. Foto 3). Beim Aufstieg sind einige mächtige Schuttloben zu überqueren; am gegenüber liegenden, weniger stark geneigten Hang sind scharf ausgeprägte, bis zu 35 m lange Steinstreifen zu erkennen.

Der flache Col ist von Blockschutt bedeckt, zwischen dem der anstehende Amphibolit stellenweise zutage tritt. Der oberflächliche Blockmantel wird fleckenhaft von feinkörnigerem Material unterlagert, das an einigen Plätzen als Bestandteil von Strukturboden-Großformen (Steinpolygone, Feinerdeinseln) in Erscheinung tritt (vgl. Foto 9). Die Feinmaterialkerne der Formen sind durch Rißnetze – mit Materialsortierung oder aufdringendem, sandig-schluffigem Material – sekundär gegliedert und wirken aktiv. In größerer Tiefe fließt Wasser im Blockfeld, deutlich hörbar, aber nicht sichtbar. Dabei handelt es sich um Schmelzwasser, entweder von abschmelzenden, höher gelegenen Schneeflecken oder von Schmelzvorgängen an der Oberfläche eisreicher Permafrostkörper im Untergrund (vgl. KNEISEL 2006, 2010a, 2010b). Die hohe Lage des Cols und die nahe gelegene, östlich exponierte, schattige Steilwand zum ehemaligen, inzwischen vom See 1040 m ü. M. eingenommenen Gletscherbecken an der Mündung des Kaskarieppe-Tales bieten günstige Bedingungen für eine Permafrost-Aggradation im Locker- und Festgestein. Vom Rande des Cols blickt man hinab zum See, dessen Nordufer von einer mächtigen Lawinenschuttzunge (Fächerform-Typ) gebildet wird (vgl. RAPP 1960). In größerer Entfernung sind der südöstliche Steilabfall des Nissuntjärro mit seinen markanten Murgängen sowie der breite Talboden des Nissunvagge zu erkennen. Vom Sattel aus ist der Pallentjåkka-Hauptgipfel (1737 m) leicht zu besteigen. Er befindet sich oberhalb einer hohen Steilwand mit langfristigen Schnee-Einlagerungen, die häufig als Startzone für Lawinen fungiert, so auch jener, die die erwähnte Blockschuttzunge am See abgelagert haben. Vom blockschuttbedeckten Gipfel aus blickt man nach Süden über das Pallenrieppe-Kar auf die höchsten Gipfel der „Abisko-Alpen“. Richtung Westen fällt der Blick auf das „Durchbruchstal“ (vgl. HOLDAR 1957) zwischen den Bergen Tjåmuhas und Siellatjåkka, das die Täler Pallenvagge und Siellavagge verbindet. Am Horizont ist das stark vergletscherte norwegische Storsteinsfjell zu erkennen.

Der vertikale Aufbau des Blockfeldes auf dem Col wurde anhand eines kleinen natürlichen Aufschlusses am oberen Rande der Steilwand sowie anhand eines Grabungsprofils in einem Strukturbodenfeld studiert. Am Steilabfall ist der Blockmantel über dem stark zerrütteten Fels 1,5-1,8 m mächtig. Der Übergang vollzieht sich graduell; eine scharfe Grenze zwischen „Festgestein“ und Lockermaterial ist nicht erkennbar. Feinmaterial fehlt im scharfkantigen, steinig-blockigen Blockfeldmantel. Es könnte ehemals vorhanden gewesen sein, wurde aber möglicherweise an der exponierten Lokalität ausgewaschen. Bei Grabungen bis in rund 1 m Tiefe (Grundwasserspiegel) wurde Feinmaterial angetroffen, doch ist dessen Herkunft unklar. Es kann sich um Detritus aus der in situ-Verwitterung des lokal anstehenden Amphibolits oder um Fremdmaterial handeln, das mit dem Inlandeis dorthin gelangt ist und im Laufe des Postglazials durch frostdynamische Prozesse in den Blockmantel „eingearbeitet“ worden ist. Selbst wenn die Mächtigkeit der Detritusdecke über dem amphibolitischen Ausgangsgestein bei der Grabung (sowie weiteren Grabungen im Pallentjåkka-Nissuntjärro-Gebiet) aufgrund standörtlich bedingter Hindernisse (Grundwasser, Permafrostboden) nicht exakt bestimmt werden konnte, ist die Diskrepanz zwischen der Mindestmächtigkeit des Verwitterungsmaterials von rund 1 m und den von ANDRÉ (1995, 1996) am 3-4 km entfernten Nordwesthang des Pallentjåkka ermittelten Verwitterungsraten des Amphibolit-Gesteins von wenigen Zentimetern im Laufe des

gesamten Postglazials nicht zu übersehen. Eine Anlage der Blockfelder erst nach der Deglaziation des Gebietes am Ende des Weichsel-Glazials mit anschließender Weiterbildung bis zur Gegenwart ist daher auszuschließen. Die große Mächtigkeit der Gipfel- und Plateaublockfelder in den Amphibolitbergen im Raum Pallentjåkka-Nissuntjärro stützt die Theorie von RAPP (1992, 1993a, 1996a), wonach die Blockfelder in den Abisko-Bergen vornehmlich durch präglaziale Gesteinsverwitterung, etwa im Warmklima des Tertiärs, entstanden sind und die pleistozänen Vereisungen infolge geringer Glaziärerrosion unter „kaltem“ Eis in einem Permafrostmilieu nahezu unbeschadet überdauert haben. Der Blockmantel über dem Festgestein ist weithin zu mächtig um erst nach der Deglaziation des Gebietes vor 9 000- 9 500 Jahren BP durch Verwitterung der lokalen Festgesteine entstanden zu sein. Durch Schmelzwasser des zurückweichenden spätweichselzeitlichen Inlandeises in die Blockfelder erodierte seitliche Abflussrinnen („lateral drainage channels“) sind ein Beleg, dass die Blockansammlungen zum damaligen Zeitpunkt bereits existierten und nicht erst nach der Deglaziation des Gebietes gebildet worden sind. RAPP (1992) schließt nicht aus, dass die aktuelle Untergrenze der Blockfeld-Verbreitung im Raum Abisko mit der Untergrenze der Verbreitung „kalter“, nicht erosiver Gletscher im Pleistozän zusammenfällt.

Vom Col aus lohnt sich ein Abstecher auf den schmalen Bergkamm zwischen den Karen Kaskarierpe und Pallenrierpe Richtung Süden (Honka-Gipfel 1792 m). Es genügt eine ca. 2 km lange Wanderung über den Gipfel 1636 m zum Gipfel 1646 m um den Kaskarierpe-Gletscher und die beiden Pallenrierpe-Gletscher in ihren Karnischen überblicken zu können. Eine Fortsetzung der Wanderung bis zum Gipfel 1775 m, von dem aus die Nährgebiete der Gletscher vor den Karrückwänden gut einsehbar sind, setzt aufgrund der schmalen, exponierten Kammlinie Schwindelfreiheit voraus und nimmt Zeit in Anspruch. Der Rückweg vom Col zum Zeltplatz auf dem Delta ist mit der Aufstiegsroute identisch. Vom Gipfel 1646 m erreicht man den Zeltplatz auf dem kürzesten Wege entlang eines kleinen Bachtälchens am Osthang des Kaskarierpe-Kars. Der Bachlauf fließt direkt zur Deltafläche im Talgrund (Rückweg vom Gipfel ca. 3,5 km).

Der nächste Tag ist dem glaziären und periglaziären Formenschatz im Pallenvagge-Kar gewidmet. Der Weg vom Delta zu den beiden Gletschern am westlichen Talhang und am Talschluß führt über weitgespannte Blockfelder in Höhenlagen von 1000-1250 m ü. M. Man überquert zunächst einen flachen Moränenrest am Ostufer eines kleinen Sees und folgt dessen Zufluß in südlicher Richtung. Beim anschließenden Anstieg auf knapp 1200 m ü. M. verlässt man die unteralpine Vegetationsstufe. Die Vegetation wird spärlicher und artenärmer. Von der Krone eines flachen, das Tal querenden Walles überblickt man in nördlicher Richtung die Deltafläche mit ihrer dichten Grasvegetation zwischen den zahlreichen Abflußbahnen. Nach Nordwesten fällt der Blick auf die Felswände und Steilhänge des Tjåmuhas (1743 m) sowie mehrere glazi-fluviale Terrassenreste an dessen Unterhängen. Nach Südwesten wird der Blick durch die Felswand des Pallenbogitjåkka (1661 m) begrenzt. In ihrem oberen Abschnitt hält sich im Lee der aus dem Passtal aus westlicher Richtung wehenden Winde ein großes Schneefeld bis in den Herbst. Die Oberfläche des Walles ist von einem Blockschuttfeld bedeckt. Im Unterschied zu typischen Blockmeeren tritt zwischen den Grobkomponenten auch Feinmaterial zutage. Viele Blöcke sind kantengerundet, was auf einen Transport durch Gletschereis deutet. Offensichtlich handelt es sich um eine moränische Ablagerung, in der frostdynamische und abluale Vorgänge zu einer oberflächlichen Anreicherung der Grobkomponenten geführt haben (allochthones Blockfeld). Große Flächen der Ablagerung sind von Strukturböden überzogen; auf nahezu ebenem Gelände dominieren Steinpolygon-Netzwerke, im stärker geböschten Terrain bis ca. 20° Neigung hangabwärts verlaufende Steinstreifen. Die Mehrzahl der Steine und Blöcke ist dicht mit Krustenflechten bewachsen; auf den Feinmaterialkernen wachsen Gräser. Die Strukturböden wirken mit wenigen Ausnahmen an feuchteren Standorten inaktiv. Hinweise auf jüngst abgelaufene frostdynamische Prozesse, etwa Ribbildungen im Feinmaterial oder aufgedrungenes, noch nicht „verschorftes“ Substrat, wurden nicht beobachtet. Der Mineralboden und die Steinrahmen sind trocken, was den inaktiven Eindruck verstärkt.

Der folgende Streckenabschnitt bis zum kleinen See 1217 m ü. M. verläuft in einem flachwelligen, aufgrund seiner Pflanzenarmut steril wirkenden Blockfeld (vgl. Foto 54). Dessen Material besteht weithin aus grobblockigem, scharfkantigem Verwitterungsschutt mit inselhaft eingestreuten Moränenresten. Feinmaterial tritt nur hin und wieder zutage. Das Blockfeld macht aufgrund seines scharfkantigen Materials und seiner Feinmaterialarmut auf den ersten Blick einen autochthonen Eindruck, d. h. einer Entstehung durch in situ-

Verwitterung des lokal anstehenden Amphibolit-Gesteins. Beobachtungen am See und in dessen näherer Umgebung widerlegen jedoch diesen Eindruck und stützen stattdessen die Annahme einer allochthonen Blockfeld-Genese, zumindest im Umkreis des Sees. Der See füllt ein Becken, das im Westen an eine glaziär überschlossene Felswand des Pallenbogitjåkka grenzt. Im Norden und Osten schließt sich das flache Blockfeld an. Der See ist an der Felswand am tiefsten; die an das Blockfeld grenzenden Uferbereiche sind flach. Offenbar handelt es sich um ein glaziär übertieftes Becken, das teilweise mit grobblockigem Moränenmaterial aufgefüllt worden ist. Dessen Grobkörnigkeit und Scharfkantigkeit lassen sich mit dem kurzen Transportweg erklären. Das Material stammt aus dem Pallenrieppe-Kar und wurde von den Kargletschern über eine Strecke von weniger als 2 km transportiert. Der unmittelbar südlich des Sees gelegene Moränenwall besteht ebenfalls aus sehr scharfkantigem Material. Es ist daher nicht auszuschließen, dass ein großer Teil des scharfkantigen Blockfeldmaterials im Vorfeld des Moränenwalles ebenfalls moränischen Ursprungs ist, und dass größere Blockfeldpartien daher als allochthon zu bezeichnen sind. Ein überraschendes Merkmal des kleinen Sees ist die Einspeisung von auffällig feinkörnigem Material durch einen aus dem Moränenwall kommenden Bachlauf. Das Feinmaterial bildet ein relativ großes Delta, das sich vom Südufer her in den See vorschiebt. Die Herkunft des Feinmaterials läßt sich bei Fortsetzung der Wanderung Richtung Kargletscher rasch ermitteln.

Nach dem Erklimmen des steilhängigen, äußerst grobblockigen, das vorgelagerte Blockfeld 30-40 m hoch überragenden Endmoränenwalles blickt man nach Süden in eine breite und tiefe Senke, auf die ein weiterer, noch höherer Moränenwall folgt. Nach Westen fällt der Blick auf eine tief in den Pallenbogitjåkka-Steilabfall eingelassene, von einem kleinen Kargletscher eingenommene Mulde. Die beste Einsicht in die Karnische hat man vom Westrand des Moränenwalles (vgl. Foto 56). Der Gletscher ist im Laufe der letzten Jahrzehnte stark abgeschmolzen. Er erstreckt sich in einer Höhenlage von ca. 1300-1500 m ü. M.. Die Karrückwand ist am Gipfel 1645 m auffällig zergliedert. Nördlich des Gipfels sind u. a. mehrere markante Felstürme entstanden. Die Gletscheroberfläche fällt steil nach Osten ab, so dass aus den Karrückwänden auf den Gletscher gestürzter Schutt nicht liegen bleibt, sondern relativ rasch über die Gletscheroberfläche zum unteren Gletscherrand gleitet. Der flach auslaufende Eisrand ist stellenweise schuttbedeckt. Zwischen der Gletscherfront und den älteren Moränen-Ablagerungen existieren Toteisreste und ein kleiner Schmelzwassersee. Die jüngsten Moränen enthalten unter einer wenige Dezimeter mächtigen Sedimentdecke Gletschereis, das am Rande einer tiefen Ravine stellenweise aufgeschlossen ist (2013). Der Gletscherabfluß erfolgt, am Gletscherrand nicht unmittelbar sichtbar, durch den Schuttkörper der älteren (äußeren) Moräne hindurch zum See 1217 m ü. M., wo das mitgeführte Feinmaterial in Gestalt des bereits erwähnten Deltas akkumuliert wird. Setzt man die Wanderung vom äußeren Moränenwall durch die Senke zum inneren Moränenwall fort, ergibt sich von der Krone des letzteren ein exzellenter Ausblick auf den zweiten Gletscher am Ende des Pallenrieppe-Kars (vgl. Foto 55). Dieser Gletscher befindet sich in einer ähnlichen Höhenlage wie der bereits beschriebene Kargletscher, ist aber fast doppelt so lang (ca. 1 km). Seine Oberfläche ist nur in der Nähe der südwestlichen Karrückwand unterhalb des Gipfels 1784 m stärker geneigt. Der Rest des Gletschers ist flach gebösch; die Gletscherstirn läuft sanft auf dem Karboden an einem See aus, in dem das vom Gletscher angelieferte Material sedimentiert wird.

Die Eismächtigkeiten der beiden Gletscher und die damit verknüpften Temperaturverhältnisse sind unbekannt. Beide Gletscher befinden sich in einer Höhenlage über dem Meeresspiegel, in der Permafrost weit verbreitet auftritt (vgl. KNEISEL 2010a, 2010b). Die 1600-1800 m hohen, die Gletscher nach Westen und Süden abschirmenden, schattenspendenden Felswände sind vereist, von Permafrost durchsetzt und reichen mit ihren höchsten Partien wahrscheinlich bis in die Höhenstufe des geschlossenen Gebirgspermafrostes (kontinuierlicher alpiner Permafrost nach dem Modell von KING 1984) hinein. Der obere Gletscherrand ist an der Felswand angefroren; der vorgelagerte, im Eis verlaufende Gletscherschlund deutet ebenfalls auf das Vorkommen von Permafrost im Festgestein (Permafrost-Mächtigkeit von >100 m am nahe gelegenen, am Vortage besuchten, ca. 1440 m hohen Col südlich des Pallentjåkka-Gipfels nach KNEISEL 2010a). Die Eismächtigkeiten der beiden Gletscher lassen sich auf 50-100 m schätzen, vielleicht mit Ausnahme des wandnahen Abschnitts des längeren Gletschers, wo die Eismächtigkeit eventuell etwas größer ist. Falls die Schätzungen zutreffen, dürften beide Gletscher unter Berücksichtigung der klimatischen Bedingungen im

Gebiet gegenwärtig „kalt“ („cold-based“) sein, da die dünnen Eiskörper leicht von den winterlichen Kälte- wellen zu durchdringen sind. Die eindrucksvollen (Eiskern-) Moränen am Rande der Gletscher, insbeson- dere an der Stirn und an der Ostflanke des langgestreckten Gletschers, müssen jedoch als Indiz angesehen werden, dass die Gletscher ehemals mächtiger waren und eine größere Ausdehnung hatten als aktuell. In- folge der deutlich größeren Eismächtigkeiten dürfte der Druckschmelzpunkt in Teilen der Eiskörper über- schritten worden sein, so dass auch „warme“, d. h. temperierte Bereiche in den Gletschern existierten. Die Gletscher wiesen damals wahrscheinlich ein „polythermisches“ Temperaturregime auf, wobei ein großer Teil des Gletschereises „warm-based“ war und nur die durch eine geringe Eismächtigkeit gekennzeichneten Randbereiche, insbesondere an der Gletscherstirn „cold-based“ und an der Gletschersohle unter Perma- frostbedingungen am Untergrund angefroren waren. Ob in den beiden Gletschern temperiertes Eis bis in die Gegenwart überdauern konnte, ist eher unwahrscheinlich. Die besten Bedingungen dafür sind gewiß am Fuße der hohen und exponierten Karrückwand gegeben, wo die Eismächtigkeit vermutlich am größten ist. Die Altersstellung der zwei markanten Randmoränenwälle im Stirnbereich und am Ostrand des langge- streckten Gletschers wurde bisher nicht näher untersucht. Die Wälle dürften jedoch mit großer Wahr- scheinlichkeit während der „Kleinen Eiszeit“ gebildet worden sein, als die holozänen Gletscher vorstießen und wesentlich größere Abmessungen aufwiesen als gegenwärtig. Seit den 1920er Jahren ist ein Rückschmelzen der kleinen, auf Klimaschwankungen besonders empfindlich und rasch reagierenden Kargletscher in den Abisko-Bergen zu registrieren.

Der Rückweg von den Gletschern und Moränen zum Delta kann entlang des Gletscherbaches des grö- ßeren, langgestreckten Gletschers erfolgen. Das Bachbett fällt Ende August / Anfang September zumeist trocken. Im unmittelbaren Vorland des äußeren Moränenwalles sind größere Strecken des Bachbettes von Pflasterböden bedeckt, die leichter begehbar sind als die ansonsten vorherrschenden Blockfelder. Stellen- weise sind Feinerdeinseln und Steinpolygon-Netzwerke am Rande des Bachbettes zu beobachten, die in- folge der fehlenden Vegetation aktiv erscheinen. Dieser Eindruck ist jedoch trügerisch; das Pflanzenwachs- tum auf den Feinmaterialbereichen wird vornehmlich durch die langfristige Wasserüberstauung verhindert. Anzeichen rezenter Aktivität, wie z. B. Rißbildungen und „frisch“ aufgedrungenes Feinmaterial, fehlen weit- hin. Beim Abstieg von der blockfeldbedeckten Verebnung in ca. 1200 m Höhe ü. M. zum Delta-Niveau in ca. 1000 m Höhe ü. M. ist zu erkennen, wie sich der Bachlauf stellenweise kastenförmig in das anstehende Amphibolit-Gestein eingetieft hat. Im „Knick“ am Fuße der Talhänge überdauern langfristige Schneefle- cken oft bis weit in den Spätsommer. Im Bachbett sind große kantengerundete Moränenblöcke des weithin anstehenden Amphibolit-Gesteins zu finden. Darüberhinaus wurden vereinzelt auch Erratika aus Granit, Gneis und Quarzit beobachtet, die vom pleistozänen Inlandeis aus südwestlicher Richtung herantransportiert worden sind.

KNEISEL (2010a, 2010b) hat die Verbreitung von alpinem Permafrost in der Felsumrahmung der bei- den Kargletscher, in den Moränen und glazifluvialen Sedimenten am Rande der Gletscher, in den Blockfel- dern des Gletschervorfeldes sowie im Bereich des Deltas anhand der BTS-Methode (Basistemperatur der winterlichen Schneedecke) sowie indirekter geophysikalischer Methoden detailliert untersucht. Die Ergeb- nisse stützen zwar die auf der Grundlage einer Extrapolation der Jahresmitteltemperatur der nahe gelegenen Wetterstation in Abisko nach der Methode von KING (1984) zu erwartende Verbreitung von Permafrost im Gebiet, lassen darüberhinaus aber ein sehr komplexes Verbreitungsmuster erkennen. Daß die Moränen an der Stirn der beiden Gletscher Eiskerne enthalten und somit Eiskernmoränen („ice-cored moraines“) repräsentieren, war zu erwarten. Solche kleinen Gletscher dürften kaum in der Lage gewesen sein, Schutt- massen derartiger Abmessungen anzuhäufen, selbst wenn man eine erhebliche Schutzzufuhr aus den hohen Karrückwänden voraussetzt und eine Morphogenese des Moränenkomplexes im Zuge mehrerer Gletscher- vorstöße, bei denen das Material übereinander aufgetürmt wurde, zu Grunde legt. Überraschend ist der Fund eines Blankeiskörpers in einer flachen Hügelform zwischen dem See 1217 m ü. M. und der Moräne des kleinen Kargletschers, die nach KNEISEL (2010a) einen pingoähnlichen Ursprung („Offener System“- Pingo) haben könnte. Die Lage im Fußbereich des Berggipfels 1661 m und am Abfluß des kleinen Karglet- schers ermöglicht den Aufbau von hydrostatischem Druck und die Bildung eines Injektionseiskörpers durch kryostatischen Druck im Permafrostmilieu, und bietet somit günstige Voraussetzungen für die Entwicklung eines „Offenen System“-Pingos. Relikte einer pingoähnlichen Hügelform existieren kaum 2 km entfernt im

Passtal zwischen Pallenvagge und Siellavagge in einer Höhenlage von knapp 1000 m ü. M. (vgl. MELANDER 1977). Es handelt sich jedoch um ein weit fortgeschrittenes Zerfallsstadium (Ringwallsee), das inzwischen permafrostfrei ist (vgl. Foto 142). Dagegen finden sich an der Oberfläche der ca. 220 m höher gelegenen eishaltigen Hügelform keine erkennbaren Erosionsspuren. Die beiden Permafrosthügel repräsentieren offensichtlich unterschiedliche Entwicklungsstadien, wobei unklar bleibt, ob sie die gleiche Morphogenese haben und somit denselben Permafrosthügel-Typ repräsentieren.



Foto 142: Nahaufnahme des Ringwallsees im mittleren Passtal. Der minerogene Ringwall ist seit seiner Entdeckung 1974 durch MELANDER (1977) deutlich kollabiert. Der nahe Bachlauf überflutete ihn periodisch während der Schneeschmelze und entfernte dabei das Feinmaterial, so dass 2013 nur noch ein moosbedeckter Blockwall existierte. 28.8.2013

Als zuverlässige morphologische Permafrostindikatoren sind im Pallenvagge-Trogtal Eiskernmoränen, Palsas, mehrjährige Frostblister, pingoähnliche Hügel und Eiskeilnetze anzutreffen. Ihre Morphogenese ist an sehr spezielle Standortbedingungen geknüpft, so dass aus dem Verbreitungsmuster der Erscheinungen nicht auf die genaue Verbreitung von Permafrost im Gebiet geschlossen werden kann. Erschwerend kommt hinzu, dass der Aktivitätsgrad der Formen, d. h. der Eis- bzw. Permafrostgehalt der Formen, nicht immer auf den ersten Blick erkennbar ist, wie im Falle der Eiskeilpolygonnetze, die den Grabungsbefunden zufolge inzwischen „fossil“ und eisfrei sind. Frostblister können sowohl saisonale als auch perennierende Formen darstellen, so dass eine mehrjährige Feldbeobachtung erforderlich ist. Die zuverlässigen, zwingend an die Verbreitung von aktuellem Permafrostboden geknüpften morphologischen Indikatoren markieren verschiedene Plätze, die Permafrostboden-Vorkommen im Tal anzeigen, und zwar von der Talmündung ins Abisko-Tal bis hinauf zu den Kargletschern. Permafrostboden ist jedoch auch abseits dieser Standorte in höhenwärts zunehmender Verbreitung zu finden, wie die Studien von KNEISEL (2010a, 2010b) zeigen.

Bei der geomorphologischen Kartierung und Untersuchung von periglaziären Formen und Ablagerungen mittels Grabung oder Bohrung ist eine Unterscheidung von langfristig-saisonalen Frostboden und Permafrostboden oft problematisch, so dass die exakte Permafrostverbreitung und damit ein möglicherweise wichtiger Faktor bei der Morphogenese unklar bleibt. So treten große und dicht gescharte Gelisolifluktionen und -loben an den Hängen des oberen Pallenvagge nach den eigenen Feldbefunden sowie den Untersuchungen von KNEISEL (2010a, 2010b) über Permafrost auf. Ebenso sind die Strukturboden-Großformen der höheren Blockfeldbereiche, wie z. B. auf den 1400-1500 m hohen Cols am Steilabfall zum Kaskarieppe-Tal, von Permafrost unterlagert. Es sind jedoch keine Permafrosterscheinungen *sensu strictu* (Permafrostindikatoren); das Vorkommen von Permafrostboden begünstigt zwar die Morphogenese, ist aber nicht zwingend erforderlich, wie Studien in anderen Tälern der Abisko-Berge sowie in den Plateau-Landschaften an der norwegischen Finnmarksküste zeigen (vgl. u. a. MEIER 1987, 1991a, 1996, 2020). Eine Abschätzung der Permafrostverbreitung im Tal allein anhand des Vorkommens spezifischer periglaziärer Formen und Ablagerungen ist daher nicht möglich. Außer durch die thermischen Rahmenbedingungen vor Ort, die das potenzielle Verbreitungsgebiet des Permafrostbodens vorgeben, wird das Verbreitungsmuster durch zahlreiche Varianzfaktoren modifiziert, insbesondere die Dauer und Mächtigkeit der Schneedecke,

die Windverhältnisse, die lokalen Substrateigenschaften, die hydrologischen Gegebenheiten sowie die Art und Dichte der Vegetationsbedeckung. Die Beziehungen und Wechselwirkungen der verschiedenen Faktoren dürften auch im Pallenvagge-Tal ein äußerst kompliziertes Muster der Permafrostverbreitung zur Folge haben. Die Ausgliederung der Permafrost-Höhenstufen kann daher nur auf der Basis einer umfangreichen und detaillierten Permafrost-Kartierung unter Verwendung verschiedener, geeigneter Methoden erfolgen. Entsprechende Studien von KNEISEL (2010a, 2010b) belegen das Vorkommen von Permafrostboden und einer daran geknüpften periglaziären Morphodynamik für die meisten Bereiche oberhalb 1200 m ü. M.. Darunter folgt eine Höhenstufe, in der die periglaziäre Morphodynamik sowohl durch Permafrostboden als auch durch eine langfristige saisonale Bodengefrorenis bestimmt wird, und in der auch inaktive periglaziäre Formen und Ablagerungen zu finden sind. KNEISEL zieht die Untergrenze dieser Übergangsstufe in einer Höhenlage von ca. 1100 m ü. M.. Die Lage dieser Untergrenze muß nach Ausweis der eigenen Feldbefunde (Auftreten von Palsas, Lithalsas, mehrjährigen Frostblistern, rezenten Thermokarsterscheinungen, fossilen und eventuell subrezentem Eiskeilnetzen, Permafrost in humusreichen Feinsedimenten sowie in wind- und kälteexponierten Moränenwällen und glazifluvialen Ablagerungen) deutlich nach unten in den Höhenbereich von ca. 950 m ü. M. korrigiert werden. Darunter schließt sich am Ausgang des Pallenvagge eine Höhenstufe an, in der die periglaziäre Morphodynamik durch eine langfristige saisonale Bodengefrorenis gesteuert wird. Permafrostboden kommt vor, aber nur unter sehr speziellen edaphisch-hydrologischen Bedingungen, insbesondere unter einer im Sommer thermisch isolierenden Torfdecke in Palsamooren. Als „fossile“ (inzwischen eisfreie) Permafrosterscheinungen finden sich im oberen Abschnitt der Stufe Eiskeilnetze aus der Zeit der Deglaziation des Gebietes vom weichselzeitlichen Inlandeis. Die Verbreitung von Permafrost in Palsamooren erstreckt sich dagegen bis in die Birkenwaldstufe am Ufer des Torneträsk in ca. 350 m Höhe ü. M..

Die Exkursion wird am nächsten Tag mit einer Wanderung durch das Passtal, das das Pallenvagge-Tal mit dem Siellavagge-Tal verbindet, fortgesetzt. Im Mittelpunkt des Interesses steht die Morphodynamik am Tjåmuhas-Steilabfall, der die nordwestliche Flanke des kurzen, trogförmigen Durchbruchstaes bildet. Der Tjåmuhas-Berg ist neben dem Tarfala-Tal im Kebnekaise-Gebiet eine „klassische“ Lokalität der Lawinenforschung im nordschwedischen Hochgebirge und repräsentiert eine „Typ-Lokalität“ für das Studium von Lawinenblockschuttungen und -fächern (vgl. RAPP 1959). Ferner existiert auf dem Talboden ein Ringwallsee, der sich als weit fortgeschrittenes Zerfallsstadium eines Permafrosthügels, etwa vom Pingo-Typ, deuten läßt (vgl. MELANDER 1977). Die weichseleiszeitliche Vergletscherung im oberen Pallenvagge-Tal hat sich offenbar aus zwei Richtungen vollzogen, aus der auch gegenwärtig von Kargletschern eingenommenen Nische im Süden sowie über den Pass im Tal zwischen Tjåmuhas und Pallenbogitjåkka aus Südwesten. Daß das Inlandeis aus südwestlicher Richtung vorstieß, läßt sich durch Gletscherschliffe in den Hochlagen zwischen Kieron und Tjåmuhas belegen (vgl. HOLDAR 1957). Nach RAPP (1959) wurde dabei auch der Tjåmuhas-Gipfel vom Eise „überfahren“, wie Funde erratischer Blöcke im Gipfelbereich ausweisen. Die Vorstoßrichtung des Inlandeises aus Südwesten impliziert eine Querung des NW-SO verlaufenden Siellavagge-Tales. Ob letzteres eine Eigenvergletscherung aufwies, z. B. im gegenwärtig gering vergletscherten Adnetjärro-Gebiet, ist unklar. Bei der Deglaziation schmolz das Eis Richtung Pallenriepe-Kar und über den Pass 1042 m im Passtal Richtung Siellavagge ab. Am Fuße des Tjåmuhas sind in Passnähe einige glazifluviale Terrassen erhalten, deren Sedimente im Kontaktbereich zwischen der Pallenvagge-Gletscherzunge und der Passtal-Gletscherzunge abgelagert worden sind. Ferner existieren auf der Sohle des Passtaes mehrere hügelartige Lockermaterialakkumulationen moränischen und glazifluvialen Ursprungs.

Die Flanken des Passtaes sind durch markante Lawinenblockschuttungen geprägt. RAPP (1960) kartiert am Südosthang des Tjåmuhas 10 Einzelformen, am Nordwesthang des Pallenbogitjåkka 7 Einzelformen. Zwei besonders große Lawinenblockschuttungen befinden sich am östlichen Steilabfall des Tjåmuhas im oberen Pallenvagge-Tal, nicht weit vom Delta und Biwakplatz entfernt. Sie erstrecken sich dort auf dem sanft geböschten Unterhang fast bis zur aktiven Talsohle. RAPP (1959) beschreibt die südliche Schuttung als Musterbeispiel für eine Lawinenblockschuttung vom Fächertyp (vgl. Foto 138). Die Bezeichnung ist ein Hinweis auf die niedrige, flache, häufig fächerähnliche Gestalt dieses Formtyps. Die Lawinenbahn befindet sich unmittelbar unterhalb des Tjåmuhas-Gipfels in einer ca. 200 m breiten, aber flachen Mulde, in

der sich auf der Leeseite des Gipfels Schnee ansammelt. Die Gesamthöhe (Länge) der Lawinenbahn oberhalb der Schutttzunge beläuft sich auf rund 650 m, ihre Neigung beträgt rund 30° im oberen Abschnitt und 35° im unteren Abschnitt des Berghanges. Dies bedeutet, dass der Hang nicht steiler ist als der (maximale) Böschungswinkel des Amphibolit-Schuttes. Er ist daher auch weithin von einem Blockmantel bedeckt; davon ausgenommen sind die Lawinenbahnen, in denen die Schuttdecke über dem Festgestein entfernt worden ist. Nach RAPP (1959) läßt sich die Ablagerung in drei Einheiten gliedern:

- A. Einen Alluvialkegel im Höhenbereich 20-60 m über dem Talboden (ca. 1000 m ü. M.).
- B. Eine breite Erosionsbahn zu beiden Seiten des Alluvialkegels, die belegt, dass die Lawinen auf einer wesentlich breiteren Spur niedergehen als die Materialströme, die den Kegel abgelagert haben. Die Breite der Lawinenbahn ist auf der Nordseite der Ablagerung am deutlichsten zu erkennen, da dort sowohl die Felsköpfe als auch die vegetationsbedeckten Hangpartien von Blöcken „gesäubert“ worden sind.
- C. Die eigentliche Lawinenblockschutttzunge, die sich weit über den sanft geböschten Talboden erstreckt. Diese Schutttzunge reicht auf einer 0,5-5,0° geneigten Substratunterlage 300 m über den Rand des Alluvialkegels hinaus. Dies zeigt die beschränkte Reichweite von Sturzschuttablagerungen im Vergleich zu Lawinenablagerungen.

Der Südrand der Lawinenblockschutttzunge ist scharf ausgeprägt, erhebt sich aber kaum mehr als 0,5 m über das angrenzende, grasbedeckte Terrain. Der Nordrand ist durch einen kontinuierlichen Übergang von einer Schuttdecke zu einer Blockstreu auf der Grasvegetation gekennzeichnet. Die aufgezählten Merkmale sind typisch für Lawinenblockschutttzungen vom Fächertyp („avalanche boulder tongue, fan-type“). Sie belegen, dass die Formen von sehr großen, breiten und weit reichenden Lawinen in Kombination mit einem Transport durch fließendes Wasser gebildet worden sind, wobei der Alluvialkegel sehr klein sein oder gar fehlen kann (vgl. RAPP 1959). Letzterer hat ein konkaves Längsprofil; der Neigungswinkel beträgt 21° im Kronenbereich und rund 5° an der Basis. Die Kegeloberfläche ist uneben und in Rinnen und Uferwälle gegliedert. Das Material an der Kegelbasis ist grusig-steinig und enthält an der Oberfläche einzelne Blöcke mit Durchmessern von bis zu 1 m³. Der grobkörnige Schutt ist scharfkantig, der kleinstückige kantengerundet. Die ersten (obersten) „Lawinenschuttschwänze“ sind bereits auf dem Alluvialkegel zu finden. Die gesamte Kegeloberfläche zeugt von der glättenden Wirkung der Lawinen; viele Uferwälle und Rinnen sind nahezu eingeebnet. An der Kegelwurzel existiert im Sommer ein kleines Gerinne, das sich in zwei Teile aufgliedert, die an den Kegelrändern in Rinnen hangabwärts fließen. Der Übergang vom Alluvialkegel zur Lawinenblockschutttzunge vollzieht sich nicht scharf und unmittelbar, ist allerdings durch die Zone, in der die Murstrom-Uferwälle enden, deutlich markiert. Das Material der Lawinenblockschutttzunge besteht aus scharfkantigen Steinen und Blöcken des lokal anstehenden Amphibolit-Gesteins. Insgesamt ist die durchschnittliche Größe der Blöcke im distalen Bereich der Schutttzunge etwas größer (rund 0,2-1,0 m Durchmesser) als im proximalen Teil. Die maximale Höhererstreckung der Lawinenblockschutttzunge über die Umgebung beläuft sich auf rund 2 m (vgl. RAPP 1959). An der Oberfläche der Schutttzunge sind mehrere abwärts gebogene Stein- und Blockanreicherungen zu beobachten, die offenbar die Ränder verschiedener Lawinenablagerungen widerspiegeln – ein Beleg, dass die Lawinenblockschutttzunge von Lawinen unterschiedlicher Dimension und unterschiedlicher Altersstellung gebildet worden ist. Auf ein unterschiedliches Alter der Ablagerungen weist auch der unterschiedliche Flechtenbewuchs der Grobkomponenten. Nach Ausweis der Feldbefunde, insbesondere der Verbreitung instabil gelagerter, frischer, flechtenfreier Schuttpartikel, erreichen die in jüngster Zeit niedergegangenen Lawinen nur den obersten Teil der Schutttzunge (2013). Offenbar waren die klimatischen Voraussetzungen für größere, weiter reichende Lawinen an diesem Hangabschnitt des Tjåmuhas während der letzten Jahrzehnte nicht mehr gegeben.

Die Südost-exponierten Hänge des Tjåmuhas und die Nordwest-exponierten Hänge des Pallenbotjåjåka sind im Unterschied zu den Ost-exponierten Hängen des Tjåmuhas stark durch mehr oder weniger parallel zueinander in Gefällsrichtung verlaufende Rinnen gegliedert. An ihrem unteren Ende sind oftmals Lawinenblockschutttzungen vom „Straßentrassen“-Typ („road bank“-Typ) entwickelt, die den Formen am See 1140 m ü. M. am Fuße des Pallenjåjåka-Steilabfalles vergleichbar sind und sich morphologisch von den am Tjåmuhas-Osthang entwickelten Schutttzungen vom Fächertyp (vgl. RAPP 1959, 1960) unterscheiden.

Die Lawinenblockschuttungen vom „Straßentrassen“-Typ sind mächtiger und erheben sich deutlich über die angrenzenden Hangpartien. Sie zeichnen sich durch ein konkaves Längsprofil aus, erstrecken sich aber nicht so weit über den flachen Talboden wie die Schuttungen vom Fächertyp. Rund die Hälfte der im Passtal vorhandenen Schuttungen weist ein asymmetrisches Querprofil auf, wobei eine Flanke geradlinig ist und sich steil mehrere Meter über die Umgebung erhebt, während die andere Flanke sowohl weniger scharf ausgeprägt als auch niedriger ist. Höchstwahrscheinlich haben diese Lawinenblockschuttungen ihren Ursprung in Sturzschutt- und Alluvialkegeln, die durch „schmutzige“ Schneelawinen in begrenztem Umfang erodiert und umgestaltet worden sind. Die (Steinschlag-) Rinnen an den steilen Oberhängen dienten als Ausgangspunkte und Leitlinien für die Lawinen. An ihrem oberen Ende finden sich häufig Schneeansammlungen, von denen sich Lawinen lösen. Die Asymmetrie der Lawinenblockschuttungen im Tal – flacher Südwest-exponierter Hang, steiler Nordost-exponierter Hang – ist vermutlich ebenfalls schneebedingt. Der steilere Hang befindet sich im Lee der vorherrschenden westlichen Winde. Während der Luvhang schneefrei geblasen wird und der erosiven Tätigkeit der Lawinen ausgesetzt ist, kommt es auf der Leeseite zur Ansammlung größerer Schneemengen, die den Schutt vor der Abtragung schützen. Die Feldbefunde aus dem Nissunvagne- und dem Pallenvagne-Gebiet bestätigen die Beobachtungen von RAPP (1959, 1960), wonach Lawinenblockschuttungen vornehmlich an Ost-, Nord- und Süd-exponierten Hängen auftreten, da dort in den Rinnen mehr Schnee akkumuliert wird als an den windexponierten westlichen Hängen.

Ein auffälliges Merkmal des Tjåmuhas-Berges sind seine unterschiedlich stark zergliederten Flanken. Während die Oberhänge der Südostflanke durch eine Vielzahl von Steinschlagrinnen gekennzeichnet sind, weisen die Südwest- und Ost-exponierten Hänge ein relativ glattes, wenig zergliedertes Mesorelief auf. Im Passtal sind die Rinnen in ihren oberen Abschnitten bis zu 50 m tief in das anstehende Amphibolit-Gestein eingetieft (vgl. Foto 143). Einige Rinnen zeichnen sich durch eine Breite von bis zu 100 m und ein U-förmiges Querprofil aus (vgl. RAPP 1983a). Longitudinale Schneeflecken überdauern in ihnen bis weit in den Sommer. Unterhalb ihrer Mündungen finden sich Lawinenblockschuttungen und Sturzschuttablagerungen. Letztere sind stellenweise durch Muren und deren charakteristischen Formenschatz (Uferwälle, frontale Schuttungen und -loben) überprägt worden. Das Volumen der Ablagerungen ist allerdings kleiner dimensioniert als das Materialdefizit in Gestalt der Rinnen und Mulden in den oberen Wand- und Steilhangbereichen erwarten läßt. Es stellt sich daher die Frage nach der Genese und dem Alter der Hohlformen. Es handelt sich offensichtlich um eine Art von Nivationsnischen, die sich in einem langen Zeitraum entwickelt haben und die pleistozänen Vereisungen einschließlich der weichselzeitlichen überdauert haben (vgl. RAPP 1983a). Die Nischen und Mulden wurden wie jene an den Wänden und Steilhängen des Nissunjåkka-Canyons durch ihre eigene Eisfüllung vor der Zerstörung durch das pleistozäne Inlandeis geschützt. Die Beobachtungen stützen die von RAPP (u. a. 1985a, 1986) entwickelte Theorie der nivalen Erosion und glaziären Protektion von Nischen und Karformen im Festgestein. Aktive Nivationsprozesse finden zwar gegenwärtig in den Abisko-Bergen am Rande von Schneeflecken statt; sie führen allerdings nur im Lockermaterial und möglicherweise in morphologisch sehr weichen Gesteinen zur Ausbildung von mulden- oder nischenförmigen Hohlformen. Der Zeitraum seit der Deglaziation des Gebietes (ca. 9 500 Jahre) war offenbar wie in anderen Gebieten Schwedisch Lapplands für die Entwicklung von Nivationsnischen und Gletscherkaren zu kurz (vgl. RAPP 1983a).



Foto 143: Blick auf den bis zu 700 m hohen SO-Hang des Tjåmuhas-Berges im Passtal zwischen Pallenvagge und Siellavagge. Der Oberhang ist in tiefe und breite Rinnen gegliedert. Unterhalb ihrer Mündungen sind Sturzschutthalden und Lawinenschuttschutungen entwickelt. Im Vordergrund finden sich die Reste eines Ringwallsees. 28.8.2013

Der Talboden des Passtales ist schmäler und stärker reliefiert als der des Pallenvagge. Im östlichen Abschnitt sind in Passnähe mehrere hohe glazifluviale Terrassenreste erhalten. Weiter westlich im Tal existieren einige isoliert liegende Moränenhügel. Die Terrassen und Hügel sind im Unterschied zu vergleichbaren Formelementen im Pallenvagge nicht von fossilen Eiskeilnetzen überzogen. Offenbar waren die klimatischen und / oder edaphisch-hydrologischen Bedingungen im Passtal für die Entwicklung derartiger Spaltenmuster nicht erfüllt. Das Passtal wurde später vom pleistozänen Inlandeis freigegeben, was bedeuten könnte, dass die klimatischen Bildungsvoraussetzungen in diesem späteren Zeitabschnitt schon nicht mehr gegeben waren. Das Längsprofil des kleinen, zum Siellajåkka tributären Bachlaufes westlich der Passhöhe ist noch nicht ausgeglichen, sondern weist zahlreiche Unstetigkeiten auf. Verebnungen wechseln ab mit Gefällsstrecken, wobei die dazwischen geschalteten Absätze nur wenige Meter hoch sind. Der Bach fließt weithin in Lockersedimenten. Das Bachbett ist auf den Verebnungen verbreitert, wobei der Bachlauf stellenweise in mehrere Abflusshahnen aufgespalten ist. Die Talsohle wird von scharfkantigem Verwitterungsschutt, kantengerundetem Moränenmaterial oder einem Gemisch aus beiden gebildet. Die an die aktive Talsohle grenzenden flachen Talhänge sind von ähnlichem Material oder Lawinenschutt bedeckt. Die feinermaterialreicheren, feuchteren, von einer niedrigen Zwergstrauch-, Gras- oder Krautvegetation bedeckten Hangpartien zwischen den Lawinenschuttschutungen sind von gelisolifluidalen Massenbewegungen geprägt, die morphologisch vor allem in Gestalt von Zungen-, Loben- und Stufenformen in Erscheinung treten. In den periodisch wasserüberstauten Randbereichen der Bachbetten sowie auf anderen Verebnungen mit einem hohen Grundwasserstand haben sich stellenweise Strukturboden-Großformen entwickelt, insbesondere Feinerdeinseln im Grobmaterial sowie Steinpolygon-Netzwerke, die in unterschiedlichen Aktivitätsstadien vorliegen. Einige gegen Ende des Sommers trockenfallende Abschnitte des Bachbettes sind großflächig von Pflasterböden bedeckt, wobei auch große Blöcke von bis zu 1 m Länge in die Pflasterung mit einbezogen worden sind.

Als potenzielle Permafrosterscheinungen wurden 1985 im mittleren Talabschnitt mehrere Frostblister sowie ein Ringwallsee beobachtet. Die kuppelförmigen, grasbedeckten Frostblister waren 80-100 cm hoch und von tiefen Spalten durchzogen. Sie hatten sich in einer versumpften Geländedepression entwickelt. Die Hügel waren 2013 nicht mehr auffindbar. Ein bereits von MELANDER (1977) beschriebener und fotografierter Ringwallsee grenzt unmittelbar an den Bachlauf. Er hat einen Durchmesser von 15-18 m; sein Wasserkörper ist muldenförmig in den Untergrund eingesenkt. Der Ringwall ist 3-5 m breit und vegetationsfrei. 1985 betrug seine Höhe 50-100 cm. Das schluffig-sandige, blockreiche Substrat wies an der Oberfläche mehrere tangential verlaufende Spalten auf. 2013 hatte sich die Wallhöhe durch Ausspülung des Feinmaterials zwischen den Grobkomponenten durch den angrenzenden Bachlauf auf weniger als 50 cm verringert. Außerdem wies der Ringwall in Bachnähe Lücken auf. Die Vegetation beschränkte sich auf Moosüberzüge auf den Steinen und Blöcken (vgl. Foto 142). Seit den Beobachtungen von MELANDER im Jahre

1974 und den eigenen 1985 war der Ringwall deutlich kollabiert. MELANDER (1977) bezeichnet den Ringwallsee mit gewisser Zurückhaltung als „zusammengesunkenen Pingo“. Er ähnelt in seinen Lagemerkmalen, seinen Abmessungen und seinen morphologischen Merkmalen den Ringwallseen im Rakkaslako-Gebiet und dürfte folglich eine vergleichbare Morphogenese haben. Er repräsentiert zweifellos ein weit fortgeschrittenes Zerfallsstadium eines größeren Permafrosthügels, vermutlich eines Injektionseishügels vom Typ der großen Permafrosthügel auf den Rakkaslako II- / III-Verebnungen. Die Morphogenese dieser Hügel zeigt Ähnlichkeiten zu derjenigen „Offener System“-Pingos, doch sind die genauen Umstände der Hügelbildung bisher nicht geklärt (vgl. Exkursion durch die nordwestlichen Abisko-Berge I). Von mehrjährigen Frostblistern unterscheidet sich dieser Permafrosthügeltyp vor allem durch seine wesentlich größeren Abmessungen und seine längere Bestandsdauer.

Als Biwakplatz sind die leicht geböschten, trockenen Grasflächen in der Umgebung der verschlossenen Renvaktarstuga-Hütte an der Einmündung des Passtales in das Siellavagge-Tal zu empfehlen. Von dort aus lassen sich auch die beiden Gipfel des Tjåmuhas-Berges (1743 / 1688 m) besteigen. Die leichteste Aufstiegsroute verläuft in der Rinne zum Sattel zwischen dem Doppelgipfel. Auf dem relativ steilen Anstieg müssen rund 800 m Höhenunterschied bewältigt werden (Entfernung von der Hütte bis zum Gipfel ca. 5 km, Wanderzeit 5-6 Stunden). Vom Hauptgipfel aus hat man nach Norden eine hervorragende Aussicht auf das Abisko-Tal mit dem Torneträsk im Hintergrund. Richtung Süden und Südosten überblickt man die nahe gelegenen Bergkämme, Trogtäler und Kare der „Abisko-Alpen“. Wie die (fakultative) Besteigung des Tjåmuhas-Berges erfordert auch die nächste Tagesetappe der Exkursion gute Sichtverhältnisse. Dies gilt insbesondere für die Begehung des langgestreckten, hoch aufragenden, Nordwest-Südost-streichenden Bergkammes zwischen dem Siellavagge-Tal und dem Ahpparjavri-See. Der nordöstliche Berghang beherrscht unterhalb des Adnjetjärro-Gipfels (1744 m) mehrere Kargletscher. Aufgrund der Länge der Tagesetappe (ca. 15-20 km) und der erheblichen Relief- und Höhenunterschiede im Umkreis der Kargletscher empfiehlt es sich, die Wanderung mit leichtem Tagesgepäck durchzuführen um Energie zu sparen. Das Zelt kann derweil bis zur Fortsetzung der Exkursion am nächsten Tag am Biwakplatz an der Renvaktarstuga stehen bleiben.

Im Vergleich zu den nordöstlicher gelegenen Hochtälern Pallenvagge, Nissunvagge und Tjuonavagge, die sich durch eine im Aufriß trogförmige Gestalt mit breitem Talboden und steilen Talflanken auszeichnen, ist das Siellavagge-Tal relativ engräumig. Der Siellajåkka-Bach fließt am Oberlauf auf einer von Lockersedimenten gebildeten muldenförmigen Talsohle, nach Aufnahme der Gletscherbäche aus dem Adnjetjärro-Gebiet talabwärts in einem mehrere Zehnermeter in den glaziär ausgeschürften Talboden eingesenkten Kerbsohlental, dessen Ursprungsmulde im Festgestein angelegt ist. HOLDAR (1957) hält das 25-30 m tiefe Tal für eine junge, erst im Laufe des Postglazials durch fluviale Ausräumung von mächtigen Moränen-Ablagerungen am Grunde des Siellavagge entstandene Talform. Die eigenen Feldstudien zeigen indessen, dass der Siellavagge-Talboden zwar nahezu flächendeckend von Lockersedimenten bedeckt ist, diese aber zu meist nur wenige Meter mächtig sind. Das Kerbsohlental hat sich weit in das im Untergrund anstehende Amphibolit-Gestein eingetieft – eine Tatsache, die durch die Schottertalsohle sowie die angrenzenden, von Grundmoränen und Hangschutt bedeckten Unterhänge verschleiert wird. Eine postglaziale Taleintiefung in Locker- und Festgesteinen von bis zu 30 m Mächtigkeit in einem Zeitraum von ca. 9 500 Jahren ist unter Berücksichtigung des kleinen Eiszugsgebietes und der damit verbundenen geringen Abflußmenge unrealistisch. Hinweise auf eine wesentlich stärkere Lokalvergletscherung des Adnjetjärro-Gebietes im Laufe des Postglazials als gegenwärtig finden sich auch nicht, selbst wenn die Gletscher während der „Kleinen Eiszeit“ etwas größer waren als aktuell. Am wahrscheinlichsten ist eine Anlage und Eintiefung des kerbförmigen Tälchens am Grunde der übergeordneten, trogförmigen Talform im Zuge der Deglaziation am Ende des Weichsel-Glazials, als die nach Südosten zurückweichende Gletscherzunge und die Gletscher am Adnjetjärro-Gipfel Schmelzwassermengen mit hinreichend großer Erosionskraft zur Verfügung stellten, um die Entwicklung einer derart dimensionierten Talform zu bewerkstelligen. Die damals angelegte Talform dürfte im Postglazial durch fluviale, abluale und gelisolifluidale Prozesse nur relativ geringfügig überprägt worden sein.

Die Exkursionsroute beginnt am Biwakplatz nahe der Rentierwachthütte und verläuft zunächst über dicht mit Zwergsträuchern und Rasengesellschaften bewachsene Unterhänge am Nordostrand des Kerbsohlentälchens. Dabei ergeben sich Einblicke in die Talform. Die aktive Talsohle grenzt unmittelbar an die Unterhänge des Siellanjunni-Adnetjärro-Siellatjåkka-Bergzuges. Von den steileren Oberhängen ziehen zahlreiche kleine Bachläufe und Gerinne herab, die zumeist langfristige Schneeflecken in den höheren Lagen entwässern. Taleinwärts und mit zunehmender Höhenlage über dem Meeresspiegel wird die Vegetationsbedeckung des Talgrundes immer spärlicher. Oberhalb der Gefällsstufe verarmt das Pflanzenkleid sukzessive. Eine zusammenhängende Vegetationsdecke aus Zwergsträuchern, Gräsern, einzelnen Kräutern sowie größeren Moosteppichen ist nur noch entlang der Gerinne und Seeufer zu finden. Abseits dieser Feuchtgebiete dominieren feinmaterialarme Stein- und Blockansammlungen, an die sich hangaufwärts stärker geböschte Schutthänge oder Sturzschutthalde anschließen. Setzt man die Wanderung talaufwärts entlang der Seenkette im Talgrund in südöstlicher Richtung fort, gelangt man in das aufgrund der Pflanzenarmut steril wirkende Blockfeldmilieu im Passbereich (1135 m) zwischen den Berggipfeln von Honka (1724 m) und Siellatjåkka (1635 m). Von dort aus kann man ans Westufer des Alip Hongganjüra-Bachlaufes ins breite, seenreiche Aliseatnu-Tal absteigen, wobei man nach Westen freie Sicht auf den stark zerklüfteten, rund 500 m hohen Steilabfall des Siellatjåkka-Berges hat. Da der Aufstieg auf den ca. 7 km langen Siellatjåkka-Adnetjärro-Siellanjunni-Bergkamm am Ende des Siellavagge-Tales zu steil ist, verlässt die Exkursionsroute den Talgrund bereits vor dem Erreichen der Seenkette im oberen Talabschnitt. Sie folgt zunächst dem Abfluß des mittleren Kargletschers hangaufwärts bis zum Fuße der mächtigen, das Gletscherbecken im Frontalbereich abschirmenden Eiskernmoräne. Es lohnt sich den steilen Distalhang der Moräne zu erklimmen und den in zahlreiche Voll- und Hohlformen gegliederten Moränenwall zu überqueren. Vom Proximalhang aus überblickt man einen von den gefrorenen Lockersedimenten und darin enthaltenen Gletschereisresten im Permafrostmilieu aufgestauten kleinen See. Er grenzt unmittelbar an die Stirn des Kargletschers. Das Eis taucht an den seitlichen Gletscherrändern sanft geböschet in den vorgelagerten See. In der Mitte der Gletscherfront, wo die Eismächtigkeit etwas größer ist, existiert ein mehrere Meter hohes Eiskliff, an dem der Gletscher im See „kalbt“. Die Eisoberfläche des Gletschers versteilt sich in Richtung auf die 50-60 m hohe Schatten spendende Karrückwand markant. Dort ist die Eismächtigkeit des Gletschers am größten. Der Kontaktbereich von Gletschereis und Felswand ist weithin von mächtigen Schneeansammlungen verhüllt, so dass sich die Lage des Gletscherschrundes (unter Permafrostbedingungen zumeist im Gletschereis vor der Felswand und nicht im direkten Kontaktbereich) oftmals nicht lokalisieren läßt. Angefrorene Eisreste am Fuße der Felswand am Ende der Ablationsperiode sind ein Indiz, dass der Fels zumindest stellenweise vom Permafrost durchsetzt ist.

Von der Eiskernmoräne im Frontbereich des mittleren Kargletschers führt die Aufstiegsroute über eine weitere Eiskernmoräne, die mit der Stirnmoräne in Verbindung steht und als Seitenmoräne des Gletschers zu deuten ist, als dieser noch größer war und mit dem östlich anschließenden kleineren Kargletscher und dessen Frontmoräne verknüpft war („Laterofrontalmoräne“), zu einem flachen Hügel (ca. 1650 m) zwischen den beiden Kargletschern und dem Topbereich eines weiter östlich am oberen Talhang gelegenen Eisfeldes (Gletscherrest). Von dort aus folgt man der am Ostrand flachen, im Nordwesten als Felswand (Karrückwand) ausgebildeten Gletscherumrahmung bis zum Adnetjärro-Gipfel (1744 m). Vom gipfelnahen oberen Rand der steilen Karrückwand hat man einen vorzüglichen Ausblick auf das Gletscherbecken des mittleren Kargletschers, das hangabwärts durch die mächtige, durch Permafrost zementierte Eiskernmoräne begrenzt wird (vgl. Foto 59). Die Gletscherfront ist seit der Ablagerung der Moräne deutlich zurückgeschmolzen. In der vom Gletschereis freigegebenen Mulde hat sich Schmelzwasser angesammelt, das zwischen der Gletscherfront und dem Proximalhang der Stirnmoräne einen kleinen See bildet. An der türkisfarbenen Wasseroberfläche schwimmen bisweilen kleine Bruchstücke aus Gletschereis, die sich am Kalbungskliff gelöst haben und im vorgelagerten See allmählich abschmelzen. Die Altersstellung der mächtigen Eiskernmoränen und die Dynamik der zugehörigen Kargletscher wurden bisher nicht untersucht und sind daher unbekannt. Trotz deutlichen Unterschieden in der Relieflage und daraus resultierenden abweichenden klimatischen Rahmenbedingungen (Oberhangposition der Kare am Adnetjärro, Karnischen am Talschluß von Pallenvagge und Kaskarieppe) scheint eine Morphogenese der Eiskernmoränen wie im Falle der Eiskernmoränen in

den Nachbartälern gegen Ende der „Kleinen Eiszeit“ zu Beginn des 20. Jahrhunderts am wahrscheinlichsten. Im Unterschied zum früh und langfristig studierten Kårsajökel fehlen Fotos aus jener Zeit, die Hinweise liefern könnten. Ein Foto aus dem Jahre 1950 (vgl. HOLDAR 1957) läßt trotz gewisser Unsicherheiten (vgl. allgemeiner Teil dieser Arbeit) auf eine größere Gletschereisverbreitung im Adnetjärro-Gebiet schließen als gegenwärtig. Seit jener Zeit sind die Kargletscher und das östlich davon gelegene Eisfeld offensichtlich deutlich zurückgeschmolzen. Einige kleine Eisfelder in den gipfelnahen Hochlagen der Bergkette sind sogar vollständig abgeschmolzen.

Vom Adnetjärro Gipfel lohnt sich bei guter Sicht ein Abstecher (Hin- und Rückweg ca. 6 km) entlang der Kammlinie zum Siellatjåkka-Gipfel (1635 m), der das südöstliche Ende des ca. 7 km langen Bergrückens markiert. Vom Gipfel unmittelbar oberhalb des eindrucksvollen, stark zergliederten Steilabfalles hat man nach Osten Einblick in das trogförmig in die Berglandschaft eingesenkte, von Birken- und Weidengebüsch flankierte Aliseatnu-Flußtal (Alisvagge) mit dem Alip Vealevarri-Berg (1525 m) im Hintergrund. Nach Nordosten fällt der Blick auf den Süd-exponierten, stark zergliederten Steilabfall des Honga auf der gegenüber liegenden Seite des flachen Passes zwischen dem Siellavagge-Tal und der Mulde des Alip Hongganjüra-Bachlaufes. Der Rückweg zum Adnetjärro-Gipfel kann am Rande des bis zu 1000 m hohen südwestlichen Steilabfalles erfolgen. Das Aliseatnu-Tal ist dort bis zu 2 km breit und beherbergt mehrere glaziär ausgeschürfte Seebecken, von denen die Seen Ahpparjavri (764 m ü. M.) und Bieggaluoppal (753 m ü. M.) die größten Wasserkörper enthalten. Südwestlich der Seen erhebt sich das fast 2000 m hoch aufragende vergletscherte Katotjåkka-Massiv, das im Westen von der langgestreckten Seenplatte im Aliseatnu-Tal (u. a. Alisjaure-See) begrenzt wird. Für die Rückwanderung zum Biwakplatz bietet sich eine Route am oberen Rande der Karwand des westlichen Gletschers zum Gipfel 1492 m an. Verlängert man die Exkursionsstrecke um ca. 1 km bis zum Siellanjunni-Gipfel (1461 m), überquert man in den flachen gipfelnahen Mulden Blockfeldpartien, die noch 1950 von weiträumigen perennierenden Schneefeldern bedeckt waren und möglicherweise noch dünne Gletschereisreste an ihrer Basis enthielten. Die Steine und Blöcke in diesen Arealen sind noch immer flechtenfrei und unterscheiden sich darin markant von den übrigen Blockfeldbereichen. Vom Siellanjunni-Gipfel blickt man nach Westen ins Garddenvagge-Tal, nach Nordosten in das Passtal mit dem Biwakplatz an der Mündung in das Siellavagge-Tal. Nach Norden hat man Einblick in das untere Siellavagge-Tal (Siellajåkka-Tal) am Fuße von Tjåmuhas und Giron (1551 m), das am nächsten Tag zu durchwandern ist. Der Abstieg über den stärker geböschten Siellanjunni-Osthang und die Querung des Siellajåkka-Bachlaufes Richtung Zeltplatz sind gegen Ende des Sommers unproblematisch.

Die letzte Etappe der Exkursion führt vom Biwakplatz an der Mündung des Passtaales durch das untere Siellavagge-Tal zum Abiskojaure-Seebecken und von dort aus entlang des Abiskojaure-Flußlaufes zum Ausgangspunkt in Abisko. Nach dem Passieren des engen Talabschnittes zwischen den Bergen Siellanjunni und Giron sowie der Einmündung des Garddenvagge-Tales (und Kungsleden-Wanderweges) aus südlicher Richtung weitet sich das Siellavagge. Von dort ab folgt die Exkursionsroute dem viel begangenen, breiten, gut und schnell begehbaren Kungsleden-Fernwanderweg nach Abisko. Der Siellajåkka-Bachlauf hat sich an der Engstelle zwischen Siellanjunni und Tjåmuhas – Giron infolge der Gefällsversteilung und Schmelzwasserzufuhr aus dem Gletschergebiet am Adnetjärro, von den Nordost-exponierten Hängen des Siellanjunni sowie aus dem Passtal tief und kerbförmig in das im Untergrund anstehende Amphibolit-Gestein eingeschnitten. Die Haupteintiefung dürfte aber bereits während der spätweichseiszeitlichen Deglaziation des Siellavagge-Tales stattgefunden haben, als die talaufwärts Richtung Honka-Siellatjåkka-Pass zurückschmelzende Gletschereisfüllung im Tal große Schmelzwassermengen bereitstellte, die selbst im morphologisch recht harten Amphibolit eine erhebliche Tiefenerosion leisten konnten. Da die Süd-exponierten Unterhänge des Tjåmuhas und Giron weithin von stärker geböschtem, stein- und blockreichem Hang- und Sturzschutt gesäumt sind und die Südexposition die Entwicklung der Entwicklung von dichtem Birken- und Weidengebüsch bis dicht an den Kerbtalrand ermöglicht hat, ist ein knapp 2 km langer Talabschnitt am Ostufer des Bachlaufes, insbesondere an der Einmündung des Bahpagurra-Tälchens, mit schwerem Gepäck schlecht begehrbar. Es empfiehlt sich daher, den Siellajåkka-Bach schon am Zufluß aus dem Passtal zu durchwaten. Dort ist das Schotterbett zwar breit, aber flach, was die Querung begünstigt. Danach folgt man dem Südufer des Bachlaufes ca. 4 km bis zur Ruine der Kieronhütte an der Talmündung. Die Nordost-exponierten Unterhänge des Siellanjunni weisen eine dichte Vegetationsdecke aus Gräsern und niedrigen Zwergsträuchern

auf, die ein bequemes Wandern ermöglicht. Unterwegs ergeben sich außer interessanten Einblicken in das Kerbtal attraktive Ausblicke auf die nördliche Talflanke mit den hoch aufragenden Bergen Tjåmuhas und Giron. Von der niedergebrannten Kieronstuga-Hütte an der Ausmündung des Garddenvagge-Tales blickt man nach Norden in das von Birkenwäldern umgebene Abiskojaure-Becken, Richtung Süden in das Garddenvagge-Tal mit den hohen Bergen im Katotjåkka-Gebiet im Hintergrund. Um zum Kungsleden-Wanderweg zu gelangen, muß man den aus dem Garddenvagge kommenden Bachlauf überqueren. Dazu folgt man dem Pfad von der verfallenen Hütte hinab ins Bachbett, quert den Bachlauf, was nach der Schneeschmelze problemlos ist, und steigt am gegenüber liegenden Hang hinauf bis zum breiten, markierten Wanderweg.

Der aus südlicher Richtung aus dem Alisjaure-Gebiet kommende Weg verläuft gut 1 km weit etwa parallel zum tief eingesenkten Siellajåkka-Bachbett und quert den Bachlauf danach über eine Aluminium-Hängebrücke. Es wird talabwärts, auf mehrere Absätze verteilt, ein Höhenunterschied von rund 150 m überwunden. Der Wanderweg ist stellenweise stein- und blockreich, aber im Unterschied zu den angrenzenden, mit bis zu mannshohem Birken- und Weidengebüsch bestandenen Geländepartien, gut begehbar. Nach dem Überschreiten der Brücke in ca. 550 m Höhe ü. M. bösch sich das Gelände sanft bis zur ca. 2,5 km entfernten Kamajåkka-Mündung in den Abiskojaure-See (488 m ü. M.) ab. Nach rund 400 m Wanderstrecke wird ein Rentierscheideplatz am Wegrand passiert, nach ca. 750 m die Südgrenze des Abisko-Nationalparks. Die Vegetation entlang des Weges besteht an trockeneren Plätzen aus Zwergstrauchheiden mit einzelnen oder kleineren Gruppen höherwüchsiger Birken. Der Unterwuchs wird von der Krähenbeere, an feuchteren, durch eine längerfristige Schneebedeckung gekennzeichneten Plätzen, auch von der Heidelbeere gebildet. An den Rändern des tief eingeschnittenen Siellajåkka-Bachbettes sowie entlang der wenigen Zuflüsse vom Giron-Westhang sind höherstämmige Birken und Weiden sowie dichtes Weidengebüsch anzutreffen. Die Unterhänge des Giron-Berges sind unterhalb des Südabfalles weithin von Birkengebüsch bedeckt. Die feuchteren Geländepartien und Mulden südlich der Kamajåkka-Flußmündung sind in Höhenlagen um 520 m ü. M. versumpft. Vom Wanderweg aus hat man nach Süden Ausblicke auf den steilen Nordhang des Garddenvarri-Berges (1154 m), nach Osten auf den markanten Steilabfall des Giron und nach Westen auf das Kamajåkka-Flußtal mit dem Zufluß aus dem Hoiganvagge-Tributärtal im Hintergrund.

Die Exkursionsroute vom Abiskojaure zum Ausgangspunkt in Abisko zeichnet die vermutete Vorstoßrichtung des weichselzeitlichen Inlandeises von der Alisjaure-Senke durch das Abisko-Tal zum Torneträsk-Becken nach. Dies belegen Gletscherschliffe am Grunde des Abisko-Tales und an dessen Flanken (vgl. HOLDAR 1957). Möglicherweise ehemals vorhandene ältere Schlifffmarken und Spuren früherer Vereisungen dürften durch das weichselzeitliche Inlandeis zerstört worden sein und sind daher nicht nachweisbar. HOLDAR unterscheidet im Abisko-Tal in Südwest-Nordost-Richtung (schwedisch-norwegische Grenze – Torneträsk-Becken bei Abisko) auf der Grundlage morphologischer Kriterien und der Zusammensetzung des vom Gletschereis überprägten Materials 4 verschiedene Zonen:

- A. Unmittelbar an der Wasserscheide bei Unna Allagas nahe der Grenze eisüberschliffene, nackte Felsflächen und Rundhöcker.
- B. Talabwärts im Kamavagge-Tal eine dünne, aber geschlossene Grundmoränendecke ohne eigenes Formeninventar, am Kamajåkka-Fluß glazifluviale Ablagerungen.
- C. Vom Südende des Abiskojaure-Sees bis zur Einmündung des Pallenjåkka-Bachlaufes in den Abiskojaure-Fluß (grund-) moränenarmes Gelände, das hauptsächlich von nackten, eisüberschliffenen Felsflächen und Rundhöckern mit dazwischen geschalteten Sumpfarealen bestimmt wird.
- D. Von den Einmündungen von Kårsajåkka und Nissunjåkka in den Abisko-Fluß bis zum Torneträsk moränische Ablagerungen mit zahlreichen größeren und kleineren Toteislöchern (Söllen) sowie Hügeln von wenigen Zehnermetern Höhe.

Für die Dynamik des Abiskotal-Gletschers in Zone C. spielten die Reliefverhältnisse eine wichtige Rolle. Das Richtung Abisko strömende, sich im Alisvagge-Tal angesammelte Gletschereis musste den Engpass zwischen dem Giron-Berg und den Boazotjåkka-Bergen (das heutige Abiskojaure-Becken) passieren, was ein Zusammenpressen der Eismassen mit anschließender Beschleunigung und vergrößertem Erosions- und Transportvermögen zur Folge hatte, was die Übertiefung des Abiskojaure-Beckens erklärt. Der heutige

Wasserkörper befindet sich an der engsten Stelle des Abisko-Tales. Der (weichseleiszeitliche) Glaziations- und Deglaziationsverlauf im Kamavagge-Abiskovagge-Gebiet läßt sich nach HOLDAR wie folgt zusammenfassen: In der südlichen Verlängerung des Abisko-Tales Richtung Wasserscheide (Grenzgebiet) vereinigten sich die Hochgebirgsgletscher zu einem Talgletscher im Kamavagge, was im Gesamtgeschehen allerdings nur eine untergeordnete Rolle spielte. Unmittelbar südlich des Abiskojaure schloß sich der bedeutsamere südliche Eisstrom aus dem Alisvagge-Tal mit einer erheblichen Eiszufuhr aus dem Kebnekaise-Gebiet und weiteren Hochgebirgsregionen an. In das Abisko-Tal strömte zudem Eis aus dem Kårsavagge und aus den Hochtälern südlich von Abisko (Siellavagge, Pallenvagge, Nissunvagge, Tjuonavagge). Schließlich vereinigte sich dieser Piedmontgletscher im unteren Abisko-Tal mit dem Eisstrom im Torne-Becken. Nach der Kulminationsphase des Inlandeises erfolgte die Deglaziation des Gebietes. Im unteren Abisko-Tal lassen sich Abiskotal-Eis und Tornebecken-Eis schwer gegeneinander abgrenzen. Der Frontabschnitt des Abiskotal-Gletschers war zugleich ein Lobus des Tornebecken-Gletschers, der sich ins Tal erstreckte bis eine Trennung der beiden Eismassen an der Einmündung von Kårsavagge und Nissunvagge ins Abisko-Tal stattfand. Der durch die Abkopplung von den zurückschmelzenden Gletscherzungen im Torne-Becken und unteren Abisko-Tal isolierte Eisrest schmolz mangels Nährgebiet und Eisnachschiebung bewegungslos und rasch ab. Die Landschaft im unteren Abisko-Tal ist daher durch Sölle, typisch für eine ehemalige Toteislandschaft, sowie Lockersedimentwälle (Oswälle), die ehemalige Spaltenfüllungen im Gletschereis repräsentieren, geprägt (vgl. HOLDAR 1957 und Exkursion durch die südöstlichen Abisko-Berge I).

Am Südwestende des Abiskojaure, an der Einmündung des Kamajåkka-Flusses in den See, befinden sich die Abiskojaure-Hütten mit Schlafmöglichkeiten, Zeltplatz, Service-Gebäude mit Küche für Zeltgäste sowie Proviantverkauf. Die ca. 15 km lange Wanderstrecke bis Abisko repräsentiert die letzte bzw. erste Etappe des Kungsleden-Fernwanderweges. Die Hütten sind auf einer grasbedeckten Anhöhe im Birkenwald gelegen und über eine Brücke über den Fluß zu erreichen. Trinkwasser wird vom Kamajåkka-Fluß mit einer wasserkraftbetriebenen Pumpe zum Platz geleitet. Am nahen Seeufer lädt ein Sandstrand zum Baden ein. Von dort aus hat man freie Sicht auf den imposanten, durch zahlreiche vertikale Rinnen zergliederten, Westexponierten Steilabfall des Giron-Berges (1551 m).

Die Exkursionsroute Richtung Abisko verläuft dicht am südöstlichen Seeufer, auf den ersten 3 km vornehmlich in knie- bis hüfthohen Zwergbirken-Gesellschaften. Die niedrige Vegetation ermöglicht freie Sicht über den See Richtung Boazotjåkka und nach Osten zum rund 4 km langen Giron-Steilabfall. Bereits an der Abzweigung zur Hüttenanlage sind in einem Hügel östlich des Kungsleden Bunkeranlagen aus dem 2. WK erhalten, rund 100 m weiter nördlich wesentlich ältere anthropogene Spuren in Gestalt von ehemaligen Feuerstellen (Eisenzeit oder älter). Am Nordostende des Abiskojaure wird die offene Vegetation östlich des Weges von dichtem Birkenwald und -gebüsch abgelöst, so dass die Sicht auf den nördlichen Vorberg des Giron versperrt ist. An der Ausmündung des Sees, in Sichtweite vom Weg, befindet sich eine kleine samische Siedlung mit Häusern und Booten (Rautasvuoma sameby). Kurz danach wird ein attraktiv am Flussufer gelegener Rastplatz mit Windschutz, Kochgelegenheit und Feuerplatz passiert. Auf der restlichen, ca. 4 km langen Wegstrecke bis zur Brücke über den Pallenjåkka-Bach werden mehrere kleine, flußnahe Moorpartien durchwandert, ehe ein kurzer Anstieg von rund 40 Höhenmetern bis zur Pallenjåkka-Aluminium-Brücke erfolgt. Von dort aus bis Abisko ist der Streckenverlauf mit dem Hinweg der Exkursion identisch und wurde bereits zu Anfang beschrieben.

5. Zusammenfassung

Die in Schwedisch-Lappland am Torneträsk-See nahe der Grenze zu Norwegen auf $68^{\circ} 10' - 68^{\circ} 25' N$ und $18^{\circ} 05' - 19^{\circ} 20' O$ gelegenen Abisko-Berge repräsentieren ein kleines, überschaubares, für die hohe Breitenlage gut zugängliches, in vielfacher Hinsicht äußerst attraktives Forschungsgebiet, das seit Beginn des 20. Jahrhunderts Wissenschaftler unterschiedlichster Disziplinen anlockte und daher auf eine ungewöhnlich lange Forschungsgeschichte und einen weit fortgeschrittenen Forschungsstand zurückblicken kann (vgl. u. a. Zusammenfassung in CALLAGHAN et al. 2013). Das Gebiet zeichnet sich trotz der vorgeschobenen nördlichen Breitenlage aufgrund seiner Nähe zur norwegischen Atlantik- Küste und dem damit verknüpften Golfstromeinfluß durch erstaunlich milde Temperaturen aus. Die hoch aufragenden Berge im Westen verursachen zudem als Folge der vornehmlich aus westlichen Richtungen wehenden Winde einen ausgeprägten, orographisch bedingten, westöstlich gerichteten Klimawandel, der sich vor allem in einer graduellen Abnahme der Niederschlagsmengen in östlicher Richtung manifestiert. Ferner läßt die erhebliche Vertikalerstreckung des Reliefs mit Höhenunterschieden von bis zu 1450 m zwischen dem Wasserspiegel des Torneträsk und den höchsten Gipfellagen beträchtliche Temperaturunterschiede erwarten, die sich auch in der Vegetation widerspiegeln. So werden die geschützten Becken- und Tallagen des Tieflandes (Torneträsk- und Abiskojaure-Becken, Täler von Abiskojäkka und Kårsajäkka) weithin von subarktischen Birkenwäldern eingenommen, während die höheren, durch ein ET-Klima gekennzeichneten Lagen waldfrei sind und eine alpine Vegetation aufweisen. Die Lufttemperaturen deuten auf das Vorkommen von Permafrostboden im Untergrund, der im Tiefland am Torneträsk in inselhafter Verbreitung an Gunststandorten (z. B. unter Torfbedeckung in Palsamooren) auftritt, in den Hoch- und Gipfellagen weit verbreitet bis geschlossen vorliegt, stellenweise sogar im Festgestein (z. B. Låktatjäkka-Gebiet). Geologisch-tektonisch liegt das Gebiet am Rande der nordskandinavischen Kaledoniden, deren Überschiebungsdecken über dem kristallinen Grundgebirge (Fennoskandischer Schild) am Steilabfall ins Torneträsk-Becken (Kaisepakte) und ins westlich anschließende, flachwellige, seenreiche Vorland (Låktatjäkka) stellenweise aufgeschlossen sind („Glintrand“). Während des Weichsel-Glazials wurde das gesamte Gebiet einschließlich der höchsten Gipfel vom Inlandeis „überfahren“, das aus dem Haupteisakkumulationszentrum im Kebnekaise-Gebiet in nördlicher Richtung vorstieß, wobei das breite, trogförmige Abisko-Tal als wichtige Leitlinie fungierte. Die Gletschereisung im Abisko-Tal verschmolz mit dem Eisstrom im Torne-Becken. Letzteres bildete damals ein Konfluenzbecken für verschiedene Gletscher, was die erhebliche Übertiefung des heutigen Seebeckens erklärt.

Das Makrorelief der morphologisch im Norden durch das Torneträsk-Becken und die westlich anschließende flachwellige, seenreiche Senke mit den Seen Vassi-, Låkta- und Bahtajaure, im Süden durch die seenreichen Täler Hoiganvagge und Alisvage (mit den Seen Ahpparjavri und Bieggaluoppal), im Osten durch das Pässisvage-Tal und im Westen durch den Talzug von Gatterjäkka und Dossaganjäkka nahe der schwedisch-norwegischen Staatsgrenze abgegrenzten Abisko-Berge wird maßgeblich durch die geologisch-tektonischen Strukturen im Untergrund vorgezeichnet. Der Großformenschatz wurde bereits präglazial vor den pleistozänen Vereisungen angelegt. Die pleistozänen Gletscher haben das präexistente Relief anschließend überprägt und modifiziert und dabei Erosions- und Akkumulationsformen in unterschiedlicher Größenordnung hinterlassen. Die Abisko-Berge bilden ein zum nördlichen Vorland steil abfallendes Bergmassiv, das durch das breit ausgeräumte, in das Torneträsk-Becken mündende Abisko-Tal in einen nordwestlichen und einen südöstlichen Teil gegliedert wird. Die zumeist flachkuppigen Gipfel erreichen im Nordwestteil Höhen von rund 1600 m ü. M., im Südostteil von knapp 1900 m ü. M. Die Hochlagen beidseits des Abisko-Tales zählen geologisch-tektonisch zur Seve-Decke, während das breite Abiskojäkka-Kamajäkka-Tal, die Täler von Pässisjäkka und Alisatnu sowie das Hoiganjäkka-Tal von Gesteinen der Abisko-Decke unterlagert sind. Gesteine des Fennoskandischen Schildes treten nördlich des Glintrandes sowie im schwedisch-norwegischen Grenzgebiet zutage. In den nordwestlichen Abisko-Bergen dominieren Schiefergesteine mit Marmor- und Dolomit-Zwischenlagen sowie Glimmerschiefer, deren Verwitterungsprodukte ähnlichen jenen der „harten“ kristallinen Schiefer in den Hoch- und Gipfellagen ausgedehnte Blockfelder bilden. In den Nordrand des Gebietes sind drei markante, kurze Trogtäler (Vassivagge, Kärkevage, Låktavagge) eingelassen.

Das Mesorelief der Trogtalflanken, der steilen Talhänge des langgestreckten Kårsavagge sowie der „Hängetäler“ Latnjavagge und Kuoblavagge zeichnet oftmals die geologischen Strukturen in Gestalt von Felsterassen und -leisten nach. Die südöstlichen Abisko-Berge bestehen aus quarzitischen, feinkörnigen, lokal geschieferten Amphiboliten, deren grobblockige Verwitterungsprodukte sich in Höhenlagen ab ca. 1200 m ü. M. zu weiträumigen Blockfeldern zusammenschließen. Das Plateau wird durch mehrere Nordwest-Südost-streichene Hochtäler (u. a. Tjuonavagge, Nissunvagge, Pallenvagge, Siellavagge) zergliedert. Wo Gneise, Granite und Syenite zutage treten, wie im Vaimuoaiivi-Stordalen-Gebiet, ist das Relief durch kuppig-runde Formen gekennzeichnet und unterscheidet sich darin vom Steilrelief der hohen Amphibolit-Berge, die die südöstlichen Hochtäler voneinander trennen. Dies gilt auch für den geomorphologischen Formenschatz im Bereich des Fennoskandischen Schildes zwischen Torneträsk und Vassijaure sowie das Bergland an der schwedisch-norwegischen Grenze, wo zugerundete, im Granit, Granodiorit oder Gneis angelegte Reliefformen vorherrschen.

Die pleistozänen Gletscher haben das präexistente Relief vor allem in den Tälern der Abisko-Berge, wo die Eismächtigkeiten am größten waren und der Druckschmelzpunkt überschritten wurde, modifiziert. Kerbförmige, fluviatile Täler wurden dort zu Trogtälern geweitet und Talmulden zu übertieften Becken ausgeschliffen. Flache Mulden in Oberhanglage wurden durch Glaziärerrosion in Karnischen umgewandelt. Außer diesen im heutigen Landschaftsbild aufgrund ihrer großen Abmessungen deutlich in Erscheinung tretenden Formen entstanden durch die Einwirkung der pleistozänen Gletscher kleinere erosive Formen im Festgestein, wie z. B. Rundhöcker und glatte Felsflächen mit deutlichen Schliffmarken. Das durch die Glaziärerrosion bereitgestellte Material wurde von den Gletschern oder Gletscherbächen abtransportiert und als Moräne oder Glazifluvium abgelagert. Das gegenwärtig in den Tälern und Becken anzutreffende Lockermaterial dürfte vornehmlich aus der Weichsel-Eiszeit stammen, da ältere Ablagerungen wahrscheinlich von den weichselzeitlichen Gletschern „aufgearbeitet“ worden sind. Das Moränenmaterial liegt vornehmlich als amorphe Decke und nicht formbildend vor. Die Verbreitung charakteristischer Moränenwälle, etwa in Gestalt von End- und Seitenmoränen, beschränkt sich auf den Umkreis der rezenten Gletscher. Von den pleistozänen (weichseleiszeitlichen) Gletschern wurden vor allem ungegliederte Grundmoränendecken und Ablationsmoränen hinterlassen. Sandige, stein- und blockreiche Grundmoränendecken sind im breiten Abisko-Tal und in den zahlreichen trogförmigen Hochtälern weit verbreitet. Sie bedecken dort sowohl die Talböden als auch die Unterhänge, wo ihr Material oft mit lokalem Verwitterungsschutt vermischt ist. Durch ein komplexes Mesorelief aus Voll- und Hohlformen gekennzeichnete Ablationsmoränen als Indikatoren einer ehemaligen Toteislandschaft finden sich vor allem im unteren Abisko-Tal zwischen Abiskojäkka und Paddus, am Pässisjaure im Pässisvagge sowie im Konfluenzbereich von Hoiganvagge und Dossagemvagge nahe der schwedisch-norwegischen Grenze, d. h. in Geländedepressionen, in denen ein vom Eisnachschiebung abgekoppelter, inaktiver Gletschereisrest allmählich abschmolz. Vom pleistozänen Inlandeis abgelagerte Endmoränen sind in den Abisko-Bergen selten. Kleinere Moränenwälle im Kårsavagge lassen sich möglicherweise als Reste von Endmoränen interpretieren. Wälle an den Ausmündungen der Hochtäler Pallenvagge und Tjuonavagge lassen sich als Lateralmoränen des Abiskotal-Gletschers deuten (und nicht als Endmoränen der lokalen Talgletscher). Das Zurückschmelzen des Inlandeises im Spätglazial vollzog sich im Gebiet offenbar rasch und ohne längeres Stagnieren oder Oszillieren des Eisrandes. Glazifluviale Ablagerungen aus der spätglazialen Deglaziationsphase sind vornehmlich in Gestalt von Eisstausee-Terrassen an den Unterläufen von Kårsajäkka und Pässisjäkka zu finden. Sie bilden an den Talmündungen treppenförmige Abfolgen. Die Sedimente wurden von den Gletscherbächen der Talgletscher aus dem Kårsavagge und Pässisvagge abgelagert, als das untere Abisko-Tal und das Torne-Becken noch mit Gletschereis gefüllt waren, das die sedimentreichen Schmelzwässer an den Talmündungen aufstaute (Eisstausee-Ablagerungen). Eisstausee-Sedimente wurden auch im unteren Abschnitt des Pallenvagge-Hochtales abgesetzt, als der Abtransport der glazifluvialen Sedimente des taleinwärts zurückschmelzenden Talgletschers durch die noch im Abisko-Tal liegende Gletscherzunge verhindert wurde. Außer Eisstausee-Terrassen sind in den Tälern vereinzelt Osreste erhalten, vorzugsweise in Verbindung mit ehemaligen Toteislandschaften, wie im Pässisvagge-Tal, aber auch isoliert, wie am untersten Kårsavagge-See. Besonders markante glazifluviale Ablagerungen sind am Ende der „Spülzone“ im südöstlichen Fußbereich des Pallentjäkka-Berges entwickelt. Die

Abisko-Berge wurden zwischen 8 000 und 10 000 Jahren BP vom spätweichselzeitlichen Inlandeis freigegeben (vgl. u. a. ANDRÉ 1995).

Die nördlichen und nordöstlichen Randlagen der Abisko-Berge sowie das Abisko-Tal zeichnen sich nach Ausweis der Wetterstationen Katterjåkk / Riksgränsen (508 m ü. M., seit 1904) und Abisko (388 m ü. M., seit 1913) durch ein Df-Klima aus, während die höheren Lagen (Latnjajaure, 981 m ü. M., seit 1990) ein ET-Klima aufweisen. Während der Normalperiode 1961-1990 betrug die Jahresmitteltemperatur in Katterjåkk $-1,6^{\circ}\text{C}$ und in Abisko $-0,8^{\circ}\text{C}$. Der Juli ist an beiden Stationen mit Mittelwerten von $10,8^{\circ}\text{C}$ bzw. $11,0^{\circ}\text{C}$ der wärmste Monat im Jahr, der Januar der kälteste ($-12,0^{\circ}\text{C}$ / $-11,9^{\circ}\text{C}$). Die größten Frostintensitäten werden zwischen Dezember und März erreicht. Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge variiert entlang eines Feuchtigkeitsgradienten von Westen nach Osten. Sie belief sich während der Normalperiode in Katterjåkk auf 848 mm, in Björkliden (1956-1969) auf 658 mm und in Abisko auf 304 mm. Rund ein Drittel des Niederschlags fällt als Schnee. Von Ende September bis Anfang Juni ist mit einer geschlossenen Schneedecke zu rechnen, wobei die Schneemächtigkeit in den südöstlichen Abisko-Bergen zumeist geringer ist. An der automatischen Wetterstation am Latnjajaure wurde während der Meßperiode 1993-2005 eine Jahresmitteltemperatur von $-2,0^{\circ}\text{C}$ registriert (Juli-Mittelwert $8,6^{\circ}\text{C}$, Februar-Mittelwert $-9,4^{\circ}\text{C}$, vgl. BEYLICH 2008). Pro Jahr waren 267 Frosttage (79 Frostwechseltage, 188 Eistage) zu verzeichnen. Ein Vergleich der Temperatur- und Niederschlagsmittelwerte der Perioden 1961-1990 mit jenen der Periode 1991-2019 zeigt deutliche Unterschiede, die den sich seit Beginn der 1990er Jahre deutlich abzeichnenden Klimawandel widerspiegeln. So sind die Jahresmitteltemperaturen in Katterjåkk von $-1,6^{\circ}\text{C}$ auf $-0,5^{\circ}\text{C}$ und in Abisko von $-0,8^{\circ}\text{C}$ auf $0,3^{\circ}\text{C}$ angestiegen, während sich die mittleren jährlichen Niederschlagsmengen von 848 mm auf 907 mm (Katterjåkk) bzw. von 304 mm auf 346 mm (Abisko) erhöht haben. Die mittleren jährlichen Kältesummen haben sich im gleichen Zeitraum verringert, während die mittleren jährlichen Wärmesummen angestiegen sind. Die resultierenden Wärmebilanzsummen haben sich erhöht. Berücksichtigt man auch die Mittelwerte der Meßperioden 1904 / 1913-1930 und 1931-1960, wird deutlich, dass der Zeitraum 1991-2019 in den Abisko-Bergen der wärmste seit Beginn der systematischen meteorologischen Messungen war. An der Station wurde für denselben Zeitabschnitt auch die höchste mittlere jährliche Niederschlagsmenge ermittelt. In den Hochlagen der Abisko-Berge ist eine Verschärfung des Temperaturregimes und eine Zunahme der Niederschlagsmengen zu erwarten. Eine einfache Extrapolation der Temperaturwerte ($0,53^{\circ}\text{C}$ / 100 Höhenmeter) der Station Katterjåkk liefert grobe Anhaltspunkte für die Temperaturverhältnisse in den Hochlagen der nordwestlichen Abisko-Berge, eine solche der Station Abisko für die Temperaturen in den Hochlagen der südöstlichen Abisko-Berge. Demnach zeichneten sich die weithin in Höhenlagen von 900-1200 m ü. M. gelegenen Talböden in den nordwestlichen Abisko-Bergen während der Periode 1961-1990 durch Jahresmitteltemperaturen von $-3,7^{\circ}\text{C}$ bis $-5,3^{\circ}\text{C}$ (1991-2019: $-2,6^{\circ}\text{C}$ bis $-4,2^{\circ}\text{C}$) aus, während die Gipfelbereiche der zahlreichen, rund 1400 m hohen Berge Jahresmitteltemperaturen von etwa $-6,4^{\circ}\text{C}$ (1991-2019: $-5,3^{\circ}\text{C}$) aufwiesen. Vergleichbare Berechnungen für die südöstlichen Abisko-Berge ergeben für die Talbodenbereiche in 900-1000 m Höhe ü. M. Jahresmitteltemperaturwerte von $-3,5^{\circ}\text{C}$ bis $-4,0^{\circ}\text{C}$ (1991-2019: $-2,3^{\circ}\text{C}$ bis $-2,9^{\circ}\text{C}$), während in den höchsten Gipfellagen um 1700 m ü. M. mit Jahresmitteltemperaturen um $-7,7^{\circ}\text{C}$ (1991-2019: $-6,6^{\circ}\text{C}$) zu rechnen ist.

Unter diesen Klimabedingungen existieren in den Abisko-Bergen Permafrostboden und kleine Gletscher, die allerdings im Unterschied zur Vegetation mit den rezenten Klimaverhältnissen nur bedingt im Gleichgewicht stehen. Permafrostboden tritt morphologisch am auffälligsten in Gestalt von Hügeln in Erscheinung, die im Torf (Palsas) oder im Mineralboden (pingoähnliche Hügel) entwickelt sind (mehrjährige Frostblister im Torf und / oder Mineralboden) sowie in den Hochlagen in Form von Eiskernmoränen am Rande der aktuellen Gletscher. Ferner finden sich fossile Eiskeilpolygone an Plätzen, die ehemals von Permafrostboden unterlagert waren. Als Indikatoren rezenten Permafrostbodens wurden ferner größere perennierende Schneefelder sowie vereiste Felswände in Kombination mit Bergschründen im Gletschereis vor den Felswänden in Karen beobachtet. Darüberhinaus wurde Permafrostboden durch Bohrungen, Grabungen, Bodentemperaturmessungen, die BTS- und GWR-Methode (vgl. RIDEFELT, ETZELMÜLLER et al. 2008) und geophysikalische Methoden (vgl. KNEISEL 2006, 2010a, 2010b) nachgewiesen. Im Tiefland am Nordrand der Abisko-Berge konzentriert sich das Vorkommen von Permafrostboden auf Moor- und Sumpfgebiete (Palsamoore), in denen die im Sommer thermisch isolierende Torfdecke das Überdauern von

Permafrostboden ermöglicht. Abseits dieser inselhaft verbreiteten Gunststandorte existiert Dauerfrostboden in größerer Verbreitung oberhalb der Waldgrenze, insbesondere in den Hoch- und Gipfellagen der höchsten Berge, wobei das exakte Verbreitungsmuster mangels leicht identifizierbarer morphologischer Indikatoren und wegen der oberflächlichen sommerlichen Auftauschicht des Dauerfrostbodens bisher kaum bekannt ist. Offenbar sinkt die Untergrenze der Permafrostverbreitung infolge der in westöstlicher Richtung zunehmenden klimatischen Kontinentalität und insbesondere der orographisch bedingten geringeren winterlichen Schneemengen, die den Untergrund weniger stark gegen die Kältewellen abschirmen, nach Osten ab. Nach dem Modell von RIDEFELT, ETZELMÜLLER et al. (2008) sinkt die Untergrenze von weit verbreitetem Gebirgspermafrost im Nordwestteil der Abisko-Berge von ca. 1000 m ü. M. im Westen auf ca. 800 m ü. M. im Osten ab, wobei rund 30 % der Landoberfläche von Permafrostboden unterlagert sind. Im südöstlichen Teil ist mit einem weiteren Absinken der Untergrenze des alpinen Permafrostbodens zu rechnen. Da die Berge dort höher aufragen als im Nordwestteil und das weithin vorherrschende Steilrelief mit vielen kalteexponierten Felswänden die Permafrost-Aggradation und -Konservierung begünstigt, dürfte sich die Höhenstufe mit weit verbreitetem alpinem Permafrostboden dort über einen größeren Höhenbereich erstrecken als im Nordwestteil der Abisko-Berge.

Die klimatischen Verhältnisse spiegeln sich deutlich in der Vegetation wider, wobei die altitudinale Gliederung in verschiedene Höhenstufen, basierend auf dem höhenwärts zunehmenden Wärmemangel, am auffälligsten in Erscheinung tritt. Kleinräumig führen die standörtlichen klimatischen, edaphisch-hydrologischen und geomorphologischen (Hangneigung, Exposition) Bedingungen zu einer vielschichtigen Differenzierung des Pflanzenkleides. An die Birkenwaldstufe in den Tieflagen am Nordrand des Berglandes (Torneträsk-Ufer, Seenplatte westlich davon), im Abisko-Tal, an den Unterläufen von Kårsajäkka und Kama-jäkka sowie im Aliseatnu-Tal in der Nähe der Flussmündung in den Rautasjaure-See schließen sich höhenwärts oberhalb der Waldgrenze die alpinen Vegetationsstufen an. Die Waldgrenze verläuft, je nach Exposition, in Höhenlagen zwischen 500 m. ü. M. und 700 m ü. M., wobei die höchste Position in Südauslagen erreicht wird. Innerhalb des Birkenwaldes existiert inselhaft am Osthang des Slättatjäkka-Berges ein größerer Baumbestand an *Populus tremula* (Zitterpappel). Ferner finden sich im unteren Abisko-Tal als Besonderheit kleine Bestände an *Pinus sylvestris* (Waldkiefer). Sie repräsentieren, begünstigt durch die lokalklimatischen Verhältnisse im unteren Abisko-Tal, einen der nordwestlichsten Außenposten des borealen Nadelwaldgürtels. In den Birkenwald sind größere und kleinere Moorflächen eingestreut. Die größten und unter dem Aspekt der kalkklimatischen Landschaftsformung interessantesten Moore befinden sich am Fuße der südöstlichen Abisko-Berge in Ufernähe des Torneträsk-Sees zwischen Abisko und Vuoskojaure beidseits der E10. Sie enthalten Permafrostboden in Gestalt von flachen, plateauförmigen Palsahügeln. Die Palsas unterliegen seit Anfang der 1990er Jahre zunehmend dem Zerfall, bedingt durch langsames Abtauen der Permafrostkerne in ihrem Inneren als Folge der Temperaturerhöhung im Rahmen des Klimawandels. Der Übergang von der Birkenwaldstufe in die unteralpine Vegetationsstufe vollzieht sich auf flachen bis mittelsteilen, feuchten Hängen oftmals über einen Gürtel aus dichtem *Salix*- (Weiden-) Gebüsch. Das Weidengebüsch ist typisch für kalkreiche Böden mit oberflächlich abfließendem Wasser. Viele Weiden-Arten, Wiesen- und Hochstauden-Gesellschaften finden in der unteralpinen Vegetationsstufe ihre Obergrenze. Die Vegetation der mittelalpiner Stufe besteht aus Grasheiden und Schneetälchen-Gesellschaften. Zwergsträucher finden sich nur noch sporadisch. Dagegen bilden Moose und Flechten einen wichtigen Bestandteil der Vegetation. In der hochalpinen Stufe fehlt eine zusammenhängende Vegetationsdecke. Die Landoberfläche wird von Blockfeldern und Felsflächen gebildet. Die wenigen Gefäßpflanzen wachsen verstreut, vorzugsweise auf feinmaterialreichen Standorten in wind- und kältegeschützter Lage. Moose und Flechten sind dagegen weit verbreitet.

In Abhängigkeit von der Art und Dichte der Vegetationsbedeckung der Standorte sowie zahlreichen weiteren lokalen, oft kleinräumig wechselnden Faktoren, wie z. B. den Böschungsverhältnissen und der Exposition, den Eigenschaften der Festgesteine oder Lockersedimente, deren Körnung und Nährstoffgehalt, den Feuchteverhältnissen sowie der zur Bodenbildung zur Verfügung stehenden Zeit, haben sich in den Abisko-Bergen eine Reihe unterschiedlicher Bodentypen entwickelt, die in verschiedenen Subtypen und Varianten auftreten. Unter Birkenwald dominieren Podsole als der zonale Bodentyp der nordborealen Ve-

getationszone, die als Eisenpodsole, Eisenhumuspodsole und Humuspodsole entwickelt sind. Ein auffälliges Merkmal der Vollpodsole ist eine relativ mächtige organische Auflage als Folge der langsamen Humifizierung und Mineralisierung der Pflanzenbestandteile, bedingt durch die langen und kalten Winter mit Temperaturen bis weit unter den Gefrierpunkt. Außer den weithin vorherrschenden Podsolen existieren andere Bodentypen, wie z. B. Gleye und Pseudogleye. Gleyböden haben sich vor allem entlang von Fließgewässern und an Seeufern unter dem Einfluß des sich periodisch ändernden Wasserspiegels gebildet. Wo eine wasserstauende Schicht im Untergrund von wassergesättigtem Mineralboden überlagert wird, haben sich Pseudogley-Profile entwickelt. An den Hängen des Abisko-Tales und am Nordrand der Abisko-Berge dominieren zwar Podsole, doch sind auch Kolluvisole und Ranker anzutreffen. Kolluvisole kennzeichnen vor allem die mittelsteilen, durch Massenbewegungen geprägten unteren Berghänge entlang der Eisenbahnlinie Kiruna – Narvik. Moorböden haben sich vornehmlich in den zahlreichen abflusslosen Hohlformen im eisüberschliffenen Felsrelief vor dem Glintrand (Tiefland am Torneträsk und westlich davon) und in den Mulden der ehemaligen Toteislandschaften im Abisko-Tal entwickelt, sind aber auch in Torfablagerungen auf glazifluvialen Terrassen zu finden. Die Torfmächtigkeiten sind im Tiefland aufgrund der wärmeren Sommer, der üppigeren Vegetation und der daraus resultierenden höheren Biomasseproduktion größer als in den höheren Lagen. Oberhalb der Birkenwaldgrenze nehmen sowohl die Vielfalt der Bodentypen als auch die Mächtigkeit der Bodenhorizonte infolge der verschärften Klimabedingungen und der damit einhergehenden Reduzierung und Auflösung der Vegetationsbedeckung des Bodens ab. Die Mächtigkeit der Podsolvarianten verringert sich. An die Stelle der Vollpodsole treten Nanopodsole (Horizonte zusammen < 30 cm mächtig). Der altitudinale Wechsel von Voll- zu Nanopodsol vollzieht sich nicht abrupt an der Waldgrenze, sondern in einem breiten Gürtel, wobei Vollpodsole vereinzelt auch weit oberhalb der aktuellen Waldgrenze anzutreffen sind. Dies überrascht nicht, da die Lage der Wald- und Baumgrenze im Postglazial nicht konstant war, sondern erheblichen Verschiebungen unterworfen war wie Funde von Holzresten von *Betula pubescens* ssp. *tortuosa* (Moorbirke) und *Pinus sylvestris* (Waldkiefer) in Höhenlagen weit oberhalb des gegenwärtigen Verbreitungsgebietes der beiden Baumarten ausweisen (vgl. u. a. KULLMAN 1999, ÖBERG & KULLMAN 2011).

Unter den genannten Formungsbedingungen existiert in den Abisko-Bergen ein äußerst reichhaltiger geomorphologischer Formenschatz, der sowohl aktive als auch inaktive (fossile) Formen und Ablagerungen umfasst. Außer den frostdynamisch durch Gefrier-, Regelations- und Auftauvorgänge an der Bodenoberfläche oder im Substrat erzeugten periglaziären Formen i. e. S. und den glaziären Formen und Ablagerungen im Umkreis der rezenten Gletscher werden auch einige Formen und Ablagerungen vorgestellt, deren Morphogenese nicht unmittelbar an eine intensive Frostwechseltätigkeit geknüpft ist, die aber im Kaltklima der Abisko-Berge weit verbreitet sind und unter den aktuellen Klimabedingungen, möglicherweise als Folge des Klimawandels, gehäuft gebildet werden. Dazu zählt u. a. das aus Schnee- und Naßschneelawinen sowie Muren resultierende Formeninventar. Diese rasch und „katastrophenartig“ ablaufenden Massenbewegungen überprägen die steilen Trogtalhänge des Berglandes und die Steilhänge am Glintrand, wo sie für den Straßen- und Schienenverkehr (Kiruna – Narvik) ein erhebliches Gefahrenpotenzial darstellen.

Die höchsten Lagen der Abisko-Berge, flachwellige Hochflächen mit höher aufragenden Bergkuppen und -rücken, werden von autochthonen, durch in situ-Verwitterung der lokal anstehenden Festgesteine gebildeten Blockfeldern eingenommen. Die Blockfeld-Untergrenze verläuft in Abhängigkeit von den Eigenschaften der Ausgangsgesteine der Verwitterung in Höhenlagen von 1100-1200 m ü. M., d. h. die Blockfelder sind somit vorzugsweise in Gebieten mit einer hohen Permafrost-Wahrscheinlichkeit anzutreffen. Aufgrund der Dominanz von scharfkantigem, grobblockigem Verwitterungsschutt und entsprechend zergliederten Felsoberflächen wurden die Blockfelder lange Zeit als Ergebnis der kryoklastischen Gesteinszerlegung gedeutet und die Höhenstufe ihres Vorkommens im Hochgebirge als „Frostschuttstufe“ bezeichnet. Zugleich wurde eine Blockfeldgenese im Laufe des Postglazials angenommen, da ein Überdauern der Blockfelder unter einer oder gar mehreren Inlandeisbedeckungen unvorstellbar war. Berechnungen von ANDRÉ (1996) weisen indessen auf sehr geringe Verwitterungsraten des Amphibolit-Gesteins am Pallentjåkka-Nordhang (wenige mm) seit dem Abschmelzen des pleistozänen Inlandeises vor ca. 9 500 Jahren BP, was eine postglaziale Blockfeldanlage und -entwicklung durch kryoklastische Gesteinsverwitterung ausschließt. Ähnlich geringe postglaziale Verwitterungsraten wurden in anderen Periglaziärräumen Nordschwedens und

Nordnorwegens ermittelt. Seit den 1990er Jahren gibt es jedoch Belege, dass Blockfelder eine Gletscher- und sogar eine Inlandeisbedeckung nahezu unbeschadet überdauern können. Grundlage und Voraussetzung für das Überdauern von Blockfeldern und anderen Reliefelementen (z. B. Felsburgen, Kryoplanationsterassen, Kerbtälern) unter einer Gletscher- oder Inlandeisbedeckung ist ein Permafrostmilieu, in dem das Eis am Untergrund angefroren ist („Konzept der kalten Gletschersohle“, von RAPP 1992, 1993a und 1996a am Beispiel der Abisko-Berge vorgestellt). Das unterste, „kalte“ am Permafrost-Untergrund angefrorene Gletschereis ist im Unterschied zu den oberen, temperierten Eisschichten immobil und daher nicht erosiv. Englaziär in den oberen Schichten des Gletschers oder auf dem Gletscher mitgeführtes Moränenmaterial, das in Bereichen mit „warmer“, feuchter Gletschersohle durch Glaziärerrosion am nicht gefrorenen Untergrund entstanden ist, wird beim Schmelzen des Gletschereises in der ansonsten unveränderten Landschaft abgelagert. Die Landschaft ist somit zwar vergletschert gewesen, zeigt aber kaum Spuren von Glaziärerrosion, während kleinere Mengen von weit transportiertem Fremdmaterial in Gestalt von erratischen Blöcken oder Ablationsmoräne vorhanden sein können. Das Konzept der kalten Gletschersohle verlängert den potenziellen Bildungszeitraum für die Blockfelder bis weit in die Vergangenheit, wobei für die Anlage sowohl eisfreie pleistozäne Interglaziale und Stadiale als auch das wärmere Tertiär in Frage kommen. Dabei ist sogar eine Anlage unter warmklimatischen Verhältnissen und Weiterbildung unter kalten periglaziären Verhältnissen denkbar. Der exakte Entwicklungsverlauf der autochthonen Plateau- und Gipfelblockfelder in den Abisko-Bergen, insbesondere der Zeitpunkt ihrer Initiierung und Anlage und somit ihre Altersstellung, ist unbekannt. Die durch eindringendes Grundwasser oder eisreichen Permafrostboden auf rund 1 m Tiefe begrenzten Grabungsprofile lieferten kaum Hinweise auf die Mächtigkeit und Zusammensetzung der Verwitterungsdecken über dem Festgestein. Der (geringe) Tongehalt einiger Feinsedimentproben könnte auf die Mitwirkung chemischer Verwitterungsprozesse an der Blockfeld-Genese deuten. Es bleibt unklar, ob die Blockfelder bereits in einem tertiärzeitlichen Warmklima durch chemische Verwitterungsprozesse initiiert und später unter kaltklimatischen Bedingungen weitergebildet wurden, wie z. B. im Falle der Blockfelder auf der nordnorwegischen Varanger-Halbinsel (vgl. u. a. MEIER 2020), oder ob die Anlage erst später begann und die Schuttproduktion durch Kryoklastik (Frostverwitterung) in eisfreien Perioden des Pleistozäns (Interglaziale, Interstadiale) einsetzte und im Holozän fortgesetzt wurde. Nach Untersuchungen von GOODFELLOW, FREDIN et al. (2008) in vergleichbaren amphibolitischen Blockfeldern im Kebnekaise-Gebiet wird die Bildung von Spalten und Gesteinsfragmenten vornehmlich durch Druckentlastung ausgelöst. Bei einer Blockfeld-Entwicklung über einen Zeitraum von mehreren Glazial- / Interglazial-Zyklen können, sofern Wasser vorhanden ist, etwa in der Auftauschicht des Permafrostbodens, nach Ansicht der genannten Autoren durch Frostverwitterung größere Mengen an Feinmaterial entstehen. Außer diesen autochthonen Blockfeldern existieren in geringeren Höhenlagen der Abisko-Berge auch allochthone Blockfelder, denen eine frostdynamische Sortierung von moränischen und glazifluvialen Ablagerungen zugrunde liegt.

Im Unterschied zu den flachwelligen Hochflächen und mäßig geböschten Bergkuppen bleibt der Verwitterungsschutt im Steilrelief der Trogtalflanken und Karwände sowie am Glintrand nicht in situ liegen, sondern wird durch Steinschlagfähigkeit, Massenbewegungen und -transporte hangabwärts verlagert und am Fuße der Felswände akkumuliert. Die resultierenden Sturzschutthalde und -kegel sind aufgrund ihrer zumeist erheblichen Abmessungen, Vegetationsarmut und ihrer markanten Überprägungserscheinungen oftmals landschaftsbestimmend. Die Gestalt der Sturzschuttakkumulationen wird vor allem durch die Form des Ober- und Unterhangs, das Ausgangsgestein, die Abflußverhältnisse sowie die Schneebedeckung bestimmt. Das Obergehänge (Felswand) der meisten im Amphibolit angelegten Sturzschuttakkumulationen ist stark zergliedert und in Schrofen und Felsköpfe aufgelöst. Die Schuttverlagerung erfolgt zumeist linienhaft in Steinschlagrinnen. Sie sammeln das anfallende Verwitterungsmaterial und das im Frühsommer am Rande der Hochflächen freigesetzte Schneeschmelzwasser, eventuell auch Permafrost-Schmelzwasser als Folge der Klimaerwärmung, und leiten es zur Spitze des Sturzschuttkegels. Der Vegetationsbedeckung zufolge existieren Sturzschutthalde recht unterschiedlichen Alters und Entwicklungsstandes. Die Haldenentwicklung konnte erst einsetzen, nachdem die Täler von den weichseleiszeitlichen Gletschern freigegeben worden waren. Im Unterschied zu den Hochlagen waren die Täler mit temperiertem, erosivem Gletschereis gefüllt, das ein unbeschädetes Überdauern älterer Formelemente nicht gestattete. Mit dem Rückschmelzen

der Gletscher zu den Talschlüssen hin wurden die steilen Felswände der Trogtäler sukzessive eisfrei und unterlagen in der Folge den kaltklimatischen Verwitterungsbedingungen. Die kryoklastische Gesteinsverwitterung wurde durch die Druckentlastung vermutlich begünstigt. Die Haldenentwicklung verlief im Postglazial nicht kontinuierlich. In Abhängigkeit von den klimatischen Rahmenbedingungen wechselten Wachstums- und Ruhephasen einander ab. Kurz nach der Deglaziation dürften die frostklimatischen Voraussetzungen der subaerischen Wandverwitterung besonders günstig gewesen sein. Die beachtlichen Abmessungen, der hohe, vor allem aus der subkutanen Verwitterung des Sturzschuttes resultierende Feinmaterialgehalt sowie die Vegetationsbedeckung lassen bei vielen Sturzschutthalde auf ein recht hohes Alter schließen. Nach Ausweis der Feldforschungen sind in den Abisko-Bergen gegenwärtig aktive und inaktive Sturzschutthalde anzutreffen. Als „aktiv“ sind diejenigen Halde anzusehen, die gegenwärtig noch mit Sturzschutt aus den Halderückwänden versorgt werden. Sie sind durch einen fehlenden oder sehr geringen Vegetationsbesatz und eine äußerst labile Schuttlagerung gekennzeichnet. Dabei handelt es sich oftmals um Sturzschutthalde in der Umgebung abschmelzender Gletscher oder langfristiger Schneeflecken, deren Schmelzwasser die kryoklastische Gesteinsverwitterung begünstigt. Viele Sturzschutthalde weisen auffällige „Überprägungserscheinungen“ auf, die sich von der Halde Spitze bis an den unteren Halderand erstrecken können.

Die steilen Schutthänge unterhalb der Felswände sind in den tiefen Trogtälern, insbesondere den Hochtälern im Südostteil der Abisko-Berge, sowie am Steilabfall des Glintrandes oftmals durch Lawinenbahnen und Murgänge überprägt. An den Hängen oberhalb der Eisenbahnlinie Kiruna – Narvik zeugen Schneisen im Birkenwald von der zerstörerischen Wirkung der Lawinentätigkeit. Nach mehreren Unglücksfällen wurde ein Teil des Streckenabschnittes Abisko – Björkliden durch Tunnel und Lawinenverbauungen gesichert. Durch die Tätigkeit von Schneelawinen werden an den oberhalb der Waldgrenze gelegenen Steilhängen der Hochtäler u. a. Lawinenblockschuttungen (vgl. RAPP 1959, 1960) gebildet. Die Lawinen werden durch Schneeansammlungen in den häufig in Mulden und Rinnen gegliederten Felswänden ausgelöst, erodieren auf ihrem Weg hangabwärts das über dem Festgestein vorhandene Lockermaterial und akkumulieren das resultierende Gemisch aus Schnee und Lockersediment am Hangfuß, wo nach dem Abschmelzen des Schnees im Sommer die Schuttfracht als flache Hügelform im Talgrund übrig bleibt. Nach weiteren „schmutzigen“ Schneelawinen, bei denen der Felsuntergrund im Bereich der zumeist breiten Lawinenbahn vom Lockermaterial „gesäubert“ wird, entsteht schließlich im Laufe der Zeit eine zungen- oder fächerförmige, stein- und blockreiche Lockermaterial-Akkumulation im Tal, die sich weit über die Talsohle erstrecken kann. Außer den Schneelawinen, deren Auftreten eng an die Existenz einer in Mulden und Rinnen gegliederten, die Ansammlung größerer Schneemassen begünstigenden Felswand geknüpft ist, werden an verschiedenen Plätzen in den Abisko-Bergen gehäuft Naßschneelawinen ausgelöst, die seit Ende der 1970er Jahre aufgrund ihres erheblichen Gefahrenpotenzials für den Menschen (Eisenbahntrasse am Kaisepakte-Berg und am Njulla-Berg) besonders intensiv erforscht worden sind (vgl. u. a. NYBERG 1985). Die Naßschneelawinen werden durch eine Zunahme des Wassergehaltes in einer Schneeansammlung initiiert, bis ein Riß entsteht, vermutlich durch eine Schwächung der intergranulären Verbindungen infolge des Porenwasserdruckes und der Schneemetamorphose. Wasser wird durch die Schneeschmelze oder Regen bereitgestellt. Damit ein hoher Wassersättigungsgrad erreicht wird, muß die Drainage der Schneeansammlung eingeschränkt sein. Solche Verhältnisse sind bei einer raschen frühlommerlichen Erwärmung und Schneeschmelze vor allem in Bachbetten gegeben, die durch Schneeansammlungen verstopft sind, so dass sie das Schmelzwasser von den angrenzenden Hängen nicht aufnehmen können. Als Folge kommt es im Abflusssystem zum Abgang von Naßschneelawinen. Als Startzonen fungieren in den Abisko-Bergen zumeist kleine Bachläufe, die Gletscherkare, Mulden oder Ravinen an Berghängen entwässern. Die Naßschneelawinen können im Unterschied zu „normalen“ Schneelawinen auch auf sanft geböschten Hängen (< 10° Neigung) ausgelöst werden. Wichtigster Faktor für die Auslösung der Naßschneelawinen sind offenbar langfristige positive Lufttemperaturen zu Beginn der Schneeschmelze, eventuell in Verbindung mit Regen. Die Bewegung der Lawine erfolgt in einem Rutsch. Naßschnee und Gesteinsschutt können unterwegs in Gestalt von Uferwällen abgelagert werden. Der größte Teil des Naßschneelawinen-Materials wird jedoch am unteren Ende der Lawinenbahn in Wall- oder Fächerform akkumuliert. Alle aus den Abisko-Bergen bekannten Naßschneelawinen-Abgänge ereigneten sich während der Schneeschmelze zwischen Ende Mai und Juni.

Die Genese und Verbreitung von Muren ist nicht streng an ein Kaltklima geknüpft. Muren können auch in Warmklimaten ausgelöst werden, wenn bestimmte Voraussetzungen, insbesondere Starkregen oder ergiebige Regenfälle, erfüllt sind. In den Abisko-Bergen tritt der resultierende Formenschatz in Gestalt von Murgängen an den Steilhängen einiger Täler eindrucksvoll in Erscheinung, z. B. als Überprägung von Sturzschtthalden, was eine Berücksichtigung in der vorliegenden Studie rechtfertigt, selbst wenn er nicht durch frostdynamische Vorgänge gebildet worden ist. Murereignisse vollziehen sich in den Abisko-Bergen seltener als die Auslösung von Naßschneelawinen. Räumlich betrachtet ist ihre hangformende Wirkung allerdings häufig beachtlich, da Murströme zumeist vergesellschaftet vorkommen und dadurch größere Hangabschnitte überprägen. Die Murströme am Nissuntjärro-Westhang (> 200 Einzelexemplare) repräsentieren vermutlich die größte Ansammlung von Murgängen aus einem einzigen Ereignis in Nordeuropa. An den steilen Trogtalhängen der Amphibolitberge scheint die Auslösung von Muren besonders begünstigt zu sein. Das dortige Formeninventar und die Vegetationsbedeckung der Murgänge deuten auf die Auslösung größerer Muren im Zeitabstand von vielen Jahrzehnten oder Jahrhunderten, wobei die Ereignisse vornehmlich durch heftige Regenfälle im Sommer oder Herbst initiiert wurden (vgl. NYBERG 1985). Die alpinen Muren in den Abisko-Bergen lassen sich als rasche Bewegung eines stein- und blockreichen Schuttgemisches definieren, das als feuchte, lobenförmige Masse hangabwärts strömt, ausgelöst durch die Wasserübersättigung des Substrats als Folge extremer Regenfälle (Starkregen). Als erosiver Teil können bei Hangneigungen von 25-40° eine flache Rutschungsbahn oder eine Rinne entwickelt sein. Der akkumulative Formenschatz umfasst beidseits der Mulde Uferwälle aus steinig-blockigem Material, die am hangabwärtigen Ende in Gestalt von Steinloben mit dachziegelartig eingeregelten Grobkomponenten über einem zumeist feinmaterialreichen Kern enden. Obwohl die Muren im Gebiet zweifellos durch heftige Regenfälle ausgelöst wurden, darf nicht vergessen werden, dass auch die lokalen Standortfaktoren, wie z. B. Relief (Hangneigung, Exposition), Substrat (Körnung, Durchfeuchtung, eventuell Permafrost im Untergrund) und Vegetationsbedeckung des Hanges (Art und Dichte der Vegetation, Rhizosphäre) bei der Initiierung von Muren eine wichtige Rolle spielen. Diese internen Faktoren bestimmen die Hangstabilität und damit, ob eine Mure ausgelöst wird oder nicht, d. h. die Sensibilität des Hanges bei plötzlicher, heftiger Regenwasserzufuhr (Gefährdungspotenzial). Da die lokalen Standortfaktoren kleinräumig wechseln und daher selten bekannt sind, ist die Vorhersage von Murereignissen anhand einer Wetterprognose kaum möglich. Die Muren werden in aller Regel durch einen hohen Porenwasserdruck in der Lockermaterialdecke der Hänge ausgelöst. Die erste Bewegung vollzieht sich zumeist in Form eines Gleitvorganges. Das dazu erforderliche Wasser wird durch heftige, ergiebige Regenfälle bereitgestellt, vermutlich lokal ergänzt durch Schneeschmelzwasser sowie Schmelzwasser von abtauendem, eisreichem Permafrost im Untergrund (Plateau- und Gipfelblockfelder). Die Plätze mit Massendefizit befinden sich zumeist auf konkaven Hangsegmenten, auf denen Wasserzufluß und -abfluß gebündelt werden. Im Nissunvage-Tal transportierten einzelne Murströme bis zu 10 000 m³ Lockermaterial pro Tag (vgl. NYBERG 1985). Die morphologische Wirksamkeit dieser Art der Schuttverlagerung war im Nissunvage-Tal erheblich und dürfte, bezogen auf den beanspruchten Zeitraum, andere hangformende Prozesse, wie z. B. Sturzschtakkumulation und Gelisolifluktion, bei weitem übertroffen haben. Nach RAPP & NYBERG (1981b) stellt die Murbildung des Jahres 1979 im Nissunvage-Tal und dessen Umgebung ein wesentliches geomorphologisches und ökologisches Ereignis dar, das langfristige Folgen für die Reliefentwicklung im Gebiet hatte. Im Unterschied zu den Naßschneelawinen, die zwar häufig, stellenweise jedes Jahr, an denselben (bekannten) Lokalitäten, vorzugsweise in Bachbetten, niedergehen, läßt sich das Auftreten der in größeren Zeitintervallen ausgelösten Murgänge nicht kleinräumig eingrenzen. Zwar begünstigen bestimmte Wetterlagen (mit heftigen, ergiebigen Regenfällen) die Auslösung von Muren, doch kann der exakte „Schauplatz“ des Murereignisses nicht prognostiziert werden, was eine erhebliche Gefahr für Verkehr und Mensch impliziert.

An den zahlreichen, zumeist in höheren Leelagen zu den vorherrschenden westlichen Winden anzutreffenden langfristigen Schneeflecken sind verschiedene geomorphologische Prozesse wirksam, die unter der Bezeichnung „Nivation“ zusammengefasst werden. Das Prozeßgefüge aus Gesteinsverwitterung, Gelisolifluktion, Ablation, Kongeliturbanation, Sturzdenudation sowie Schnee- und Eisdruck führt im Laufe der Zeit oftmals zur Ausbildung eines charakteristischen „niveogenen“ Formenschatzes. Dazu zählen u. a. Nivationswannen und -nischen. Allerdings ist nicht immer klar, ob die schneegefüllte Hohlform tatsächlich

durch Nivationsprozesse gebildet worden ist oder eine präexistente Hohlform mit andersartiger Genese repräsentiert, die nur die Ansammlung eines langfristigen Schneeflecks begünstigt hat. Am Grunde der Nivationsmulden haben sich, sofern Feinmaterial vorhanden ist, stellenweise Pflasterböden als Erscheinungen der Schuttglättung entwickelt. Alle Nivationswannen und Nivationsnischen sind im Lockermaterial (Blockschutt, Moräne, Glazifluvium) entwickelt. Die Nivationsnischen sind zumeist lehnsesselförmig in den Hang eingelassen. Die Nivationsnischen am oberen Rande von Steinschlagrinnen (z. B. Tjåmuhas-Steilabfall zum Passtal) und Tälern (z. B. Nissunjäkka-Canyon) wurden wahrscheinlich präweichseleiszeitlich im Festgestein angelegt (vgl. RAPP 1985a, 1986). Von der gesteigerten Wirksamkeit der kryoklastischen Gesteinsverwitterung am Rande der Schneeflecken, begünstigt durch das lokal erhöhte und längerfristige Feuchtigkeitsangebot während der Schneeschmelze, zeugt u. a. die große Anzahl scharfkantiger Steine und Blöcke, die vor allem in den hoch gelegenen Plateau- und Gipfelblockfeldern „frische“ flechtenfreie Bruchflächen aufweisen. Der Schutt ist dort zudem oftmals kleinstückiger als in der Umgebung. Es bestehen keine Zweifel, dass die frostmechanische Gesteinszerlegung am Rande der Schneeflecken im Vergleich zur schneefreien Umgebung eine Intensivierung erfährt (vgl. Langzeitbeobachtungen in MEIER 1996, 2020 auf der nordnorwegischen Varanger-Halbinsel). Das von der Gesteinsverwitterung bereit gestellte Material wird im geböschten Gelände durch gelisolifluidale und abluale Prozesse hangabwärts verlagert, wie der korrele Formenschatz aus loben- und stufenförmigen Gelisolifluktionsschuttkörpern bzw. Spülflächen und -rinnen an den Hängen ausweist. Als besonders förderlich für die Mobilität ist der im Umkreis der langfristigen Schneeflecken lange erhaltene oberflächennahe Frostboden anzusehen, der als Wasserstauer fungiert, ein Versickern des am Schneefleck freigesetzten Schmelzwassers verhindert, und dadurch eine Durchtränkung des oberflächennahen Substrats zur Folge hat. Die Formung an den langfristigen Schneeflecken in den Abisko-Bergen ergibt sich aus dem Zusammenspiel verschiedener Einzelprozesse. Ihre besondere Wirksamkeit ergibt sich hauptsächlich aus der Konzentration der Prozesse auf engem Raum und dem Umstand, dass die geomorphologischen Prozesse an den langfristigen Schneeflecken besonders lange, nämlich bis weit in den Sommer oder Herbst stattfinden, während die Morphodynamik in der schneefreien Umgebung langsamer abläuft oder gar ruht (vgl. u. a. NYBERG 1991). Den Feldbefunden zufolge besteht an den langfristigen Schneeflecken ein zeitliches und räumliches Kontinuum der Massenbewegungen und -transporte von Frühjahr bis Herbst. Mit Einsetzen der Ablationsperiode im Mai / Juni wird an den Schneeflecken vor allem die Abspülung aktiv; Schmelzwasser gelangt von den Rückwänden oder -hängen der Mulden an die Sohle der Schneeflecken und kann, sofern der Schneefleck nicht am Untergrund angefroren ist, subnival abfließen. Die Gefronnis in den rückwärtigen Felswänden oder Steilhängen beginnt sich aufzulösen; neu gebildeter Sturzschutt stürzt ab oder wird abgespült und kann bei geeigneter Neigung und Schneehärte zum unteren Schneefleckrand wandern. Die Auflösung des interstitiellen Eises sowie die fortgesetzte Schmelzwasserzufuhr vom nahe gelegenen Schneefleckrand bewirken eine starke Durchfeuchtung des Bodens, die gelisolifluidale Massenbewegungen vom Typ des Durchtränkungsfließens initiiert. Mit Fortschreiten der Ablationsperiode verliert die Schuttverlagerung an der Schneefleckoberfläche an Bedeutung, da sich die Menge des angelieferten Materials verringert und sich der Abstand zum Rückhang vergrößert, so dass der Sturzschutt die Schneefleckoberfläche nicht mehr erreicht. Im weiteren Verlauf des Sommers taut der Boden ganz auf, wodurch sich die Bodenfeuchte sukzessive verringert. Nivationsformen entwickeln sich in den Abisko-Bergen gegenwärtig nur langsam. Deutlich ausgeprägte Nivationsnischen sind daher selten mit Ausnahme von Formen, die sich über lange Zeiträume entwickeln konnten und in Schutzlagen sogar pleistozäne Inlandeisbedeckungen überdauern konnten. Die rezenten Verwitterungsbeträge an den Felswänden sind gering (vgl. NYBERG 1991) und schließen eine Neubildung und rasche Weiterentwicklung präexistenter Nivationsnischen im Festgestein aus.

Die flachen bis mäßig steilen, lockermaterialbedeckten Hänge oberhalb der Waldgrenze sind in den Abisko-Bergen weithin von Erscheinungen der Gelisolifluktion geprägt. Sie stellen die am weitesten verbreiteten Periglaziärphänomene im Gebiet dar. Ihr Formeninventar nimmt einen erheblichen Teil der Landoberfläche abseits der Felsflächen und feinmaterialarmen Blockfelder ein. Die sich unter maßgeblicher Beteiligung frostdynamischer Vorgänge vollziehenden, langsamen, klinotropen, laminar-turbulenten Massenbewegungen zeichnen sich durch eine tiefenwärts abnehmende Bewegungsintensität aus. Außer den Erscheinungen der amorphen, nicht formgebenden Gelisolifluktion sind in den Abisko-Bergen die typischen

Formen der differenzierten Gelifluktion entwickelt, die mit und ohne Vegetationsbedeckung vorliegen. Außer durch flächenhaft wirksame Massenbewegungen und deren Formenschatz in Gestalt von Zungen-, Loben- und Stufenformen mit unterschiedlich dichter oder fehlender Vegetationsbedeckung macht sich die Gelifluktion durch Einzelercheinungen wie Wander- und Bremsblöcke bemerkbar. Die amorphe Gelifluktion tritt als Fließerde- oder Wanderschuttdecken mit glatter oder unregelmäßig bucklig-wulstiger Oberfläche in Erscheinung. Die Fließerdedecken unterscheiden sich von den Wanderschuttdecken vor allem durch ihren höheren Feinmaterialgehalt und, dadurch begünstigt, ihren zumeist dichteren Vegetationsbesatz; gemeinsam ist beiden die vorherrschende Einregelung der Grobkomponenten mit ihren Längsachsen in Gefällsrichtung. Da die Oberflächen der Fließerdedecken oftmals glatt und vegetationsbedeckt sind, ist ihre Identifizierung ohne Grabungsbefund häufig problematisch, was eine Abschätzung der gelifluktuellen überprägten Landoberflächen erschwert. Die differenzierte Gelifluktion erzeugt in der Fließerde und im Wanderschutt häufig einen vielgestaltigen Kleinformenschatz. Auf engstem Raum finden sich Strukturen unterschiedlicher Gestalt und Größe, die sich nicht selten überlagern und ineinander übergehen. Dabei dominieren lappen- und stufenförmige Formen, die sich stark vereinfacht unter Berücksichtigung ihrer Vegetationsbedeckung als „Rasenloben und -stufen“ sowie „Schuttloben und -stufen“ zusammenfassen lassen.

RIDEFELT, BOELHOUWERS & ETZELMÜLLER (2011) haben im Nordwestteil der Abisko-Berge an 7 Lokalitäten im Zeitraum 2004-2008 die Bewegungsraten an Formen der differenzierten Gelifluktion und in deren formfreier Umgebung gemessen und wichtige, für die Gelifluktion relevante Milieufaktoren erfasst. Die Studien belegen, dass die Umweltfaktoren und deren Verknüpfung untereinander in Abhängigkeit von den lokalen Standortfaktoren unterschiedlich wirksam sind. Selbst wo kein gelifluktueller Formenschatz existierte, konnte aktive Gelifluktion nachgewiesen werden. Die Stoffumsätze an den Hängen waren dort am größten, wo keine Formen ausgeprägt waren. Dies bestätigt, dass sich der Anteil der Gelifluktion an der Landschaftsentwicklung nicht am gelifluktuellen Formenschatz allein ablesen läßt. Die skandinavischen Autoren kommen zur Schlussfolgerung, dass die Gebiete ohne Gelifluktionsformen möglicherweise größere Sedimentmengen umlagern als jene, in denen ein gelifluktueller Formenschatz entwickelt ist, und dass die Gelifluktion im Westabschnitt des nordwestlichen Teiles der Abisko-Berge aufgrund des größeren Feuchtigkeitsangebotes infolge der höheren Niederschläge die Landschaftsentwicklung am stärksten beeinflusst. Eigene Feldstudien in den südöstlichen Abisko-Bergen lassen auf eine geringere Wirksamkeit der gelifluktuellen Morphodynamik im Vergleich zum Nordwestteil schließen. Allerdings beschränken sich die Beobachtungen auf die zumeist recht gut erkennbaren Erscheinungen der differenzierten Gelifluktion, die vor allem an Nord- und Nordost-exponierten Hängen unterhalb langfristiger Schneeflecken in Leelagen zu den vorherrschenden Winden aus westlichen Richtungen oberhalb der Waldgrenze anzutreffen sind, wobei feinmaterialreiche, stark durchfeuchtete Unterhänge bevorzugt werden. Die Bodenfeuchte ist für das Vorkommen gelifluktueller Massenbewegungen offenbar eine wichtige Voraussetzung (limitierender Faktor), doch werden die Differenzierungsvorgänge hauptsächlich durch die Standortfaktoren Feinmaterialgehalt und Frostempfindlichkeit des Bodens, Hangneigung und Vegetationsbedeckung des Hanges kontrolliert.

Stichpunktartige Grabungen im Frontbereich mehrerer Rasenloben in Unterhanglagen am Pallentjåkka deuten an, dass sich die gelifluktuellen Massenbewegungen langsam und oftmals in Phasen vollziehen. Aktivitätsphasen werden von Stillstandsphasen abgelöst. Wie die an der Basis der Loben vorgefundenen, hangabwärts ziehenden humosen Horizonte und Humusbänder ausweisen, erfolgt die Bewegung als ein langsames Überwälzen des Untergrundes, wobei die Vegetationsdecke im Frontbereich zumeist nicht zerstört wird. Es wurden bis zu 4 verschiedene Humuslagen beobachtet, die übereinander in die Schuttkörper zurückgreifen und verschiedene Aktivitätsphasen in der Vergangenheit indizieren. Aus dem Kärkevegge-Tal am Nordwestrand der Abisko-Berge liegt eine 56 Jahre lange, komplette Meßreihe (1952-2008) zur gelifluktuellen Massenbewegung in Lobenformen vor (vgl. u. a. RIDEFELT, ÅKERMAN et al. 2009). Die Gesamtheit der Daten belegt aktive gelifluktuellen Massenbewegungen mit mittleren jährlichen Geschwindigkeiten von 0,4-10,1 cm im oberflächennahen Substrat der Loben. Die langjährigen Messungen und Beobachtungen stellen wahrscheinlich die weltweit längste lückenlose Aufzeichnungsreihe zur gelifluktuellen Morphodynamik dar. Das im Hangmaßstab erhobene Material erlaubt allerdings keine Rückschlüsse auf die regionale Variabilität der gelifluktuellen Massenbewegungen in den Abisko-Bergen.

Frostmusterböden sind in den Abisko-Bergen als Formen mit (Strukturböden) und ohne (Texturböden) frostdynamische Materialsortierung entwickelt. Sie treten in großer Formenvielfalt und in unterschiedlichen Entwicklungsstadien (aktiv, inaktiv, fossil) in Erscheinung. Aus dem reichhaltigen Formeninventar verdienen die morphogenetisch strikt an die Existenz von Permafrostboden geknüpften Erscheinungen besondere Beachtung, da sie sich als geomorphologische Permafrostindikatoren verwenden lassen und ihre Morphodynamik (Aggradation, Degradation) klimagesteuert ist. Am besten erforscht sind die Segregationeis- und Injektionseishügel, die sich durch eine hohe Sensitivität gegenüber Klimaschwankungen und -veränderungen auszeichnen. Ihr Entwicklungsgang konnte über mehrere Jahrzehnte verfolgt und mit Klimatendenzen (Temperatur- und Niederschlagsregime) im Gebiet verglichen werden. Es können Palsas, pingoähnliche Hügel und mehrjährige Frostblisters unterschieden werden, die sich durch ihren Bauplan, ihre Morphogenese und ihre Anforderungen an die physiogeographischen Standortfaktoren unterscheiden.

Bei den Palsas handelt es sich um Torfhügel, -wälle und -plateaus mit einem Kern aus gefrorenem Torf und / oder Mineralboden, die sich in den Mooren im subarktischen Birkenwald am Torneträsk bis zu 3,5 m hoch über die umgebende Mooroberfläche erheben. Die Hügelbildung beruht auf der Anreicherung von Segregationeislamellen, -linsen und -schichten im gefrorenen Hügelkern, der durch die im Sommer thermisch isolierende Torfdecke vor dem Auftauen geschützt wird. Bei höhenwärts abnehmender Sommerwärme können in einigen Hochtälern (z. B. Nissunvagge, Pallenvagge) auch Palsas mit dünnerer Torfdecke überdauern. Bei der Verwendung der Palsas als morphologische Permafrostindikatoren ist zu berücksichtigen, dass die Palsas einen zyklischen Entwicklungskreislauf aufweisen. Das Vorkommen einiger weniger stark degradierender Palsas in einem begrenzten Moorareal muß nicht zwangsläufig klimainduziert sein; die Degradation kann auch ein natürliches Glied in der zyklischen Individualentwicklung der Palsas repräsentieren. Dies dürfte vor allem dann der Fall sein, wenn die Degradationsformen in enger räumlicher Vergesellschaftung mit Aggradationsformen, insbesondere embryonalen Palsas, auftreten. ÅKERMAN & JOHANSSON (2008) und JOHANSSON, ÅKERMAN et al. (2008) haben die Reaktion der Palsas auf den anhand des Datenmaterials der Wetterstationen im Torneträsk-Catchment nachweisbaren Klimawandel durch Messungen der saisonalen Auftautiefen und Mächtigkeiten der Permafrostkörper in 9 Mooren entlang eines West-Ost-Transekts (Katterjåkk – Bergfors) im Zeitraum 1978-2006 ermittelt. Demnach sind die Permafrostmächtigkeiten schneedeckenabhängig, gekennzeichnet durch geringe Tiefen bei großer, thermisch isolierender Schneemächtigkeit (Katterjåkk) und große Tiefen bei dünner winterlicher Schneedecke (Abisko). Die mittleren saisonalen Auftautiefen vergrößerten sich im Meßzeitraum an allen Lokalitäten. An den westlichsten und östlichsten Meßstellen war ab 1997 eine besonders deutliche Zunahme der Auftautiefen zu verzeichnen, wobei der ursprünglich ca. 2 m mächtige Permafrostkörper bei Katterjåkk fast ganz abtaute. Die Mächtigkeit der Auftauschicht läßt sich mit den mittleren Sommertemperaturen der Luft (Juni – August) korrelieren, wobei die Verknüpfung mit den mittleren Wärmesummen der Monate Mai bis September noch enger ist. Eine vergleichbare, klimainduzierte Zunahme der sommerlichen Auftautiefen in Palsahügeln beschreibt auch MEIER (2015) für den Zeitraum 1981-2011 aus 25 Palsamooren in der norwegischen Provinz Finnmark. Eine weitere Zunahme der Auftautiefen und das Abtauen eisreichen Permafrostbodens mit anschließender Thermokarstbildung infolge der prognostizierten Temperaturerhöhung in naher Zukunft hätte weitreichende Folgen für die hydrologischen Verhältnisse, Energiebilanz und Nährstoffversorgung in den Mooren am Torneträsk. Es ist u. a. mit einer Veränderung in der Zusammensetzung der Moorvegetation infolge des größeren Feuchtigkeitsangebotes sowie einem erhöhten Ausstoß des Treibhausgases Methan zu rechnen.

Die Injektionseishügel reagieren aufgrund ihres deutlich höheren Eisgehaltes sensitiver und rascher auf Klimaveränderungen als die Segregationeis enthaltenden Palsahügel. Ihre Morphogenese ist im Unterschied zu derjenigen der Palsas am Torneträsk nicht unmittelbar an die Existenz einer mächtigen Torfdecke geknüpft. Während die Mehrzahl der Frostblisters torfbedeckt ist (es wurden auch torffreie Exemplare beobachtet), fehlt der größeren pingoähnlichen Hügelvariante weithin eine thermisch isolierende Torfdecke. Die Verbreitung beider Hügelvarianten beschränkt sich auf die höheren Lagen der Abisko-Berge, vorzugsweise lockermaterialbedeckte Becken- und Talböden mit Wasserzuzug von den angrenzenden Talhängen (Hangfußlage nahe Fließgewässer). Die Entstehung der Frostblisters beruht primär auf einer Injektionseisbildung im Torf und / oder Mineralboden. Die unter hydrostatischem und kryostatischem Druck gebildeten

Injektionseiskörper und resultierenden Hügelformen zeichnen sich in Abhängigkeit von der Beschaffenheit und Mächtigkeit der Deckschicht und den klimatischen Standortbedingungen durch eine Bestandsdauer von einer Wintersaison bis zu mehreren Jahrzehnten aus. Die Frostblister sind daher keine Permafrostindikatoren *senso strictu*, obwohl ihre Verbreitung zumeist eng an das Vorkommen von Permafrost im Untergrund geknüpft sein dürfte und es sich bei der Mehrzahl der Hügel um perennierende Formen handelt (vgl. MEIER 2015). Die größeren pingoähnlichen Hügel haben sich ebenfalls primär durch eine Injektionseisbildung im Lockersediment entwickelt, doch hat stellenweise offenbar eine sekundäre Eissegregation in Gestalt von Eislinsen über den Blankeiskernen stattgefunden. Bei mehreren am Fuße hoher Steilhänge gelegenen Hügeln dürfte die Wasserversorgung nicht durch ein nahes Fließgewässer, sondern unterirdisch in größerer Tiefe erfolgt sein, wobei der Wasserdruck wahrscheinlich artesisch erzeugt worden ist. Hier zeigen sich Gemeinsamkeiten mit der Morphogenese „Offener System“-Pingos. Einige von minerogenen Wällen umgebene Teiche mit muldenförmig in den Untergrund eingelassenen Wasserkörpern (Ringwallseen) deuten auf ein ehemals größeres Verbreitungsgebiet dieses Hügeltyps in den Abisko-Bergen. Die Ringwallseen repräsentieren fortgeschrittene Zerfallsstadien dieser Hügelvariante; sie können jedoch viele Jahrzehnte lang überdauern und unterscheiden sich darin deutlich von den kleinen, kurzlebigen Thermokarstteichen der Frostblister. Die vorgestellten Permafrosthügeltypen (Palsas, mehrjährige Frostblister, pingoähnliche Hügel) lassen seit Beginn der 1990er Jahre einen auffälligen Degradationstrend erkennen, verbunden mit einer verringerten Anlage neuer, embryonaler Hügel. Die embryonalen Palsas und Frostblister überdauern zumeist nur einen Winter; neue pingoähnliche Hügel werden offenbar nicht angelegt. In Nordnorwegen sind die wenigen torffreien Segregationseishügel („Mineralbodenpalsas“ bzw. Lithalsas bei Karlebotn am inneren Varangerfjord sowie im Corgosjokka-Becken auf der Finnmarksvidda) im Laufe der letzten 30 Jahre vollständig kollabiert. Die minerogenen Permafrosthügel bei Tavvavuoma und Kätikjärvi im kältesten Gebiet Schwedens abseits der Skanden unterliegen ebenfalls einem raschen Zerfall als Folge der fortschreitenden Temperaturerhöhung im Zuge des aktuellen Klimawandels.

Außer den Permafrosthügeln mit perennierend gefrorenen, eishaltigen Kernen aus Torf und / oder Mineralboden sind in den höheren Lagen der Abisko-Berge auch Eiskeilpolygone anzutreffen, deren Anlage und Entwicklung streng an die Existenz eines (kontinuierlichen) Permafrostbodens geknüpft ist. Grabungen in Eiskeilpolygonen am Njulla-Berg (ca. 750 m ü. M., vgl. SEMMEL 1969) und auf den Talböden von Nissunvagge (ca. 945 m ü. M.) und Pallenvagge (ca. 1000 m ü. M.) belegen indessen, dass es sich um „fossile“ Eiskeilnetze handelt, bei denen die in den Spalten ehemals vorhandenen keilförmigen Bodeneiskörper abgeschmolzen und die dadurch entstandenen Hohlräume durch minerogene Sedimente aufgefüllt worden sind (Eiskeilpseudomorphosen). Die polygonalen Muster indizieren somit keine aktuellen, sondern ehemalige Permafrostvorkommen. Ihre Altersstellung läßt sich nur grob eingrenzen. Da die polygonalen Netzwerke in moränischen und glazifluvialen Sedimenten aus der Weichsel-Eiszeit entwickelt sind, müssen sie nach deren Ablagerung entstanden sein, d. h. nach der Deglaziation des Gebietes. Die aufgegrabenen Eiskeilpseudomorphosen weisen erheblich geringere Abmessungen auf als die „fossilen Eiskeile“ an der nordnorwegischen Finnmarksküste, die mit wenigen Ausnahmen aus der Fossilisierung jungdryaszeitlicher Eiskeile resultieren (vgl. u. a. MEIER 1996, 2020). Die geringeren Abmessungen der minerogenen Keilfüllungen im Vergleich zu den nordnorwegischen fossilen Eiskeilen könnten auf eine Eiskeilentwicklung nach der jüngeren Dryaszeit weisen, als die klimatischen Voraussetzungen für die Entwicklung von Eiskeilpolygonen nur an wenigen windexponierten, schneearmen und daher kälteausgesetzten Plätzen in den Abisko-Bergen erfüllt waren (vgl. subrezente Eiskeilnetze im Puolejokk-Gebiet in Padjelanta; RAPP & CLARK 1971, WESTIN 2000).

Außer den morphogenetisch strikt mit der Existenz von Permafrostboden verknüpften und daher als Indikatoren rezenter oder ehemaligen Permafrostbodens verwendbaren Hügelformen und Polygonmustern sind in den Abisko-Bergen Frostmusterböden entwickelt, die sowohl unter einem strengen saisonalen Frostregime als auch unter Permafrostbedingungen entstehen können. Dazu zählen Kleinhügelbildungen aus Torf (Pounus) oder Mineralboden (Thufur), Kahlstellen aus Feinerde in einer ansonsten geschlossenen, niedrigen Vegetationsdecke (Mudpits) sowie die durch eine frostdynamische Größensortierung des Mineralbodens gebildeten Strukturboden-Varianten. Bei den Pounus handelt es sich um bis zu 1 m hohe Torfbülten in Moorarealen, die zumeist vergesellschaftet auftreten, u. a. in den Palsamooren am Torneträsk, wo sie

vorzugsweise die flachgründigen Randbereiche besetzen. Von jungen, kleinen (embryonalen) Palsas unterscheiden sie sich durch ihre steileren Flanken und ihre andersartige Vegetationsbedeckung. In größeren Pounus können Reste des winterlichen Frostbodens aufgrund der mächtigeren thermisch isolierten Torfdecke kühle Sommer überdauern. Die Morphogenese der Pounus ist trotz ihrer weiten Verbreitung in den nordfennoskandischen Mooren unklar. Die Aufwölbung der Torflagen im Inneren größerer Pounus weist auf die Mitwirkung frostdynamischer Vorgänge bei der Pounuentwicklung. Wahrscheinlich wird die Pounuentwicklung durch biologische Vorgänge ausgelöst. Grundlage der Pounuentwicklung ist offenbar eine differenzierte Vegetationsentwicklung und Torfanhäufung im Moor im Gefolge unterschiedlicher Schneebedeckung und Frosteindringtiefen. Nach Anlage der primären flachen Hügelform wird das Hügelwachstum vermutlich durch frostdynamische Vorgänge, wie z. B. eine winterliche Anreicherung von Poreneis und kleinen Eislinsen, beschleunigt. Die Gestalt der Pounus bleibt nach dem Auftauen des Winterfrostbodens in aller Regel erhalten. Auf Flächen mit einer geringen Torfmächtigkeit existieren Torfhügel mit einem Mineralbodenkern, die Übergangsformen zwischen Pounus und Thufur repräsentieren. Die minerogenen Straten sind häufig frostdynamisch deformiert. Die Sedimentstrukturen deuten auf die Einwirkung von seitlichem, kryostatischem Druck, der auch bei der Entwicklung der Thufur eine wichtige Rolle spielt.

Die Thufur ähneln den Pounus in Gestalt und Abmessungen, besetzen aber weniger feuchte Standorte und sind zumeist von einer Grasvegetation bedeckt. Die Formenausprägung wird vornehmlich von den Standortverhältnissen, insbesondere der Bodenfeuchte, Körnung des Mineralbodens, Hangneigung und Vegetationsbedeckung kontrolliert. Die Verbreitung der Thufur erstreckt sich von den Tieflagen am Torneträsk bis in die Becken und Hochtäler weit oberhalb der Waldgrenze. Die frostklimatischen Voraussetzungen der Thufaentwicklung sind offensichtlich in allen Höhenlagen der Abisko-Berge erfüllt, d. h. das Verbreitungsmuster der Erdbülten wird durch aklimatische Faktoren, wie das Vorhandensein von feinkörnigen, frostempfindlichen Lockersedimenten und der Existenz einer geschlossenen, niedrigen, von Gräsern dominierten Vegetationsdecke. Die formschärfsten, größten, zumeist dichtständig angeordneten Thufur sind auf homogenen, pelitreichen, wasserhaltigen Feinsubstraten entwickelt. Grabungsbefunden zufolge handelt es sich bei den Hügeln um Aufbeulungen der oberflächennahen Sedimentlagen. Die Aufwölbung der Sedimentlagen klingt in 50-100 cm Bodentiefe ab. Anstelle einer gleichmäßigen Aufwölbung der Substratlagen wurden in einigen Thufur kryoturbar verwürgte oder zerrissene Sedimentstraten angetroffen. Da die Aufwölbung der Straten auch nach dem Schwinden der winterlichen Bodengefrorenis Bestand hat aber keine Hohlräume in den Thufakörpern als Resultat von eventuell ausgeschmolzenem Bodeneis gefunden wurden, muß in den Thufur während des Gefriervorganges eine Zunahme der Feinmaterialmenge erfolgt sein. Die Lageveränderungen und die Anordnung der dislozierten Substratpartien lassen vermuten, dass die Bodenaufwölbung am Platze der Thufur vornehmlich das Ergebnis einer Feinmaterialzufuhr aus den Bereichen zwischen den Erdbülten ist. Da die verschiedenen Sedimentlagen im Büldenbereich nicht immer gleichmäßig aufgewölbt sind, sondern sehr unregelmäßig verwürgt oder gar zerrissen sind, dürfte auch seitlich gerichteter kryostatischer Druck bei der Thufabildung eine wichtige Rolle spielen (vgl. u. a. SCHUNKE & ZOLTAI 1988). Die Thufabildung vollzieht sich im Allgemeinen so langsam, dass die geschlossene, als Erosionsschutz fungierende Vegetationsdecke nicht aufplatzt. Wird diese verletzt oder zerstört, unterliegen die Thufur rasch dem Zerfall. Thufur können sich bei günstigen Standortbedingungen, etwa auf aufgelassenen Wiesenflächen, im Laufe von wenigen Jahrzehnten entwickeln (vgl. MEIER 1996).

Als weiterer Texturboden-Typ sind auf manchen Verebnungen und sanft geböschten Hängen oberhalb der Waldgrenze in einer ansonsten geschlossenen Gras- oder Zwergstrauch-Vegetation auffällige Kahlstellen zu finden, die bei dichter Anordnung der Landoberfläche ein geflecktes Aussehen verleihen („Flecken-tundra“). An der Oberfläche dieser Mudpits tritt feinkörniges, schluffig-sandiges Lockermaterial zutage. Die zumeist durch eine scharfe Randbegrenzung gekennzeichneten Mudpits sind rund (Durchmesser wenige Dezimeter) und im geböschten Gelände häufig gestreckt. Die Mudpitoberflächen können durch Risse oder schmale Spalten gegliedert sein, an denen „frisches“ Feinmaterial aufdringt. Sie sind im Sommer nahezu eben, im Winter durch Poreneis und kleine Eislinsen aufgetrieben. Die Verbreitung der Mudpits konzentriert sich auf wind- und kalteexponierte, feinmaterialreiche Plätze, wie Moränenkuppen, Terrassenränder und Sattellagen. Sie sind in den Abisko-Bergen sowohl an Plätzen mit tiefgründigem, saisonalem Frost-

boden als auch in der sommerlichen Auftauschicht über Permafrostboden (z. B. auf dem größeren Permafrosthügel auf der Rakkaslako III-Verebnung) entwickelt. Die Mudpitentwicklung wird offensichtlich durch eine punktuelle Beschädigung der Vegetationsdecke, etwa in Folge von Frosteinwirkung, Nadeleisbildung, Viehtritt (Rentiere) eingeleitet, doch ist der Mechanismus für die diapirartige Aufpressung von Feinmaterial aus dem Untergrund an die Bodenoberfläche oder aus der Mudpitumgebung in den Mudpitkessel kaum bekannt. Nach WATANABE, MATSUOKA, CHRISTIANSEN & CABLE (2017) wird die Mudpitentwicklung in erster Linie durch die Körnungsverhältnisse der Lockersedimente, die Feuchteverhältnisse und die daraus resultierende Segregationseisbildung gesteuert. Vermutlich werden die diapirartigen Materialaufpressungen durch eine Erhöhung des Bodenwasserdruckes hervorgerufen, bedingt durch das Schmelzen von Eislinsen im winterlichen Frostboden. Bei der in Gefällsrichtung gestreckten Formvariante werden diese Prozesse durch eine hangabwärts gerichtete gelisolifluidale Massenbewegung überlagert. Die in den Abisko-Bergen angetroffenen Mudpits liegen in unterschiedlichen Aktivitätsstadien vor. Die Oberflächen der aktiven, in intensiver Weiterbildung begriffenen Formen sind völlig vegetationsfrei. Andere Mudpits sind von einer Pioniervegetation aus Krustenflechten, Moosen und Gräsern oder einem Panzer aus kleinen, flechtenbedeckten Steinchen bedeckt. Ist das Feinmaterial zwischen den Steinchen trocken und schorfig, dürfte es sich um einen inaktiven Mudpit handeln. Kleine, feuchte Flächen aus „frisch“ aufgepresstem Feinmaterial zwischen den Steinchen weisen hingegen auf jüngst abgelaufene frostdynamische Vorgänge und kennzeichnen den Mudpit als teilaktiv oder reaktivierte Form. Ein auffällig „gekräuselter“ Mikrorelief an der feinkörnigen Mudpitoberfläche entsteht hingegen durch Nadeleiseinwirkung unabhängig von der eigentlichen Mudpitentwicklung und läßt sich als Sekundärererscheinung nicht als Aktivitätsindikator verwenden.

Die durch eine frostdynamisch bedingte Trennung von Fein- und Grobmaterial gekennzeichneten Strukturböden sind auf den lockermaterialbedeckten, vegetationsfreien, ebenen bis mäßig geböschten Geländepartien in großer Formenvielfalt verbreitet, wobei Feinmaterialinseln, Steinpolygone und Steinstreifen dominieren, die sich zumeist zu größeren Feldern zusammenschließen. Im Birkenwald und in der unteralpinen Vegetationsstufe wird die Strukturbodenentwicklung durch die weithin geschlossene Vegetationsdecke und deren Rhizosphäre behindert; in den Hochlagen bildet der Mangel an frostempfindlichem Feinmaterial den limitierenden Faktor der Strukturbodengenese. Verbreitungsschwerpunkte aktiver Formen bilden feinmaterialreiche Plätze innerhalb der flachwelligen Blockschuttfelder (Frostschuttstufe), doch sind aktiv in Bildung begriffene Strukturböden auch inselhaft an vegetationsfreien Plätzen im Birkenwald und in der unteralpinen Stufe (periodisch trockenfallende Bach- und Seeuferbereiche, die kein Pflanzenwachstum gestatten) anzutreffen. Das Vorkommen aktiver Formen an derartigen Plätzen belegt, dass die frostklimatischen Voraussetzungen der Strukturbodenentwicklung auch in den tieferen Lagen der Abisko-Berge erfüllt sind. Die Mehrzahl der dortigen Formen ist jedoch inaktiv, wie die von einer dichten Pflanzendecke überzogenen Feinmaterialbereiche und die dicht mit Krustenflechten bedeckten, offensichtlich immobilen Steine und Blöcke ausweisen. Das Verbreitungsgebiet der Strukturböden wird weniger durch die frostklimatischen als durch die edaphisch-hydrologischen Faktoren (gut durchfeuchtete, schlecht sortierte, pelithaltige Lockersubstrate) und die Vegetationsverteilung bestimmt. Bei den in allochthonen Sedimenten (Moräne, Glazifluvium, Kolluvium) entwickelten Strukturböden handelt es sich zumeist um „schwebende“ Formen, deren Grobkomponenten schalen- oder taschenförmig in feineres Material eingesenkt sind. In den aktiven „extrazonalen“ Strukturböden am Grunde trockengefallener Teiche ist in den noch stark durchfeuchteten und somit hochgradig mobilen Substraten stellenweise ein Übergang von Steininseln zu Steinpolygonen zu beobachten. Im autochthonen Verwitterungsschutt der Plateaublockfelder wurden sowohl „schwebende“ als auch „sohlenständige“ Strukturböden angetroffen. Das Grobmaterial der Steinrahmen erstreckt sich bei der zuletzt genannten Variante säulenförmig in die Tiefe, vermutlich bis zum verwitterten Fels im Untergrund. Die formbildenden Sortierungsvorgänge bei der Strukturbodengenese werden offensichtlich durch eine differenzierte Frosthebung im Substrat initiiert. Die Verlagerung von Grobmaterial an den Rand und von Feinmaterial ins Zentrum des Strukturbodens könnte durch eine unterschiedliche Tiefenerstreckung der vorrückenden Gefrierfront verursacht werden, wobei die Grobkomponenten im rechten Winkel zur Gefrierfront auffrieren und das Feinmaterial vor der Gefrierfront in die Bereiche mit langsamer, weniger tief reichender Gefronnis wandert. Einmal in Gang gesetzt, ist dieser Prozeß ein Selbstläufer (vgl. u. a.

BALLANTYNE 2018). Die Ausprägung der verschiedenen Strukturbodenvarianten dürfte vornehmlich aus den standörtlich wechselnden Substrateigenschaften, insbesondere der Körnung und Durchfeuchtung, sowie den Böschungsverhältnissen resultieren. So kann ein unterschiedlicher Anteil von Grob- und Feinmaterial im Substrat bereits kleinräumig innerhalb eines einzigen Strukturbodenfeldes zur Entwicklung verschiedener Strukturbodenformen führen. Auf stark durchfeuchteten, hochgradig mobilen Substraten ist oftmals ein Übergang von verschiedenen Strukturbodenvarianten ineinander zu beobachten. Neben den edaphisch-hydrologischen Bedingungen trägt vor allem der Böschungswinkel entscheidend zur Differenzierung des Strukturbodeninventars bei. Wie die häufig gefällsparallele Längsachsenorientierung der Grobkomponenten belegt, wird die frostdynamische Materialsortierung am Hang von gelisolifluidalen Vorgängen überlagert.

In den Hochlagen der Abisko-Berge existieren eine Reihe kleiner Gletscher und Eisfelder, die während der „Kleinen Eiszeit“ angelegt worden sind und seit Beginn der 1920er Jahre kontinuierlich zurückgeschmolzen sind (vgl. u. a. RAPP 1996b). Der Abschmelzvorgang hat sich im Laufe der eigenen Feldstudien (ab 1985) deutlich beschleunigt, offensichtlich als Folge der anhand des Klimadatenmaterials im Gebiet nachweisbaren Erwärmung im Rahmen des weltweiten Klimawandels. Der Kårsajökkel als größter Gletscher in den Abisko-Bergen bedeckt inzwischen nur noch eine Fläche von ca. 0,89 km² (vgl. WILLIAMS, CARRIVICK et al. 2016); einige kleine Gletscher sind während der letzten Jahrzehnte vollständig abgeschmolzen. Fast alle aktuellen Gletscher (Ausnahme: Kårsajökkel), zumeist kleine Kargletscher, sind in Höhenlagen über 1000 m ü. M. gelegen. Der Kårsajökkel zeichnet sich im Unterschied zu den übrigen Gletschern durch ein kompliziertes, verzweigtes Akkumulationsgebiet aus, das die Gletscherbildung durch seine spezifischen Lagebedingungen begünstigt hat. Die Gletscher nordwestlich und südöstlich der breiten Abiskotal-Senke unterscheiden sich voneinander durch ihre Formungsvoraussetzungen (Ausgangsrelief, Gestein, Klima), die an ihnen ablaufenden glaziären Formungsprozesse sowie die bei ihrem Zurückschmelzen in der Landschaft hinterlassenen geomorphologische Spuren. Außer der Relief- und Petrovarianz spiegelt sich vor allem die Klimavarianz zwischen dem stärker maritim getönten Klima im Nordwestteil der Abisko-Berge und dem stärker kontinental geprägten Klima im Südostteil in der Gletscherdynamik wider.

Vor der Stirn der meisten Gletscher sind 1-2 Endmoränenwälle entwickelt, die den Maximalstand der Gletscher am Ende der „Kleinen Eiszeit“ markieren und zumeist deutlich durch eine Mulde von der aktuellen Gletscherfront getrennt sind. Die Stirn- und Seitenmoränen setzen sich an den Gletscherflanken oftmals taleinwärts als Seitenmoränen fort, so dass Laterofrontalmoränen vorliegen. Wo mehrere Gletscherzungen und Eiskörper eng vergesellschaftet existierten, wie am Kårsagletscher, wurden stellenweise Mittelmoränen abgelagert. An einigen wenigen hoch gelegenen Gletschern fehlen die auffälligen Moränen der „Kleinen Eiszeit“, so dass sich die entsprechenden Randlagen kaum rekonstruieren lassen. Dazu zählt u. a. das wenig besuchte Vassijietnja-Eisfeld im Vassitjåkka-Massiv, von dem auch keine hinreichend alten Fotos als Kartierhilfe zur Verfügung stehen. Das Fehlen moränischer Ablagerungen im Umkreis solcher hoch gelegener Eiskörper dürfte sowohl klimatisch- als auch reliefbedingt sein: Die Eiskörper waren im Permafrostmilieu am Untergrund angefroren und nicht erosiv. Ferner fehlten höher aufragende Felswände und Steilhänge an den Eisrändern, von denen Verwitterungsmaterial auf die Eisoberfläche gelangen konnte. Folglich wurde kein moränisches Material produziert, das supra- oder englaziär an die Gletscherränder gelangen und dort in Gestalt von Moränen abgelagert werden konnte. Im Unterschied zu diesen dünnen, von den winterlichen Kälteperioden leicht zu durchdringenden, am Untergrund angefrorenen Eiskörpern der Hochflächen waren die an den Taloberhängen und Talschlüssen vorherrschenden Kargletscher relativ mächtig und wurden zudem von hohen, Verwitterungsschutt liefernden Felswänden überragt. In den Eiskörpern wurde der Druckschmelzpunkt zumindest stellenweise überschritten, so dass an der feuchten Gletschersohle erosive Prozesse ablaufen konnten und Moränenmaterial bereitgestellt werden konnte.

Die Moränenwälle am Rande der hoch gelegenen Kargletscher erreichen oftmals erhebliche Abmessungen, die überraschen, berücksichtigt man die Größe der zugehörigen Gletscherbecken. Eindrucksvolle Beispiele liefern die Moränenwälle vor und an den Flanken der Kargletscher an den Talschlüssen von Pallenvagge (Pallenrieppe) und Nissunvagge (Kaskasrieppe, Gukkesrieppe) sowie der tief in den Nordosthang des Adnjetjärro eingelassenen Kare im Siellavagge. Alle genannten Lokalitäten befinden sich im südöstlichen

Teil der Abisko-Berge in Höhenlagen über 1200 m ü. M., in denen alpiner Permafrostboden nach Ausweis des extrapolierten Klimadatenmaterials der Station Abisko in weiter Verbreitung zu erwarten ist. Steile Abschnitte an den Distalhängen der Moränenwälle, an denen der maximale Böschungswinkel der glaziären Lockersedimente überschritten wird und perennierende Schneefelder gehäuft überdauern, sowie in Thermokarstmulden aufgeschlossene Eiskörper sind Indizien, dass die Wälle in einem Permafrostmilieu gelegen sind, Permafrostboden enthalten und somit als Eiskernmoränen zu interpretieren sind (vgl. KNEISEL 2010a; Pallenrieppe). In den inzwischen durch (wassergefüllte) Senken von den aktuellen Gletscherfronten getrennten Moränenwällen konnten unter einer mächtigen Schuttbedeckung Gletschereisreste bei Permafrostbedingungen bis in die Gegenwart überdauern. Die beträchtlichen Dimensionen der Moränenwälle dürften daher vornehmlich aus dem hohen Gletschereisgehalt der Schuttkörper resultieren. Ob der Schutt auch andere Eistypen enthält, etwa Segregationseislinen, ist nicht bekannt. KNEISEL (2010a) entdeckte mittels geophysikalischer Prospektionsmethoden sogar einen größeren linsenförmigen Bodeneiskörper in einer flachen Hügelform im nahen Vorfeld der Pallenvagge-Endmoräne und deutete das Eis als Injektions-eis im Kern einer pingoähnlichen Hügelform. Die dünnen Gletscherzungen der Kargletscher laufen flach in den vorgelagerten, stellenweise wassergefüllten Mulden aus. Die dünnen Gletschereiskörper dürften inzwischen „cold-based“ und an der Sohle in einem Permafrostmilieu am Untergrund angefroren sein. Temperiertes Eis existiert bestenfalls lokal am Fuße der hohen Karrückwände, wo die Eismächtigkeit infolge der beträchtlichen Schneezufuhr, insbesondere durch Lawinentätigkeit, größer ist. Aus den umgebenden Felswänden und Steilhängen angelieferter Verwitterungsschutt wird an der zumeist flach geböschten Gletscheroberfläche nach und nach Richtung Gletscherfront verlagert. Ein Teil des Sturzschuttes erreicht die Gletscheroberfläche nicht mehr und wird stattdessen auf den Lateralmoränen am Fuße des Steilreliefs akkumuliert.

Im schneereicheren Nordwestteil der Abisko-Berge befinden sich nur die höchst gelegenen Gletscher in einem Permafrostmilieu, wobei die exakte Verbreitung des Permafrostbodens aufgrund der Abhängigkeit von zahlreichen Varianzfaktoren noch unklar ist. Nach RIDEFELT, ETZELMÜLLER et al. (2008) sinkt die Untergrenze der Höhenstufe mit weit verbreitetem alpinem Permafrostboden von über 1000 m ü. M. im Westen (Katterjåk) auf über 800 m ü. M. im Osten (Abisko) ab, wobei in Abhängigkeit von der Exposition erhebliche Abweichungen von diesen Höhenangaben zu erwarten sind. Den genannten Richtwerten zufolge dürften die hoch gelegenen, vornehmlich Nordost- und Ost-exponierten Gletscher am Voitasrita-Bergzug, auf dem Vassitjåkka-Plateau, im Umkreis des Kårsatjåkka (einschließlich des oberen Kårsajökel-Beckens) sowie der östlich des Pajep Kåppatjåkka gelegene Ekman-Gletscher mit großer Wahrscheinlichkeit in die Höhenstufe mit weit verbreitetem Hochgebirgspermafrost hineinreichen. Dort wird die Kartierung und Abgrenzung der Gletscher im Unterschied zu den Gletschergebieten in den südöstlichen Abisko-Bergen durch die große Anzahl langfristig-saisonaler und perennierender Schneefelder erheblich erschwert, zumal offenbar Übergangsformen zwischen Gletschern und mächtigen Schneefeldern existieren (vgl. u. a. LINDH 1984, LINDH, NYBERG & RAPP 1988).

Die neuzeitlichen Moränen im oberen Kårsavagge zwischen dem grasbedeckten glazifluvialen Delta und dem Gletschersee mit dem aktuellen Eiskliff in 965 m Höhe ü. M. (2019) befinden sich unterhalb der Höhenstufe mit weit verbreitetem alpinem Permafrostboden und sind inzwischen gletschereisfrei. Die Verbreitung von Eiskernmoränen beschränkt sich im Wesentlichen auf die Nord-exponierten, von Permafrost durchsetzten Hänge des Kårsatjåkka am Westrand des oberen Kårsajökel-Beckens. Die Hänge wurden erst im Laufe der letzten hundert Jahre vom Gletschereis freigegeben. In den zurückgelassenen höheren Seiten- und Mittelmoränen-Wällen konnten Gletschereisreste in Schattlagen unter Permafrostbedingungen bis in die Gegenwart überdauern. Ob die weniger auffälligen, dünneren gletschernahen moränischen Ablagerungen am Fuße des Vassitjåkka-Steilabfalles am sonnigen Nordrand des Gletscherbeckens noch Gletschereisreste enthalten, ist zweifelhaft. Dies gilt auch für die wenigen Schuttalagerungen im eisüberschliffenen Felsrelief im Passbereich zum Vassivagge-Tal. Historische Fotos und Beschreibungen belegen einen Vorstoß und ein Anschwellen der Gletscherfront im Zeitraum 1886-1912. Danach ist der Gletscher kontinuierlich zurückgeschmolzen, im Zeitraum 1926-2008 um rund 1,3 km, wobei die mittlere jährliche Rückmelzrate zwischen 1926 und 1943 am geringsten und zwischen 1943 und 1959 am größten war (vgl.

WILLIAMS, CARRIVICK et al. 2016). Mit dem Aufstauen eines Schmelzwassersees hinter einer schuttbedeckten Felsschwelle und der Bildung eines hohen Kalbungskliffs, an dem große Gletschereiskörper abbrechen, ins Wasser stürzen und dort rasch abschmelzen, beschleunigte sich der Rückschmelzvorgang während der letzten zwei Jahrzehnte dramatisch (geschätzte Zurückverlegung des Gletschereisrandes um bis zu 100 m). Mit dem Rückschmelzen des Gletschers seit Anfang des 20. Jahrhunderts war eine deutliche Reduzierung der Eismächtigkeit verbunden, gekennzeichnet durch ein Maximum von 142 m (1926) und ein Minimum von 56 m im Jahre 2010 (vgl. WILLIAMS, CARRIVICK et al. 2016). Diese Ausdünnung des Gletschereiskörpers auf weniger als die Hälfte der Eismächtigkeit seit Ende der „Kleinen Eiszeit“ dürfte Folgen für das Temperaturregime des Gletschers gehabt haben. Es ist zu erwarten, dass der Druckschmelzpunkt im Gletschereis nur noch an Plätzen mit größeren Eismächtigkeiten erreicht wird, und dass das ehemals temperierte Temperaturregime sukzessive von einem polaren Temperaturregime abgelöst wird, da die winterlichen Kältewellen den relativ dünnen Eiskörper in einem Permafrostmilieu durchdringen können, d. h. es dürfte sich ein allmählicher Wechsel von einem „warmen“ Gletscher mit feuchter Sohle zu einem „kalten“, am Untergrund angefrorenen Gletscher vollziehen. RIPPIN, CARRIVICK & WILLIAMS (2011) haben noch einen Bereich mit temperiertem Eis nahe der Gletscherfront identifiziert, was den Gletscher als „polytherm“ ausweist. Der Befund überrascht nicht, allerdings die Lage nahe der Gletscherfront, wo die Eismächtigkeit im Vergleich zum Schnee- und Eisakkumulationsgebiet in den höheren Lagen zumeist geringer ist. Die britischen Autoren schließen daraus, dass das gegenwärtige Temperaturregime des Kårsajökels ein Relikt aus der Vergangenheit ist, da es höchst unwahrscheinlich ist, dass der Ablationsbereich des Gletschers und die Mächtigkeit des Eiskörpers ein polythermes Temperaturregime aufrecht erhalten können. Setzt sich der Erwärmungstrend fort, dürfte sich die Eismächtigkeit des Kårsajökels weiter verringern und der Bereich mit temperiertem Gletschereis verschwinden, wodurch schon in naher Zukunft aus dem „polythermen“ ein „kalter“ (polarer) Gletscher wird. Das Überdauern eines Bereiches mit temperiertem Eis im Akkumulationsgebiet des Kårsagletschers deutet auf eine Zeitverzögerung in der Entwicklung des Gletscher-Temperaturregimes, das nicht mehr im Gleichgewicht mit den aktuellen Gletscherdimensionen und Klimaverhältnissen steht (vgl. RIPPIN, CARRIVICK & WILLIAMS 2011).

Die kleineren neuzeitlichen Gletscher im nordwestlichen Teil der Abisko-Berge haben die Entwicklung vom temperierten bzw. polythermen Gletscher zum „kalten“, polaren Gletscher bereits durchlaufen und sind während der letzten 3-4 Jahrzehnte stark zurückgeschmolzen oder ganz abgeschmolzen. Instruktive Beispiele bilden der Kuoblavagge-Gletscher, der Låktatjåkka-Gletscher am Rakkasjåkka-Talschluß nahe der Låktatjakko-Fjällstation, der Kåppa-Gletscher am Nordosthang des Kåppatjåkka sowie der Ekman-Gletscher in der Måndal-Senke südöstlich des Pajep Kåppatjåkka. Der vom Kuoblatjärro herabziehende Kuoblavagge-Gletscher erstreckte sich einst bis auf den Kuoblavagge-Talboden und hinterließ dort nach seinem Rückschmelzen einen mächtigen, blockigen Moränenwall, der den mittleren Kuoblavagge-See weithin umschließt. Der Gletscher „kalbte“ noch in den 1970er Jahren mit einem rund 10 m hohen Eiskliff im vorgelegerten See (vgl. KARLÉN 1973). Bei Feldbesuchen 2015 und 2019 war die Gletscherfront vom Seeufer auf den westlichen Talhang zurückgeschmolzen und „land-based“. Der Eiskörper muß seit dem Gletscher-Maximalstand, markiert durch den Moränenwall im Talgrund, erheblich an Mächtigkeit eingebüßt haben, verknüpft mit einer Veränderung des Temperaturregimes in Richtung auf einen „kalten“, an seiner Sohle nicht mehr erosiven Gletscher. Der langfristig schneebedeckte Gletscher am Pumphaus-See in der Nähe der Låktatjakko-Fjällstation erstreckte sich in der Vergangenheit offensichtlich bis zu einem 6-8 m hohen „moränenähnlichen“ Wall (vgl. NYBERG & LINDH 1990), der den See talabwärts aufstaut. Der See läßt sich als Endmoräne interpretieren, deren Material aus der Glaziärerrosion am Grunde des heutigen Seebeckens resultiert. Das Material wurde aufgenommen und zur Gletscherfront transportiert, als der Gletscher noch mächtiger war als gegenwärtig und aufgrund seines damaligen Temperaturregimes an seiner Sohle erodieren konnte. Der Schuttkörper des Walles ist unter der oberflächlichen Auftauschicht gefroren und enthält größere Blankeiskörper, was eine Deutung als Eiskernmoräne nahe legt, zumal die Lokalität deutlich oberhalb der Untergrenze von weit verbreitetem alpinem Permafrostboden liegt. Die etwas zu großen Abmessungen des Walles im Verhältnis zur Größe des Gletscherbeckens lassen sich möglicherweise mit einem hohen Gehalt an begrabenem Gletschereis erklären. Das Wallquerprofil mit einem flachen Innenhang und einem steilen Außenhang ist für eine Endmoräne jedoch eher untypisch. Der langgestreckte, dreigliedrige

Wall zeigt einige Merkmale frostdynamisch gebildeter Permafrosthügel. So dürften die Voraussetzungen für die Entwicklung eines Permafrosthügels vom „Offenen System“-Pingotyp am Pumphaus-See erfüllt sein, namentlich alpiner, diskontinuierlicher Permafrostboden, Hangfußlage zum Aufbau artesischen Druckes sowie ein großes Wasserreservoir. Um die exakte Morphogenese der markanten Wallform aufzuhellen, bedarf es weiterer detaillierter Untersuchungen, insbesondere zum sedimentären Aufbau des Hügels.

Der rund 400 m lange, bis zu 35° geböschte, auf den aktuellen topographischen Karten nicht eingezeichnete Kåppa-Gletscher füllt eine steil geneigte Mulde am Kåppatjåkka-Nordosthang. Der Gletscherfront ist in 20-30 m Entfernung (2015) eine flache Endmoräne vorgelagert, die an der Südostflanke des Gletschers in eine Seitenmoräne übergeht. Die überwiegend oberflächenparallele Anordnung der Grobkomponenten auf dem 8-10 m breiten, 1,0-1,5 m hohen Wall läßt sich als Indiz werten, dass der Endmoränenwall mindestens einmal vom vorstoßenden Gletscher „überfahren“ worden ist, nach lichenometrischen Untersuchungen von LINDH (1984) zwischen 1910 und 1920. Luftbilder aus dem Zeitraum 1943-1985 zeigen kaum Veränderungen. Anschließend ist die Gletscherfront bis 2015 um einige Meter zurückgeschmolzen, wobei auch die Hangpartie unterhalb des Felskopfes an der nordwestlichen Gletscherflanke vom Eise freigegeben wurde. Weitere Veränderungen lassen sich aufgrund der fast vollständigen Schneebedeckung der Gletscheroberfläche in den meisten Jahren kaum nachweisen. Das Bänderungsmuster der Eislagen sowie die Anordnung der Spalten infolge von Kompressionsfließen nahe der Gletscherfront (1985) indizieren jedoch, dass zumindest der untere, durch eine größere Eismächtigkeit gekennzeichnete Abschnitt des Gletschers damals noch temperiert gewesen sein könnte. Die Existenz des Moränenwalles belegt, dass Erosion an der Gletschersohle stattgefunden hat, und dass der Gletscher einst ganz oder teilweise „warm-based“ war. Der Gletscher scheint sich entsprechend den Prognosen von LINDH (1984) im Laufe der Zeit in ein Schneefeld mit Gletschereiskern zu verwandeln, ein Trend, der auch beim Låktatjåkka-Gletscher zu erkennen ist.

Der Ekman-Gletscher unterscheidet sich von den bereits vorgestellten kleinen Gletschern vor allem durch seine Hangmuldenlage auf einem flachwelligen Plateau. Mit einer Höhenlage von 1235-1300 m ü. M. ist er möglicherweise vollständig in der Höhenstufe mit weit verbreitetem alpinem Permafrostboden gelegen. Seine Oberfläche böschte sich von den Fels- und Schutthängen der Anhöhe 1384 m ü. M. mit ca. 5° Neigung zum bis zu 10 m hohen Kalbungskliff im Ekmanjaure-See ab. Der Gletschersee ist erst in den 1950er Jahren durch Rückschmelzen des östlichen Gletscherrandes vom Maximalstand gegen Ende der „Kleinen Eiszeit“ jenseits der Anhöhe 1316 m ü. M. durch die Ansammlung von Schmelzwasser in der Mulde entstanden (vgl. LINDH 1984). 1959 hatte der Gletscher bereits das östliche Seeufer freigegeben; danach verbreiterte sich der See durch Rückschmelzen der Eisfront kontinuierlich bis 1991. Im Zeitraum 1992-1993 rückte das Eiskliff durch Akkumulation und Anfrieren von Treibschnee über der See-Eisdecke an seiner Front um mehr als 20 m / Jahr in den See vor (vgl. RAPP 1993b). Der Vorgang zeigt, wie sogar „kalte“, am Untergrund angefrorene Gletscher ganz ohne glaziäre Fließbewegung und Erosion an ihrer Basis allein durch die Vergrößerung einer leeseitigen Treibschnee-Anhäufung in ein Seebecken vorrücken können, und wie rasch kleine Gletscher nach kalten Jahren mit hohen Niederschlägen mit einem Vorstoß reagieren können (vgl. RAPP 1993b). Nach RAPP betrug die maximale Mächtigkeit des Gletschereiskörpers damals über große Flächen ca. 30 m. Das Eis des Gletschers ist mit Ausnahme der Kalbungsfront im See am Permafrost-Untergrund angefroren. Bis zum Jahr 2004 schmolz die Kalbungsfront leicht zurück. Im schneereichen Jahr 2015 lag noch Ende August viel Treibschnee vor dem Eiskliff; die vollständig schneebedeckte Gletscheroberfläche dachte sich sanft in den eisfreien Gletschersee ab. Ungestört und parallel zur Gletscheroberfläche verlaufende Schmutzbänder im Gletschereis enthalten nach Beobachtungen von RAPP (1993b) außer Schluff- und Sandpartikeln auch dorthin verblasene Pflanzen- und Tierreste, die durch keine Eisbewegung deformiert oder beschädigt worden sind. Der Ekman-Gletscher und andere „kalte“ Gletscher dieses Typs lassen sich daher als Umwelt- und Klimaarchive nutzen. Da der Gletscher nicht erosiv ist und an seiner Basis folglich ein Material abgetragen und vom Gletschereis transportiert wird – und auch keine Materialzufuhr von höher aufragenden angrenzenden Hängen auf die Gletscheroberfläche erfolgt, von wo es gletscherabwärts verlagert werden könnte – fehlen moränische Ablagerungen im Umkreis des Gletscherbeckens.

Das wichtigste gemeinsame Merkmal der 4 ausführlicher vorgestellten, im maritimeren, niederschlagsreicheren Nordwestteil der Abisko-Berge gelegenen kleinen Gletscher ist trotz zahlreicher standörtlich verursachter Unterschiede ihre Klimasensitivität, gekennzeichnet durch ein rasches Reagieren selbst auf kleine Klimaschwankungen und -veränderungen, die sie neben verschiedenen anderen kalkklimatisch bedingten morphologischen Erscheinungen im Landschaftsbild, etwa den Permafrosthügeln, zu wertvollen Klimaindikatoren im Hinblick auf den aktuellen Klimawandel macht.

Das kalkklimatische Formeninventar der Abisko-Berge zeigt eine deutliche räumliche Differenzierung. Dem Frostklima als konstituierendem Merkmal der periglaziären und glaziären Landschaftsformung (Morphodynamik) kommt die Rolle des Minimumfaktors zu, der die klimatisch-potenziellen Grundzüge der Formenverbreitung festlegt. Da die meisten Periglaziärscheinungen von den höchsten, nicht vergletscherten Lagen bis hinab zum Torneträsk-Ufer zumindest als Einzelscheinungen vorkommen, dürften die frostklimatischen Voraussetzungen ihrer Morphogenese fast überall erfüllt sein. Ausnahmen bilden einige Permafrosthügeltypen in den Hochlagen (z. B. pingoähnliche Hügel), deren Morphogenese offensichtlich ein strengeres Frostregime erfordert und daher zwingend an die Existenz von weit verbreitetem Permafrostboden im Untergrund geknüpft ist. Die Verbreitung der aktuellen Gletscher und glaziären Formen und Ablagerungen an ihren Rändern (einschließlich der Eiskernmoränen als typischen Permafrosterscheinungen) setzt außer einem strengeren Temperaturregime auch hohe Schneeniederschläge voraus und konzentriert sich folglich auf die höchsten, schneereicheren Lagen der Abisko-Berge. Die Plateau- und Gipfelblockfelder repräsentieren höchstwahrscheinlich keine rein periglaziären, durch kryoklastische Gesteinsverwitterung unter kalkklimatischen Bedingungen entstandene Erscheinungen, sondern stellen Gebilde dar, die vermutlich unter warmklimatischen Verwitterungsverhältnissen (etwa im Tertiär) angelegt und später in einem Kaltklima weiterentwickelt worden sind (vgl. u. a. RAPP 1996a). Da die ufernahen Birkenwälder am Torneträsk inselhaft Permafrostvorkommen in Gestalt von Palsas enthalten, und das Auftreten von Permafrostboden als ein wichtiger integraler Bestandteil des Periglaziärraumes gilt, müssen auch die Wälder in den Tieflagen am Nordrand der Abisko-Berge der periglaziären Höhenstufe zugerechnet werden, die somit das gesamte Arbeitsgebiet umfasst und sich über einen Höhenbereich von bis zu 1400 m erstreckt.

Die räumliche Differenzierung des periglaziären Formeninventars erfolgt durch die lokalen standörtlichen Verhältnisse. Unter den klimatischen Varianzfaktoren müssen außer der Häufigkeit und Intensität der Bodenfrostwechsel auch die Sommerwärme, die die periglaziäre Morphodynamik mittelbar über die Schneeschmelze und die Vegetation beeinflusst, das morphologisch verfügbare atmosphärische Niederschlagswasser, die Sonneneinstrahlung und Verdunstung, die Windverhältnisse, die Mächtigkeit und Andauer der Schneedecke sowie die räumliche Verteilung des Schnees berücksichtigt werden. Die zuletzt genannten klimatischen Parameter sind neben dem Relief auch wichtige Kontrollfaktoren für die Verbreitung der Gletscher im Gebiet und die an ihnen ablaufenden glaziären Formungsprozesse. Das Makro- und das Mesorelief werden abseits der aktuellen Gletschergebiete noch immer von pleistozänen und präpleistozänen Vorzeitformen beherrscht. Dieses glaziär überprägte Vorzeitrelief bildet die „Bühne“ für die periglaziäre Morphodynamik. Es bestimmt noch immer die Böschungsverhältnisse und nimmt auch über die Exposition zur Sonneneinstrahlung und zu den vorherrschenden Windrichtungen Einfluß auf die Formungsvorgänge. Das Substrat als Träger der periglaziären Prozesse wird bei der periglaziären Morphodynamik hauptsächlich durch die Körnung, Wasserhaltefähigkeit, Permeabilität, Frostempfindlichkeit und Wärmeleitfähigkeit wirksam. Die Substrateigenschaften ergeben sich aus der Beschaffenheit der Festgesteine und der Lockersedimente, wobei sich die Festgesteinseigenschaften stärker in den Makro- und Mesoformen, die Lockersubstratmerkmale stärker in der Differenzierung des Kleinformenschatzes widerspiegeln. Gleichlaufend mit der Reduzierung der Pflanzendecke vollzieht sich ein Formenwandel von vegetationsbedeckten periglaziären Formen und Ablagerungen zu solchen, die sich nur bei spärlichem oder fehlendem Bewuchs entwickeln können. Die Vegetationsdecke wirkt bei Ausbildung einer dichten Rhizosphäre als Reibungsfaktor, fungiert als Erosionsschutz und erhöht durch die Abgabe von Humusstoffen die Frostgefährdung der Lockersubstrate.

Die westöstlich gerichtete Zunahme der thermischen und hygrischen Kontinentalität, geprägt durch eine markante Reduzierung der von der norwegischen Atlantikküste herangeführten Niederschlagsmengen

durch die hohen, westlichen Berge, spiegelt sich in der Differenzierung des kaltklimatischen Formenschatzes deutlich wider. Die Vergletscherungsuntergrenze, markiert im Nordwestteil der Abisko-Berge durch zahlreiche kleine Gletscher und den größeren Kårsajökel, steigt von rund 1000 m ü. M. über eine Distanz von ca. 40 km auf Höhen von 1200-1300 m ü. M. an den Talschlüssen von Pallenvagge (Pallenriepe) und Nissunvagge (Kaskariepe) an. Gleichlaufend verringert sich die von perennierenden Schneefeldern eingenommene Fläche östlich der Abiskotal-Senke. Alpiner Permafrostboden ist in den nordwestlichen Abisko-Bergen in Höhenlagen über 1200 m ü. M. offenbar weit verbreitet, kann in Beckenlagen und an NO-exponierten, schattigen Hängen im Njulla-Gebiet aber selbst in Höhenlagen um 850 m ü. M. vorkommen (vgl. RIDEFELT, ETZELMÜLLER et al. 2008). In östlicher Richtung sinkt die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostbodens offenbar weiter ab. Die lockersedimentbedeckten, schneearmen Talböden der südöstlichen Hochtäler sind den eigenen Grabungsbefunden zufolge in Höhenlagen ab 950-1000 m ü. M. stellenweise von Permafrost unterlagert. An den hohen wind- und kälteexponierten Trogtalhängen, in den vegetationsarmen Gletscher-Vorfeldern und Randmoränen sowie in den Karwänden (vgl. KNEISEL 2010a) ist alpiner Permafrost in weiter Verbreitung anzutreffen.

Der räumliche Wandel der periglaziären Formen und Ablagerungen wird in den Abisko-Bergen klimatisch durch das Temperaturregime (Permafrostboden, saisonale Bodengefrorenis) und das Niederschlags- und Windregime (Schneeverteilung) sowie indirekt-klimatisch durch die Art und Dichte der Vegetationsdecke gesteuert, wobei der hypsometrische Formenwandel wesentlich deutlicher in Erscheinung tritt als der horizontale, sich in westöstlicher Richtung vollziehende. Der dreigliedrigen, auf dem höhenwärtigen Zurückweichen der Vegetationsbedeckung beruhenden vegetationsgeographischen Höhenstufung in subalpine Birkenwaldstufe, unteralpine und mittel- / hochalpine Vegetationsstufe entspricht im Wesentlichen auch eine vertikale Dreigliederung des periglaziären Formenschatzes, wobei die Formenvielfalt von der unteren zur mittleren periglaziärmorphologischen Höhenstufe deutlich zunimmt und danach höhenwärts wieder abnimmt, wobei nur lokal eine Obergrenze durch Vergletscherung existiert. Eine durch Vergletscherung und ausgedehnte Schneefelder gekennzeichnete nivale Höhenstufe läßt sich bei einer vergletscherten Gesamtfläche von weniger als 1 % in den Abisko-Bergen kaum ausgliedern. Die Höhenlage der drei periglaziärmorphologischen Stockwerke unterliegt wie im Falle der vegetationsgeographischen Höhenstufen in Abhängigkeit von der unterschiedlichen klimatischen Maritimität / Kontinentalität (Regenschatteneffekt östlich der hoch aufragenden Berge im Westen) und der Wirksamkeit der verschiedenen physiogeographischen Varianzfaktoren (Böschungswinkel, Exposition, Locker- und Festgesteinseigenschaften, Feuchteverhältnisse etc.) einem hypsometrischen Wandel. Die Stockwerke lassen sich wie folgt kennzeichnen:

- A. Das untere Stockwerk erstreckt sich vom Wasserspiegelniveau des Torneträsk-Sees bis zur oberen Waldgrenze. Das flächenhaft-gehäufte Auftreten von periglaziären Formen und Ablagerungen beschränkt sich auf Lücken im Birkenwald, insbesondere Mooregebiete (Palsas, Pounus), wind- und kälteexponierte Terrassenränder, Kuppen von Moränenhügeln und Oswällen (Steinpanzer mit Windschliffen an exponierten Steinen und Blöcken, Mudpits über Taschen aus feinkörnigen, pelitischen, frostempfindlichen Lockersedimenten), aufgelassene Mähwiesen und Weiden nahe Abisko (Thufur) sowie periodisch wasserüberstaute und dadurch vegetationsfreie See- und Bachuferbereiche (extrazonale Strukturböden). Im geschlossenen dichten Birkenwald sind periglaziale Formen und Ablagerungen vornehmlich als Einzelercheinungen anzutreffen, entweder rezent aktiv (Rasenloben und -zungen unter säbelwüchsigen Bäumen, Wanderblöcke) oder inaktiv als Vorzeitformen (Sturzschutthalden mit flechtenbedeckten Grobkomponenten unter Felswänden, überwachsene Schuttloben und -zungen).
- B. Das mittlere Stockwerk der periglaziären Formen und Ablagerungen reicht von der Waldgrenze bis zum Grenzsäum zwischen der unteralpinen Vegetationsstufe und der mittel- / hochalpinen Vegetationsstufe. Der Übergang vom Birkenwald in diese Vegetationsstufe vollzieht sich an feuchten, wenig geböschten Standorten häufig über einen breiten Gürtel aus dichtem, meterhohem Weidengebüsch. Darüber folgt abseits der Moor- und Sumpfbereiche eine weithin geschlossene Vegetationsdecke aus Zwergstrauch- und Rasengesellschaften. Im oberen Teil ist die Vegetationsdecke schüttere

rer und stellenweise mosaikartig aufgelöst. In den Feuchtgebieten im unteren Abschnitt der Höhenstufe finden sich Pounufelder und kleinere, bis zu 1 m hohe Plateaupalsas mit Mineralbodenkern. Mit abnehmender Torfmächtigkeit und hinreichendem Feinmaterialgehalt der Lockersedimente erfolgt häufig ein Übergang zu Thufa-Hügeln, die sich bei einer geschlossenen Grasvegetation stellenweise zu ausgedehnten Feldern zusammenschließen. Auf geböschten Hangpartien sind Fließerbedecken, Rasenloben und -zungen sowie Wanderblöcke weit verbreitet. Wind- und kälteexponierte moränische und glazifluviale Ablagerungen sind stellenweise von fossilen, inzwischen eisfreien Eiskeilnetzen überzogen. An Plätzen mit pelitischen, frostempfindlichen Feinsedimenten sind Kahlstellen vom Mudpit-Typ in der ansonsten geschlossenen Vegetationsdecke entwickelt. Strukturböden in Gestalt von Netzen aus großen Steinpolygonen treten nur vereinzelt und inaktiv mit dichtem Pflanzenbewuchs (Krustenflechten auf Grobkomponenten, Gräser auf spaltenfreien Feinmaterialkernen) in Erscheinung. Der obere Abschnitt des mittleren Stockwerks umfasst u. a. die Verebnungen im Rakkasjåkka-Tal, die Talböden des südwestlichen Seitentales, des oberen Kåppasjåkka-Tales, der „Hängetäler“ Latnjavagge und Kuoblavagge sowie der Hochtäler südöstlich der Abiskotal-Senke. Sie zeichnen sich durch einen besonders reichhaltigen periglaziären Formenschatz aus, der verschiedene Permafrosthügeltypen und -varianten (Palsas, mehrjährige Frostblister, pingoähnliche Hügel) in unterschiedlichen Entwicklungsstadien enthält. In kühlen Jahren überdauern saisonale Frostblister bis weit in den Sommer. Darüberhinaus finden sich ausgedehnte Thufa- und Mudpitfelder, Strukturböden mit rezenten Materialaufpressungen und Spaltenbildungen in den Feinmaterialkernen sowie Schuttloben und -zungen auf den angrenzenden Unterhängen. Inwiefern die Morphogenese der periglaziären Formen und Ablagerungen von Permafrostboden im Untergrund begünstigt worden ist, ist unbekannt. Die Palsas und mehrjährigen Frostblister enthalten zwar einen Permafrostkern, doch ist ihre Morphogenese nicht zwingend an die Existenz von Permafrostboden im Untergrund geknüpft. Die Eiskeilnetze auf den Talböden von Nissunvagge und Pallenvagge sind zwar im Permafrostboden angelegt worden, doch sind die keilförmigen Bodeneiskörper inzwischen ausgeschmolzen und durch minerogene Sedimente ersetzt worden. Im obersten Abschnitt der Höhenstufe überdauern zahlreiche langfristige Schneeflecken bis in den Herbst, insbesondere im schneereicheren Nordwestteil der Abisko-Berge. An ihren Rändern begünstigt das langfristige Schmelzwasserangebot das Prozeßgefüge der Nivation, wodurch die periglaziäre Morphodynamik im Vergleich zu den angrenzenden Hangpartien eine Intensivierung erfährt. Der morphologische Formenschatz umfasst u. a. Pflasterböden an der Sohle der Schneeflecken, Feinsedimentlagen und Spülrinnen an ihren unteren Rändern sowie Schuttloben, -zungen und -stufen an den Flanken und bergabwärts. Bei Hangneigungen von mehr als ca. 30° finden sich oftmals in Gefällsrichtung verlaufende Hangrunsen.

- C. Das obere Stockwerk der periglaziären Morphodynamik ist abseits der Gletscher durch weiträumige Plateau- und Gipfelblockfelder, Felsflächen mit Blockstreu sowie Felswände und schuttbedeckte Steilhänge gekennzeichnet. Die Blockfelder wurden offenbar präglazial angelegt, aber in eisfreien Abschnitten des Quartärs durch kryoklastische Verwitterungsprozesse bis in die Gegenwart weitergebildet, wie „frische“, flechtenfreie Bruchflächen im Blockmaterial ausweisen. Ausgedehnte perennierende Schneefelder indizieren die weite Verbreitung von alpinem Permafrost im Untergrund. An stärker geböschten Hangabschnitten sind bei hinreichendem Feinmaterialgehalt Schuttloben und -zungen entwickelt. Wo die Blockfeldkörper Feinmaterial aus der in situ-Verwitterung der anstehenden Festgesteine oder aus der Anreicherung kleinerer Moränenreste enthalten, konnten sich lokal bei ausreichender Bodenfeuchte in der Auftauschicht des Permafrostbodens Strukturböden in verschiedenen Formvarianten entwickeln. Die hohen Felswände am Glintrand und an den Trogtalflanken unterliegen der kryoklastischen Gesteinsverwitterung. Der resultierende Sturzschutt säumt die Steilabfälle in Gestalt von Sturzschutthalden und -kegeln. Spuren einer rezenten Schuttzufuhr finden sich oftmals nur an den Kegelspitzen unterhalb der Steinschlagrinnen, während das Grobmaterial des Schuttmantels grau, flechtenbedeckt und offensichtlich immobil ist. Die Morphodynamik der Steinschlagfähigkeit und Sturzschutthalden-Entwicklung beschränkt sich ebenso wie

jene der Schnee- und Naßschneelawinen sowie der Muren nicht auf ein einziges periglaziärmorphologisches Stockwerk, sondern kann sich auch auf das nächst tiefere Stockwerk erstrecken. Die rasch und „katastrophenartig“ ablaufenden Naßschneelawinen- und Murereignisse können im Extremfall im oberen Stockwerk ausgelöst werden und sich morphologisch bis ins untere Stockwerk auswirken, was ihre Prognose erschwert und das Gefahrenpotenzial (u. a. für Siedlungen, Eisenbahn- und Straßenverkehr in der Birkenwaldstufe am Torneträsk) erhöht.

6. Schlussfolgerungen und Ausblick

Nach der Deglaziation des Gebietes vom weichseleiszeitlichen Inlandeis vor ca. 9 500-9 000 Jahren BP hat sich in den Abisko-Bergen unter strengen frostklimatischen Bedingungen, gekennzeichnet durch eine langfristig-saisonale Bodengefrorenis in den Tieflagen am Torneträsk-See und alpinem Permafrostboden in den Gebirgshochlagen über ca. 1000 m ü. M., ein äußerst vielfältiger kaltklimatischer, geomorphologischer Formenschatz aus periglaziären und glaziären Formen und Ablagerungen entwickelt. Die Morphogenese vieler Erscheinungen ist eng an bestimmte klimatische Voraussetzungen, insbesondere des Temperatur- und / oder Niederschlagsregimes, geknüpft. Sind die Formungsvoraussetzungen bekannt, lassen sich diese Formen und Ablagerungen als zuverlässige morphologische Klimaindikatoren verwenden. Die Entwicklung einiger Formen setzt das Vorhandensein von Permafrostboden voraus (z. B. Eiskeilpolygone, pingoähnliche Hügel, Eiskernmoränen); bei anderen Formen wird die Morphogenese durch die Existenz von Permafrostboden im Untergrund nur begünstigt (z. B. Strukturboden-Großformen, große Gelisolifluktuationsloben und -zungen). Bei den Palsas führt in den meisten Fällen erst die Hügelbildung zur Entwicklung von Permafrostboden in einem ansonsten permafrostfreien Milieu. Frostblister treten in den Abisko-Bergen sowohl als Permafrosterscheinungen (mehrjährige Formen) als auch als saisonale Phänomene auf, wobei die Existenz von Permafrost im Untergrund offenbar nicht zwingend erforderlich ist. Der Permafrostboden kann durch eine wasserstauende Schicht oder Fels ersetzt werden (Rakkaslako-Gebiet; vgl. MALMSTRÖM 1987). Eiskernmoränen sind in den Abisko-Bergen nur in den Hochlagen unter Permafrostbedingungen anzutreffen. Sie stellen somit zuverlässige morphologische Permafrostindikatoren dar. Ihre Identifizierung und Unterscheidung von „normalen“ Moränen, deren Eis langsam ausschmilzt, ist jedoch auf den ersten Blick bisweilen schwierig, so dass eventuell geophysikalische Untersuchungsmethoden angewendet werden müssen. Die genannten Formen und Ablagerungen liefern vor allem durch ihren Entwicklungszustand und ihren Aktivitätsgrad Hinweise auf die Klimaentwicklung (Aggradation, Stagnation, Degradation, eventuell „Fossilisierung“ wie im Falle der Eiskeilpolygone), d. h. eine Klimaabkühlung sollte eine Neuanlage, eine Erwärmung einen Zerfall der Erscheinungen zur Folge haben (Aktivierung und Inaktivierung der Formungsprozesse). Der Entwicklungsverlauf der Permafrosthügel im Rakkaslako-Gebiet (mehrjährige Frostblister, pingoähnliche Hügel) kann als repräsentativ angesehen werden. Ihre Morphodynamik spiegelt die Klimaentwicklung wider: Degradation in der relativ warmen Periode 1931-1960, Stagnation und stellenweise Neubildung (1980er Jahre) in der kühlen Periode 1961-1990 sowie auffälliger Zerfall im „warmen“ Zeitraum 1991-2020.

Außer den genannten morphologischen Permafrostindikatoren lassen sich auch Schneefelder und kleine Gletscher sowie der daran geknüpfte geomorphologische Formenschatz als Klimaindikatoren verwenden. Die Abmessungen und Veränderungen von Schneefeldern und Gletschern werden direkt von Klimaparametern (Schneemenge, Temperatur, Wind) gesteuert, wobei die kleinen Gletscher rascher auf Klimaschwankungen und -veränderungen reagieren als die großen Gletscher. An Schneeflecken und -feldern führt das Prozeßgefüge der Nivation im Laufe der Zeit oftmals zur Entwicklung eines charakteristischen Formenschatzes, wobei Mulden und Nischen im Lockermaterial am markantesten in Erscheinung treten und die Lage einer langfristigen, inzwischen möglicherweise abgeschmolzenen Schneeanammlung anzeigen. In Höhenlagen ab ca. 800-900 m ü. M. finden sich im Nordwestteil der Abisko-Berge zahlreiche muldenförmige Geländedepressionen, die an ihrem Rande Pflasterböden aufweisen, die eine ehemals größere Ausdehnung belegen und damit (grobe) Hinweise auf eine Klimaveränderung liefern. Die Pflasterung entstand unter kälteren klimatischen Verhältnissen mit größeren Schneemengen als in der Gegenwart und deutet somit auf eine Klimaerwärmung. Der Zeitpunkt der kälteren Klimaphase läßt sich u. a. anhand des Verwitterungsgrades und des Flechtenbewuchses der Gesteinsoberflächen ermitteln. Die kleinen Gletscher hinterlassen dagegen – sofern sie nicht „kalt“, am Untergrund angefroren und daher nicht erosiv sind – deutlichere Spuren im Gelände als die Schneeflecken, insbesondere in Gestalt von Moränen sowie Schriffmarken (Striae) auf Felsflächen. Für Klimarekonstruktionen am interessantesten sind die „Übergangsformen“ zwischen Schneefeldern und Gletschern sowie die „Minigletscher“, die besonders sensitiv auf Klimaschwankungen reagieren. Bis zu 150 m lange und maximal 10 m hohe Schuttwälle vor den Fronten hoch gelegener großer Schneefelder und kleiner Gletscher sind ein Beleg für ehemals strengere Klimaverhältnisse. Sie sind

als Folge der erosiven Tätigkeit kleiner Gletscher entstanden, die inzwischen stagnieren oder zu Schneefeldern mit Eiskernen degeneriert sind (vgl. LINDH 1984, NYBERG & LINDH 1990). Eine Morphogenese der Moränenwälle und -hügel gegen Ende der „Kleinen Eiszeit“ ist naheliegend, muß aber noch mittels moderner Datierungsmethoden verifiziert werden. Die eigenen Feldbefunde deuten auf ein Rückschmelzen der „Minigletscher“ seit den 1980er Jahren. Ob sich die Abmessungen der Gletschereiskerne in den großen Schneefeldern (Übergangsformen) während der letzten 4 Jahrzehnte deutlich verringert haben, ist aufgrund der langfristigen Schneebedeckung schwer abzuschätzen. Die höchst gelegenen Gletscher (>1200 m ü. M.) dürften inzwischen so stark ausgedünnt sein, dass die winterlichen Kältewellen die Eiskörper weithin durchdringen und der Druckschmelzpunkt kaum mehr erreicht wird, d. h. es vollzieht sich eine Entwicklung von polythermen zu „kalten“ Gletschern.

Die Deutung der Plateau- und Gipfelblockfelder, deren Morphogenese und Altersstellung bis in die 1970er Jahre sehr kontrovers diskutiert wurde (Entstehung im Postglazial oder Bildung während der pleistozänen Eiszeiten in Nunatak-Gebieten; vgl. u. a. STRÖMQUIST 1973), bekam mit der Anwendung der Theorie vom stellenweise „kalten“, nicht erosiven Inlandeis in den Abisko-Bergen durch RAPP (1992, 1996a) einen neuen Impuls. Die hoch gelegenen Blockfelder (>1200 m ü. M., z. B. im Raum Latnjatjåkka-Vassitjåkka und Pallentjåkka-Nissuntjärro) sind nach den vorliegenden geomorphologischen Befunden, Gesteinsverwitterungsraten und Datierungen bereits durch präglaziale warmklimatische Verwitterungsvorgänge im Tertiär angelegt worden und haben die pleistozänen Vergletscherungen unter „kaltem“, wenig erosivem Eis überdauert, wobei die postglaziale Überprägung während der letzten ca. 9 500 Jahre (und möglicherweise auch in den pleistozänen Interglazialen und Interstadialen) durch Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge recht bescheiden ausfiel. Auf diese Weise könnten auch die präglazial angelegten, canyonartig ausgebildeten, lokal mit moränischem Material ausgekleideten Talabschnitte von Nissuntjärro und Pallentjåkka die pleistozänen Vereisungen überdauert haben.

Der durch rasch und „katastrophenartig“ ablaufende Massentransporte an Talhängen und in Bachbetten geschaffene Formenschatz (Erosions- und Akkumulationsformen von „schmutzigen“ Schnee- und Naßschneelawinen, Murgänge) läßt sich wie die Permafrost- und Nivationserscheinungen sowie die Gletscher ebenfalls für Klimarekonstruktionen nutzen. Die Ereignisse haben einen klimatischen Hintergrund, der die jeweiligen geomorphologischen Prozeßabläufe auslöst. Klimaschwankungen manifestieren sich dabei vor allem in einer Veränderung der Prozeßhäufigkeit und -größenordnung. Klimaphasen, in denen eine große Anzahl solcher Ereignisse stattfinden, können morphologische Spuren in der Landschaft hinterlassen, die in ruhigeren Zeitabschnitten Zeugnis von den ehemaligen Vorgängen ablegen. Die vornehmlich im Frühsommer in Bachbetten ausgelösten, Schutt mit sich führenden Naßschneelawinen treten immer wieder an denselben Plätzen auf, sind daher räumlich vorhersehbar, stellen aber dramatische Ereignisse von erheblicher Dimension und Reichweite dar. Sie kennzeichnen Lokalitäten mit mächtigen, an der Basis wassergesättigten Schneeansammlungen und werden durch einen plötzlichen, erheblichen Temperaturanstieg ausgelöst. Dagegen werden Muren hauptsächlich durch extreme Starkregen initiiert, die in bestimmten Zeitintervallen wiederkehren. Die Ereignisse treten seltener auf als die Naßschneelawinen, doch ist oftmals ein relativ großes Gebiet betroffen, da viele Murströme gleichzeitig ausgelöst werden können, wie im Nissuntjärro-Trogtal, wo 1979 mehr als 200 Einzelmuren niedergingen (vgl. NYBERG 1985), vermutlich begünstigt durch abschmelzenden, eishaltigen Permafrostboden in den Gipfelblockfeldern des Nissuntjärro. Ein limitierender Faktor bei der Nutzung der genannten rasch ablaufenden Materialverlagerungen als (Paläo-) Klimaindikatoren ist das spärliche ältere Klimadatenmaterial sowie der Mangel an Feldbefunden und zuverlässigen Datierungen der korrelierten Ablagerungen, insbesondere im Falle der Mur-Lokalitäten, an denen mehrere Murstrom-Generationen übereinander und miteinander „verschachtelt“ auftreten können. Anders als bei den Permafrostindikatoren und Gletschern ist eine Aktivierung der formbildenden Prozesse kein Beleg für eine markante, länger anhaltende Temperaturdepression, sondern für ein kurzfristiges, komplexes Ereignis, was den Wert der Schutt transportierenden (Naß-) Schneelawinen und Muren als (Paläo-) Klimaindikatoren schmälert.

Von den Permafrosterscheinungen verdienen die in Moor- und Sumpfgebieten entwickelten Permafrosthügel besondere Beachtung. Die kleinen, eisreichen Frostblister, deren thermisch isolierende Torfdecke

oft Dehnungsspalten infolge der raschen Injektionseisbildung bei ihrer Anlage aufweist, reagieren besonders sensitiv auf eine Erwärmung, so dass nicht alle Hügel den ersten Sommer „überleben“. Dagegen vollzieht sich die Degradation bei den durch eine Segregationseisbildung im Torf und / oder Mineralboden gebildeten Palsas mangels Spaltenbildung zu Beginn der Entwicklung langsamer. Spalten reißen erst mit fortgeschrittener Heraushebung des Palsakörpers über den Moorwasserspiegel auf und gestatten dadurch den Zutritt von Warmluft zum gefrorenen Palsakern. Niedrige Plateaupalsas („Torfplateaus“) sind oftmals sogar spaltenfrei und wirken stabil. Dort setzt die Degradation zumeist an den Palsarändern durch Unterminierung der Torflagen und an der Oberfläche durch Abschmelzen des Bodeneises unter flachen Wassertümpeln ein. Trotz der längeren Reaktionszeit auf Klimaveränderungen im Vergleich zu den Frostblistern stellen die Palsamoore in den Tieflagen am Nordrand der Abisko-Berge, etwa im Stordalen-Gebiet, wichtige „Klimafühler“ dar. Die nordischen Palsamoore repräsentieren, solange ihre Permafrostkörper gefroren sind, aufgrund der pflanzlichen CO₂-Aufnahme und Torfakkumulation bedeutende Kohlenstoff-Pools im Landschaftshaushalt. Eine Klimaerwärmung, etwa im Rahmen des aktuellen Klimawandels, hat u. a. größere sommerliche Auftautiefen des Permafrostbodens, die Entwicklung von Thermokarst-Erscheinungen, Veränderungen der oberflächennahen hydrologischen Verhältnisse im Moor sowie einen verstärkten Ausstoß der Treibhausgase CO₂ (Kohlendioxid) und CH₄ (Methan) zur Folge (vgl. u. a. BOSIÖ, JOHANSSON, CALLAGHAN et al. 2012). Studien von ÅKERMAN & JOHANSSON (2008), JOHANSSON & ÅKERMAN, JONASSON et al. (2008) in 9 Palsamooren im Raum Katterjåkk – Bergfors (1978-2006) und von MEIER (2015) in 35 Palsamooren in der norwegischen Finnmark (1981-2011) belegen bereits eine markante Zunahme der sommerlichen Auftautiefen seit den 1980er Jahren als Folge der deutlich nachweisbaren Klimaerwärmung. Um die komplexen Zusammenhänge und Rückkopplungen zwischen dem Permafrostmilieu, dem Klima und dem Kohlenstoffhaushalt der Atmosphäre besser zu verstehen, sind weitere zielgerichtete Untersuchungen erforderlich.

7. Literaturverzeichnis

- AHLMANN, H.W. & LINDBLAD, T. (1940): Die Größenveränderungen des Kårsajökels in Schwedisch-Lappland während der Jahre 1909-1939. – Geogr. Ann. 22 (1-2), S. 80-94, Stockholm
- AHLMANN, H.W. & TRYSELIUS, O. (1929): Der Kårsa-Gletscher in Schwedisch Lappland. – Geogr. Ann. 11, S. 1-32, Stockholm
- 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. (1991): Aspects of the Significance of Climatic Changes of the Periglacial Environment in Northern Sweden. – Svensk Geogr. Årsbok 69, S. 176-187, Lund
- ÅKERMAN, J. & JOHANSSON, M. (2008): Thawing Permafrost and Thicker Active Layers in Sub-Arctic 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
- ALSTRÖM, T., BERGMAN, A. & PILESJÖ, P. (1989): Förändringsstudie av pingögölar på Rakaslako, väster om Björkliden. – Lunds Univ. Naturgeogr. Inst., Rapp. Not. 72, S. 41-55, Lund
- ANDRÉ, M.-F. (1995): Postglacial Microweathering of Granite Roches Moutonnees in Northern Scandinavia (Riksgränsen area, 68° N). – In: SLAYMAKER, O. (Hrsg.): Steepland Geomorphology, S. 103-127, Chichester
- ANDRÉ, M.-F. (1996): Rock weathering rates in arctic and subarctic environments (Abisko Mts., Swedish Lapland). – Ztschr. Geomorph. 40 (4), S. 499-517, Berlin, Stuttgart
- ANDRÉ, M.-F. (2002): Rates of Postglacial rock weathering on glacially scoured outcrops (Abisko – Riksgränsen area, 68° N). – Geogr. Ann. 84A (3-4), S. 139-150, Stockholm
- ANDRÉ, M.-F. (2004): The geomorphic impact of glaciers as indicated by tors in North Sweden (Aurivaara, 68 N). – Geomorphology 57, S. 403-421
- BALLANTYNE, C.K. (1998): Age and significance of mountain-top detritus. – Permafrost Perigl. Proc. 9, S. 327-345, Chichester
- BALLANTYNE, C.K. (2010): A General Model of Autochthonous Blockfield Evolution. – Permafrost Perigl. Proc. 21 (4), S. 289-300, Chichester
- BALLANTYNE, C.K. (2018): Periglacial Geomorphology. – 454 S., Chichester
- BALLANTYNE, C.K. & MATTHEWS, J.A. (1983): Dessication cracking and sorted polygon development, Jotunheimen, Norway. – Arctic Alpine Res. 15 (3), S. 339-349, Boulder
- BÄRRING, L. & LOMAN, G. (1983): Jordkilar i Kärkevage. – Svensk Geogr. Årsbok 59, S. 183-190, Lund
- BARTSCH, A., GUDE, M. & GURNEY, S.D. (2009): Quantifying sediment transport processes in periglacial mountain environments at a catchment scale using geomorphic process units. – Geogr. Ann. 91A (1), S. 1-9, Stockholm
- BERGLUND, B.E., BARNEKOW, L. et al. (1996): Holocene forest dynamics and climate changes in the Abisko area, north Sweden – the Sonesson-model of vegetation history reconsidered and confirmed. – Ecol. Bull. 45, S. 15-30, Copenhagen
- BERRISFORD, M.S. (1991): Evidence of Enhanced Mechanical Weathering Associated with Seasonally Late-lying and Perennial Snow Patches, Jotunheimen, Norway. – Permafrost Perigl. Proc. 2 (4), S. 331-340, Chichester
- 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. (2005): Intensity and spatio-temporal variability of chemical denudation in an arctic-oceanic periglacial drainage basin in northernmost Swedish Lapland. – Nordic Hydrology 36 (1), S. 21-36

- BEYLICH, A.A. (2008): Mass transfers, sediment budget and relief development in the Latnjavagge catchment, Arctic-oceanic Swedish Lapland. – *Ztschr. Geomorph.* 52, Suppl.-Bd. 1, S. 149-197, Berlin, Stuttgart
- BEYLICH, A.A. (2011): Mass transfers, sediment budgets and relief development in cold environments: Results of long-term geomorphological drainage basin studies in Iceland, Swedish Lapland and Finnish Lapland. – *Ztschr. Geomorph.* 55 (2), S. 145-174, Berlin, Stuttgart
- BEYLICH, A.A. & SANDBERG, O. (2005): Geomorphic effects of the extreme rainfall event of 20-21 July, 2004 in the Latnjavagge catchment, northern Swedish Lapland. – *Geogr. Ann.* 87A (3), S. 409-419, Stockholm
- BODIN, A. (1993): Physical properties of the Kårsa glacier, Swedish Lapland. – Stockholm Univ. Forskningsrapport 97, S. 1-24, Stockholm
- BOELHOUWERS, J. (2004): New Perspectives on Autochthonous Blockfield Development. – *Polar Geography* 28 (2), S. 133-146
- BOSIÖ, J., JOHANSSON, M., CALLAGHAN, T.V. et al. (2012): Future vegetation changes in thawing subarctic mires and implications for greenhouse gas exchange – a general assessment. – *Climatic Change* 115, S. 379-398
- BULL, W. B., SCHLYTER, P. & BROGAARD, S. (1995): Lichenometric analysis of the Kärkerieppe slush-avalanche fan, Kärkevage, Sweden. – *Geogr. Ann.* 77A (4), S. 231-240, Stockholm
- CALLAGHAN, T.V., BERGHOLM, F. et al. (2010): A new climate era in the sub-Arctic: accelerating climate changes and multiple impacts. – *Geophysical Res. Letters* 37 (14), L 14705, 6 S.
- CALLAGHAN, T.V., JONASSON, C. et al. (2013): Ecosystem change and stability over multiple decades in the Swedish Subarctic: complex processes and multiple drivers. – *Phil. Trans. Royal Soc.* 368, 18 S., London
- CAMPBELL, S.W., DIXON, J.C., DARMODY, R.G. & THORN, C.E. (2001): Spatial variation of early season surface water chemistry in Kärkevage, Swedish Lapland. – *Geogr. Ann.* 83A (4), S. 169-178, Stockholm
- CHRISTENSEN, T.R., JOHANSSON, T. et al. (2004): Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions. – *Geophysical Res. Letters* 31, L 04501, 4 S.
- CHRISTENSEN, T.R., MASTEPANOV, M. & JOHANSSON, M. (2010): Peatland Exchanges of CO₂ and CH₄ – the importance of the Presence or Absence of Permafrost. – *Third Europ. Conf. Permafrost, Longyearbyen 2010*, S. 219
- CHRISTIANSEN, H.H. (1998): Nivation forms and processes in unconsolidated sediments, NE Greenland. – *Earth Surf. Proc. Landforms* 23, S. 751-760
- CHRISTIANSEN, H.H. (2005): Thermal Regime of Ice-Wedge Cracking in Adventdalen, Svalbard. – *Permafrost Perigl. Proc.* 16 (1), S. 87-98, Chichester
- CHRISTIANSEN, H.H., MATSUOKA, N. & WATANABE, T. (2016): Progress in Understanding the Dynamics, Internal Structure and Palaeoenvironmental Potential of Ice Wedges and Sand Wedges. – *Permafrost Perigl. Proc.* 27 (4), S. 365-376, Chichester
- CLARHÄLL, A. & KLEMAN, J. (1999): Distribution and glaciological implications of relict surfaces on the Ultevis plateau, northwestern Sweden. – *Annals Glac.* 28, S. 202-208
- DARMODY, R.G., THORN, C.E. & ALLEN, C.E. (2005): Chemical weathering and boulder mantles, Kärkevage, Swedish Lapland. – *Geomorphology* 67, S. 159-170
- DARMODY, R.G., THORN, C.E. & DIXON, J.C. (2008): Differential rock weathering in the “Valley of the boulders”, Kärkevage, Swedish Lapland. – *Geogr. Ann.* 90A (3), S. 201-209, Stockholm
- DARMODY, R.G., THORN, C.E., DIXON, J.C. & SCHLYTER, P. (2000): Soils and Landscapes of Kärkevage, Swedish Lapland. – *Soil Sci. Soc. Am., Journ.* 64, S. 1455-1466

- DEHLS, J.F., OLESEN, O., OLSEN, L. & BLIKRA, L.H. (2000): Neotectonic faulting in northern Norway: the Stuoragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. – *Quaternary Sci. Rev.* 19, S. 1447-1460
- DIXON, J.C., THORN, C.E. & DARMODY, R.G. (2008): Spatial Scale and Chemical Weathering in Kärkevagge: Influences on Landscape Evolution. – *Ztschr. Geomorph.* 52, Suppl. Bd. 1, S. 27-49, Berlin, Stuttgart
- DOBINSKI, W. (2008): New Patterns of Permafrost Occurrence in a Mountain Environment, Based on an Example from the Tatra Mountains, Poland, and the Abisko Area, Sweden. – *Proc. Ninth Intern. Conf. Permafrost, Univ. Fairbanks, Alaska, Bd. 1, S. 367-371, Fairbanks*
- DOBINSKI, W. (2010): Geophysical characteristics of permafrost in the Abisko area, northern Sweden. – *Polish Polar Res.* 31 (2), S. 141-158
- EBERT, K. & KLEMAN, J. (2004): Circular moraine features on the Varanger Peninsula, northern Norway, and their possible relation to polythermal ice sheet coverage. – *Geomorphology* 62 (3-4), S. 159-168
- EKMAN, S. (1957): Die Gewässer des Abiskogebietes und ihre Bedingungen. – *Kungl. Sver. Vetenskapsakad. Handl.* 4, Ser. 6 (6), Stockholm
- FJELLANGER, J. & NYSTUEN, J.P. (2007): Diagenesis and weathering of quartzite at the palaeic surface on the Varanger Peninsula, northern Norway. – *Norsk Geol. Tidsskr.* 87, S. 133-145, Trondheim
- FJELLANGER, J., SÖRBEL, L., LINGE, H. et al. (2006): Glacial survival of blockfields on the Varanger peninsula, northern Norway. – *Geomorphology* 82, S. 255-272
- FRENCH, H.M. (2007): *The Periglacial Environment*. – Chichester (3. Aufl.), 458 S.
- GOODFELLOW, B.W. & BOELHOUWERS, J. (2013): Hillslope Processes in Cold Environments: An Illustration of High-Latitude Mountain and Hillslope Processes and Forms. – In: *Treatise on Geomorphology* 7, Mountain and Hillslope Geomorphology, S. 320-336, Amsterdam
- GOODFELLOW, B.W., FREDIN, O., DERRON, M.-M. & STROEVEN, A.P. (2008): Weathering processes and Quaternary origin of an alpine blockfield in Arctic Sweden. – *Boreas* 38, S. 379-391
- GOODFELLOW, B. W., STROEVEN, A.P., HÄTTESTRAND, C. et al. (2008): Deciphering a non-glacial / glacial landscape mosaic in the northern Swedish mountains. – *Geomorphology* 93, S. 213-232
- GRUNDSTEN, C. (2010): *På Fjälltur: Abisko – Kebnekaise*. – Norstedts-Verlag, 230 S., Stockholm 2010
- GUDE, M., BARTSCH, A. et al. (2002): Towards an integration of process measurements, archive analysis and modelling in Kärkevagge geomorphology. – *Geogr. Ann.* 84A (3-4), S. 205-212, Stockholm
- GUDE, M. & SCHERER, D. (1995): Snowmelt and slush torrents – preliminary report from a field campaign in Kärkevagge, Swedish Lappland. – *Geogr. Ann.* 77A(4), S. 199-206, Stockholm
- GUDE, M. & SCHERER, D. (1998): Snowmelt and slushflows: hydrological and hazard implications. – *Annals Glac.* 26, S.381-384
- HALL, K.J. (1985): Some observations on ground temperatures and transport processes at a nivation site in northern Norway. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 39 (1), S. 27-37, Oslo
- HARRIS, S.A., BROUCHKOV, A. & GUODONG, G. (2018): *Geocryology. Characteristics and Use of Frozen Ground and Permafrost Landforms*. – CRC Press, Boca Raton, London, New York, Leiden, 765 S.
- HARRY, D.G. & GOZDZIK, J.S. (1988): Ice wedges: growth, thaw transformation, and palaeoenvironmental significance. – *Journ. Quaternary Sci.* 3 (1), S. 39-55, Chichester
- HOLDAR, C.G. (1957): Deglaciationsförloppet i Torneträsk-området efter senaste nedisningsperioden, med vissa tillbakablicker och regionaler jämförelser. – *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.* 79 (3), Nr. 490, S. 293-529, Stockholm
- HOLDAR, C. G. (1959): The inland ice in the Abisko area. – *Geogr. Ann.* 41, S. 231-235, Stockholm

- HÖLLERMANN, P. (1964): Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe Südtirol). – Ztschr. Geomorph., Suppl.-Bd. 4, 235 S., Berlin, Stuttgart
- JARMAN, D. (2002): Rockslope failure and landscape evolution in the Caledonian Mountains, as exemplified in the Abisko area, northern Sweden. – Geogr. Ann. 84A (3-4), S. 213-224, Stockholm
- JECKEL, P.P. (1988): Permafrost and its altitudinal zonation in N. Lapland. – Proc. V. Intern. Conf. Permafrost, Trondheim 1988, S. 170-175, Trondheim
- JOHANSSON, M., ÅKERMAN, J., JONASSON, C. et al. (2008): Increasing Permafrost Temperatures in Subarctic Sweden. – Proc. Ninth Intern. Conf. Permafrost 2008, Univ. Fairbanks, Alaska, Bd.1, S. 851-856, Fairbanks
- JOHANSSON, M., ÅKERMAN, J., KEUPER, F. et al. (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. et al. (2013): Rapid responses of permafrost and vegetation to experimentally increased snow cover in sub-arctic Sweden. – *Environ. Res. Letters* 8, 035025, 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
- JOHANSSON, T., MALMER, N. et al. (2006): Decadal vegetation changes in a northern peatland, greenhouse gas fluxes and net radiative forcing. – *Global Change Biol.* 12, S. 2352-2369
- JONASSON, C. (1991): Holocene slope processes of periglacial mountain areas in Scandinavia and Poland. – UNGI-Rapport 79 (Uppsala Univ. Naturgeogr. Inst.), 156 S., Uppsala
- JONASSON, C. & NYBERG, R. (1999): The rainstorm of August 1998 in the Abisko area, northern Sweden: preliminary report on observations of erosion and sediment transport. – *Geogr. Ann.* 81A (3), S. 387-390, Stockholm
- JONASSON, C., NYBERG, R. & RAPP, A. (1997): Dating of rapid mass movements in Scandinavia: talus rockfalls, large rockslides, debris flows and slush avalanches. – In: MATTHEWS, J.A., BRUNSDEN, D. et al. (Hrsg.): Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. – *Paläoklimaforschung* 19, S. 267-282, Stuttgart
- JONASSON, C. & PAPACKOVA, L. (2002): Comparative ecology of cryogenic landforms in the subarctic Scandes and the high Sudetes. – Swedish-Czech Joint Res. Project, Progress Report, 12 S.
- KARLÉN, W. (1973): Holocene glacier and climate variations, Kebnekaise mountains, Swedish Lapland. – *Geogr. Ann.* 55A (1), S. 29-63, Stockholm
- KARLÉN, W. (1975): Lichenometrisk datering i norra Skandinavien – metodens tillförlitlighet och regional tillämpning. – Stockholms Univ. Naturgeogr. Inst., Forskningsrapport 22, 71 S., Stockholm
- KARLÉN, W. (1981): Lacustrine sediment studies. – *Geogr. Ann.* 63A (3-4), S. 273-281, Stockholm
- KARLÉN, W., BODIN, A. et al. (1995): Climate of northern Sweden during the Holocene. – *Journ. Coastal Res.* 7, Spec. Issue 17, S. 47-54
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. – *Bochumer Geogr. Arb.* 35, 211 S., Paderborn
- KESSLER, M.A., MURRAY, A.B. & WERNER, B.T. (2001): A model for sorted circles as selforganized patterns. – *Journ. Geophysical Res.* 106 (37), S. 13287-13306
- KING, L. (1984): Permafrost in Skandinavien. Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre / Rondane. – *Heidelberger Geogr. Arb.* 76, 174 S., Heidelberg
- KLING, J. (1997): Observations on Sorted Circle Development, Abisko, Northern Sweden. – *Permafrost Perigl. Proc.* 8 (4), S. 447-453, Chichester

- KLING, J. (1998): The difference between sorted circle and polygon morphology and their distribution in two alpine areas, northern Sweden. – *Ztschr. Geomorph* 42 (4), S. 439-452, Berlin, Stuttgart
- KNEISEL, C. (2006): Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. – *Geomorphology* 80, S. 32-44
- KNEISEL, C. (2010a): Frozen ground conditions in a subarctic mountain environment, Northern Sweden. – *Geomorphology* 118, S. 80-92
- KNEISEL, C. (2010b): The nature and dynamics of frozen ground in alpine and subarctic periglacial environments. – *The Holocene* 20 (3), S. 423-445
- KNUTSSON, S. (1980): Permafrost i Norgevägen. – *Byggmästaren* 10, S. 8-11, Stockholm
- KOHLER, J., BRANDT, O., JOHANSSON, M. & CALLAGHAN, T.V. (2006): A long-term Arctic snow depth record from Abisko, northern Sweden, 1913-2004. – *Polar Res.* 25 (2), S. 91-113, Tromsø
- KUJALA, K., SEPPÄLÄ, M. & HOLAPPA, T. (2008): Physical properties of peat and palsa formation. – *Cold Regions Sci. Techn.* 52, S. 408-414
- KULLING, O. (1964): Berggrundskarta över Torneträsk områdets västra del. – *Svensk Geol. Unders.*, Ser. Ba, Nr. 19
- KULLMAN, L. (1999): Early Holocene tree growth at a high elevation site in the northernmost Scandes of Sweden (Lapland): a palaeobiogeographical case study based on megafossil evidence. – *Geogr. Ann.* 81A (1), S. 63-74, Stockholm
- KULLMAN, L. (2015): Recent and Past Trees and Climates at the Arctic / Alpine Margin in Swedish Lapland: An Abisko Case Study Review. – *Journ. Biodiversity Management and Forestry* 4 (4), S. 1-12
- LÄNSSTYRELSEN i NORRBOTTENS LÄN (2003): Abisko turtips. – 143 S., Luleå
- LINDH, L. (1984): Studies of transitional forms between snowpatch and glacier in the Abisko Mountains, Swedish Lapland. – *Svensk Geogr. Årsbok* 60, S. 145-156, Lund
- LINDH, L., NYBERG, R. & RAPP, A. (1988): Geomorphological effects and recent climatic response of snowpatches and glaciers in the western Abisko Mountains, Sweden. – *Proc. V. Intern. Conf. Permafrost, Trondheim 1988*, S. 89-94, Trondheim
- LINDSTRÖM, M. et al. (1985): Geology of a part of the Torneträsk section of the Caledonian front, northern Sweden. – In: GEE, D.G. & STURT, B.A. (Hrsg.): *The Caledonide Orogen, Scandinavia and related areas*, S. 507-513, Chichester
- LUOTO, M. & SEPPÄLÄ, M. (2002): Characteristics of earth hummocks (pounus) with and without permafrost in Finnish Lapland. – *Geogr. Ann.* 84A (2), S. 127-136, Stockholm
- LUOTO, M. & SEPPÄLÄ, M. (2003): New extensive sporadic permafrost feature in Finnish Lapland: peaty earth hummocks (pounus). – *Proc. 8th Intern. Conf. Permafrost, Zürich 2003*, S. 703-705, Lisse
- MACKAY, J.R. (1986): The first 7 years (1978-1985) of ice-wedge growth, Illisarvik experimental drained lake site, Western Arctic coast. – *Can. Journ. Earth Sci.* 23, S. 1782-1795
- MACKAY, J.R. (1993): Air temperature, snow cover, creep of frozen ground, and the time of ice-wedge cracking, Western Arctic coast. – *Can. Journ. Earth Sci.* 30, S. 1720-1729
- MACKAY, J.R. & MACKAY, D.K. (1976): Cryostatic processes in nonsorted circles (mud hummocks), Inuvik, Northwest Territories. – *Can. Journ. Earth Sci.* 13 (7), S. 889-897
- MALMER, N., JOHANSSON, T., OLSRUD, M. & CHRISTENSEN, T.R. (2005): Vegetation, climatic changes and net carbon sequestration in a North-Scandinavian subarctic mire over 30 years. – *Global Change Biology* 11, S. 1895-1909
- 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. & NYBERG, R. (1989): Västra Abiskofjällen som testområde för studier av klimatberoende geomorfologiska processer. – *Lunds Naturgeogr. Inst., Rapp. Not.* 72, S. 5-11, Lund

- MALMSTRÖM, B. & PALMÉR, 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
- MATSUMOTO, H. & ISHIKAWA, M. (2002): Gelifluction within a solifluction lobe in the Kärkevagge valley, Swedish Lappland. – Geogr. Ann. 84A (3-4), S. 261-266, Stockholm
- MATSUOKA, N. (2001): Solifluction rates, processes and landforms: a global review. – Earth-Science Rev. 55, S. 107-134
- MATSUOKA, N. & CHRISTIANSEN, H.H. (2008): Ice Wedge Polygon Dynamics in Svalbard: High Resolution Monitoring by Multiple Techniques. – Proc. Ninth Intern. Conf. Permafrost, Fairbanks 2008, Bd. 2, S. 1149-1154, Fairbanks
- MATSUOKA, N., CHRISTIANSEN, H.H. & WATANABE, T. (2018): Ice-wedge polygon dynamics in Svalbard: Lessons from a decade of automated multisensor monitoring. – Permafrost Perigl. Proc. 29 (3), S. 210-227, Chichester
- MEIER, K.-D. (1985): Studien zur Verbreitung, Morphologie, Morphodynamik und Ökologie von Palsas auf der Varanger-Halbinsel, Nord-Norwegen. – In: KELLETAT, D. (Hrsg.): Beiträge zur Geomorphologie der Varanger-Halbinsel, Nord-Norwegen. – Essener Geogr. Arb. 10, S. 113-243, Paderborn
- MEIER, K.-D. (1987): Studien zur periglaziären Landschaftsformung in Finnmark (Nordnorwegen). – Jb. 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 Periglaziärscheinungen 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 Permafrostercheinungen (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. (2015): Permafrosthügel in Norwegisch und Schwedisch Lappland im Klimawandel. – Hamburger Beitr. Phys. Geographie Landschaftsökologie 22, 254 S. u. Daten-CD, Hamburg
- MEIER, K.-D. (2017): Bemerkungen zur glaziären und periglaziären Landschaftsformung in den Lyngen-Alpen (Lyngen-Halbinsel) und im Bergland von Kåfjord und Storfjord, Norwegisch Lappland, mit ausgewählten themenbezogenen Wanderexkursionen. – Hamburger Beitr. Phys. Geographie Landschaftsökologie 23, S. 1-90, Hamburg
- MEIER, K.-D. (2020): Studien und Exkursionen zur Quartärgeologie und Geomorphologie der Varanger-Halbinsel und Küstenregion Südvarangers, Nordost-Finnmark, Norwegisch Lappland. – Hamburger Beitr. Phys. Geographie Landschaftsökologie 24, 336 S., Hamburg
- MEIER, K.-D. & THANNHEISER, D. (2007): Eine Studie zur Physischen Geographie der Bergsfjord-Halbinsel, Finnmark / Troms, unter besonderer Berücksichtigung der Vergletscherungsgeschichte und Blockfeldentwicklung. – Norden 18, S. 85-125, Bremen
- MEIER, K.-D. & THANNHEISER, D. (2009): Gletscher und Permafrost in Nordenskiöldland, Spitzbergen, als potentielle Klimaindikatoren. – Hamburger Beitr. Phys. Geographie 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. (2017): Eine Exkursion zur kaltklimatischen quartären Landschaftsformung auf der westlichen Finnmarksvidda, Norwegisch Lappland. – *Hamburger Beitr. Phys. Geographie Landschaftsökologie* 23, S.191-284, Hamburg
- MELANDER, O. (1977): Geomorfologiska kartbladet 30 H Riksgränsen (Öst), 30 I Abisko, 31 H Reurivare och 31 I Vadvetjåkka. Beskrivning och naturvärdsbedömning. – Statens naturvårdsverk (SNV) PM 857, 36 S.
- NEREGÅRD, F. (2017): Fjällvandra kring Kebnekaise, Abisko och Riksgränsen. – Calazo-Verlag, 357 S. Stockholm
- NIESSEN, A., VAN HORSSSEN, P. & KOSTER, E.A. (1992): Altitudinal zonation of selected geomorphological phenomena in an alpine periglacial area (Abisko, northern Sweden). – *Geogr. Ann.* 74A (2-3), S. 183-196, Stockholm
- 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.)
- NYBERG, R. (1980): Slasklaviner i Abiskofjällen. Utbredning och geomorfologisk effekt. – *Svensk Geogr. Årsbok* 56, S. 47-56, Lund
- NYBERG, R. (1982): Snöslasklavin nära Abisko 2 Juni 1982. – *Svensk Geogr. Årsbok* 58, S. 170-176, Lund
- NYBERG, R. (1985): Debris Flows and Slush Avalanches in Northern Swedish Lappland. Distribution and Geomorphological Significance. – *Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst. Avhandl.* 97, 222 S., Lund
- NYBERG, R. (1986): Freeze-thaw activity at snowpatch sites. A progress report of studies in N. and S. Sweden. – *Geogr. Ann.* 68A (3), S. 207-211, Stockholm
- NYBERG, R. (1987): Slush avalanches in the Abisko Mountains, Sweden – initiated by normal or extreme weather conditions? – *UNGI-Rapport* 65 (Uppsala Univ. Naturgeogr. Inst.), S. 161-170, Uppsala
- NYBERG, R. (1989): Observations on slush flows and their geomorphological effects in the Swedish mountain area. – *Geogr. Ann.* 91A (3-4), S. 185-198, Stockholm
- NYBERG, R. (1991): Geomorphic processes at snowpatch sites in the Abisko Mountains, northern Sweden. – *Ztschr. Geomorph.* 35 (3), S. 321-343, Berlin, Stuttgart
- NYBERG, R. (1993): Freeze-Thaw Activity and Some of Its Geomorphic Implications in the Abisko Mountains, Swedish Lappland. – *Permafrost Perigl. Proc.* 4 (1), S. 37-47, Chichester
- NYBERG, R. & LINDH, L. (1990): Geomorphic features as indicators of climatic fluctuations in a periglacial environment, northern Sweden. – *Geogr. Ann.* 72A (2), S. 203-210, Stockholm
- NYBERG, R. & RAPP, A. (1989): Riksgränsa – Swedish / Finnish border (Sweden). – In: SOLLID, J.L. (Hrsg.): Excursion guide for northern Finland – Norway – Sweden. – V. Intern. Conf. Permafrost, Trondheim 1988, *Medd. Geogr. Inst. Univ. Oslo, Naturgeogr. Ser., Rapport Nr. 12 (Rev. Ausg.)*, S. 14-34, Oslo
- NYBERG, R. & RAPP, A. (1998): Extreme Erosional Events and Natural Hazards in Scandinavian Mountains. – *Ambio* 27 (4), S. 292-299
- ÖBERG, L. & KULLMAN, L. (2011): Recent Glacier Recession – a New Source of Postglacial Treeline and Climate History in the Swedish Scandes. – *Landscape Online* 26, S. 1-38
- ÖSTREM, G., HAAKENSEN, N. & MELANDER, O. (1973): Atlas of Breer i Nord-Skandinavia / Glacier Atlas of Northern Scandinavia. – *Medd. Nr. 22 fra Hydrologisk Avd., Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen og Univ. Stockholm*, 315 S., Oslo, Stockholm
- OUTCALT, S.I. & NELSON, F. (1984): Computer simulation of buoyancy and snow-cover in palsa dynamics. – *Arctic Alpine Res.* 16, S. 259-263, Boulder

- RAPP, A. (1959): Avalanche boulder tongues in Lappland. - Geogr. Ann. 41 (1), S. 34-48, Stockholm
- RAPP, A. (1960): Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. - Geogr. Ann. 92 (2-3), S. 71-200, Stockholm
- RAPP, A. (1963): Till Kärkevagge och Rissajaure. - Svensk Turistfören. Publ. Nr. 1598, 6 S. u. Karte, Stockholm
- RAPP, A. (1974): Slope erosion due to extreme rainfall, with examples from tropical and arctic mountains. - Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge, 29, S. 118-136, Göttingen
- RAPP, A. (1983a): Impact of Nivation on Steep Slopes in Lappland and Scania, Sweden. - Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge, 35, S. 97-115, Göttingen
- RAPP, A. (1983b): Zonation of Permafrost Indicators in Swedish Lappland. - Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge, 35, S. 82-90, Göttingen
- RAPP, A. (1985a): Active and Fossil Periglacial Landforms. - In: PITTY, A. (Hrsg.): Themes of Geomorphology, S. 38-55, London, Sydney
- RAPP, A. (1985b): Extreme rainfall and rapid snowmelt as causes of mass movements in high latitude mountains. - In: CHURCH, M. & SLAYMAKER, O. (Hrsg.): Field and Theory, Lectures in Geomorphology, S. 36-56, Vancouver
- RAPP, A. (1986): Comparative studies of actual and fossil nivation in north and south Sweden. - Ztschr. Geomorph., Suppl.-Bd. 60, S. 251-263, Berlin, Stuttgart
- RAPP, A. (1987): Extreme weather situations causing mountain debris flows. - UNGI Rapport 65 (Uppsala Univ. Naturgeogr. Inst.), S. 171-181, Uppsala
- RAPP, A. (1992): Kärkevagge revisited. Field excursion on geomorphology and environmental history in the Abisko Mountains, Sweden. - Sveriges Geol. Unders., Ser. Ca 81, S. 269-276, Uppsala
- RAPP, A. (1993a): Nytt ljus över högfjällens geomorfologi. - Svensk Geogr. Årsbok 69, S. 97-99, Lund
- RAPP, A. (1993b): Nordiskt ljus vid Glafsfjorden. Arvika och Ekmanjaure, Abisko. Varbrev från Värmland 1993. - Geogr. Notiser, Argång LI, 1993, Nr. 4, S. 245-254, Lund
- RAPP, A. (1994): Föränderlig fjällnatur i Abisko och Kärkevagge. - Kungl. Vetenskapsakad. Documenta 58, S. 41-43, Stockholm
- RAPP, A. (1995a): Snöslasklaviner i Abisko-området i maj-juni 1995. Från Jämmerdalen till Förklaringsberg. - Svensk Geogr. Årsbok 71, S. 100-107, Lund
- RAPP, A. (1995b): Case studies of geoprocesses and environmental change in mountains of northern Sweden. - Geogr. Ann. 77A (4), S. 189-198, Stockholm
- RAPP, A. (1996a): Impact of Mountain Glaciations on Tors, Blockfields and Cryoplanation Features. - Nunataks or Non-scoured Zones as Refugia? - In: Mc CANN, S.B. & FORD, D.C. (Hrsg.): Geomorphology Sans Frontières, S. 137-152
- RAPP, A. (1996b): Photo documentation of landscape change in northern Swedish mountains. - Ecol. Bull. 45, S. 170-179, Kopenhagen
- RAPP, A. & ÅKERMAN, J. (1993): Slope processes and climate in the Abisko Mountains, northern Sweden. - In: FRENZEL, B. et al. (Hrsg.): Solifluction and climatic variations in the Holocene. ESP Project "European Palaeoclimate and Man 6", Paläoklimaforschung 11, S. 163-177, Akad. Wiss. Lit. Mainz, Stuttgart, Jena, New York 1993
- RAPP, A. & ANNERSTEN, L. (1969): Permafrost and tundra polygons in Sweden. - In: PEWÉ, T.L. (Hrsg.): The Periglacial Environment, Past and Present, S. 65-91, Montreal
- RAPP, A. & CLARK, G. M. (1971): Large nonsorted polygons in Padjelanta national park, Swedish Lapland. - Geogr. Ann. 53A (2), S. 71-85, Stockholm
- RAPP, A., GUSTAFSON, K. & JOBS, P. (1962): Iskilar i Padjelanta? - Ymer 82, S. 188-202

- RAPP, A., JONASSON, C. & NYBERG, R. (1997): Extrema sommarregn med översvämningar och jordskred. Ett utslag av klimatändring i Norden efter 1950-talet? – Svensk Geogr. Årsbok 73, S. 67-79, Lund
- RAPP, A. & NYBERG, R. (1980): Nya lokaler med tundrapolygoner i svenska fjällen. – Svensk Geogr. Årsbok 56, S. 110-113, Lund
- RAPP, A. & NYBERG, R. (1981a): Alpine debris flows in northern Scandinavia. Morphology and dating by lichenometry. – Geogr. Ann. 63A (3-4), S. 183-196, Stockholm
- RAPP, A. & NYBERG, R. (1981b): Alpine debris flows triggered by a violent rainstorm on June 23, 1979, near Abisko, N. Sweden. – Trans. Japanese Geomorph. Union 2 (2), S. 329-342
- RAPP, A. & NYBERG, R. (1988): Mass movements, nivation processes and climatic fluctuations in northern Scandinavian mountains. – Norsk Geogr. Tidsskr. 42, S. 245-253, Oslo
- RAPP, A., NYBERG, R. & LINDH, L. (1986): Nivation and local glaciation in N. and S. Sweden. A progress report. – Geogr. Ann. 68A (3), S. 197-205, Stockholm
- RAPP, A. & RUDBERG, S. (1960): Recent periglacial phenomena in Sweden. – Biul. Perygl. 8, S. 143-154, Lodz
- RAPP, A. & STRÖMQUIST, L. (1979): Field experiments on mass movements in the Scandinavian Mountains with special reference to Kärkevage, Swedish Lapland. – Medd. Uppsala Univ. Geogr. Inst., Ser. A, 288, Uppsala
- REA, B.R., WHALLEY, W.B. & PORTER, E.M. (1996): Rock weathering and the formation of summit block field slopes in Norway: examples and implications. – In: ANDERSON, M.G. & BROOKS, S.M. (Hrsg.): Advances in Hillslope Processes 2, S. 1257-1275, Chichester
- REA, B.R., WHALLEY, W.B., RAINEY, M.M. & GORDON, J.E. (1996): Blockfields, old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway. – Geomorphology 15 (2), S. 109-121
- RIDEFELT, H. (2009): Spatial and Temporal Variations of Solifluction and Related Environmental Parameters in the Abisko Mountains, Northern Sweden. – Acta Univ. Uppsaliensis / Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations, Fac. Sci. Techn. 648, 55 S., Uppsala
- RIDEFELT, H., ÅKERMAN, J. et al. (2009): 56 years of solifluction measurements in the Abisko Mountains, northern Sweden – analysis of temporal and spatial variations of slow soil surface movement. – Geogr. Ann. 91A (3), S. 215-232, Stockholm
- RIDEFELT, H. & BOELHOUWERS, J. (2006): Observations on Regional Variation in Solifluction Landform Morphology and Environment in the Abisko Region, Northern Sweden. – Permafrost Perigl. Proc. 17 (3), S. 253-266, Chichester
- RIDEFELT, H., BOELHOUWERS, J. & EIKEN, T. (2009): Measurement of solifluction rates using multi-temporal areal photography. – Earth Surface Proc. Landforms 34, S.725-737, Chichester
- RIDEFELT, H., BOELHOUWERS, J. & ETZELMÜLLER, B. (2011): Local variations of solifluction activity and environment in the Abisko Mountains, Northern Sweden. – Earth Surface Proc. Landforms 36, S. 2042-2053, Chichester
- RIDEFELT, H., ETZELMÜLLER, B. & BOELHOUWERS, J. (2010): Spatial Analysis of Solifluction Landforms and Process Rates in the Abisko Mountains, Northern Sweden. – Permafrost Perigl. Proc. 21 (3), S. 241-255, Chichester
- RIDEFELT, H., ETZELMÜLLER, B., BOELHOUWERS, J. & JONASSON, C. (2008): Statistic empirical modelling of mountain permafrost distribution in the Abisko region, sub-Arctic northern Sweden. – Norsk Geogr. Tidsskr. 62 (4), S. 278-289, Oslo
- RIPPIN, D.M., CARRIVICK, J.L. & WILLIAMS, C.N. (2011): Evidence towards a thermal lag in the response of Kårsaglaciären, northern Sweden, to climate change. – Journ. Glac. 57, Nr. 205, S. 895-903, Cambridge

- RUDBERG, S. (1958): Some observations concerning mass movements on slopes in Sweden. – Geol. Fören. Förhandl. 80 (1), S. 114-125, Stockholm
- RUDBERG, S. (1962a): A report on some field observations concerning periglacial geomorphology and mass movement on slopes in Sweden. – Biul. Perygl. 11, S. 311-323, Lodz
- RUDBERG, S. (1962b): Excursions at the Abisko Symposium, 1960. – Biul. Perygl. 11, S. 187-195, Lodz
- SALMI, M. (1972): Recent Developmental Stages of Palsas in Finland. – Proc. IV. Intern. Peat Conf. Helsinki, S. 121-141, Helsinki
- SCHERER, D., GUDE, M. et al. (1998): Atmospheric and hydrological boundary conditions for slushflow initiation due to snowmelt. – Annals Glac. 26, S. 377-380
- SCHLYTER, P., JÖNSSON, P., NYBERG, R. et al. (1995): Geomorphic process studies related to climate change in Kärkevagge, northern Sweden – status of current research. – Geogr. Ann. 75A (1-2), S. 55-60, Stockholm
- SCHUNKE, E. (1974): Formungsvorgänge an Schneeflecken im isländischen Hochland. – Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge, 29, S. 274-286, Göttingen
- SCHUNKE, E. (1975): Die Periglazialerscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und Substrat. – Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge, 30, 273 S., Göttingen
- SCHUNKE, E. (1977a): Die Genese der Thufur Islands und Ost-Grönlands. – Erdk. 31 (4), S. 279-287, Bonn
- SCHUNKE, E. (1977b): Zur Ökologie der Thufur Islands. – Ber. Forsch.-Stelle Nedri As 26, 69 S., Hveragerdi
- SCHUNKE, E. (1981): Zur kryogenen Bodendynamik der arktischen Tundren Nordamerikas und Nordeuropas. – Polarforsch. 51 (2), S. 161-174, Münster
- SCHUNKE, E. & ZOLTAI, S.C. (1988): Earth Hummocks (Thufur). – In: CLARK, M.J. (Hrsg.): Advances in Periglacial Geomorphology, S. 231-245, Chichester
- SEMMELE, A. (1969): Verwitterungs- und Abtragungserscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lappland und Spitzbergen). – Würzburger Geogr. Arb. 26, 82 S., Würzburg
- SEPPÄLÄ, M. (1982): An experimental study of the formation of palsas. – Proc. Fourth Can. Conf. Permafrost, Calgary, Alberta, 1981, S. 36-42, Ottawa
- SEPPÄLÄ, M. (1988): Palsas and Related Forms. – In: CLARK, M.J. (Hrsg.): Advances in Periglacial Geomorphology, S. 247-278, Chichester
- SEPPÄLÄ, M. (1998): New Permafrost Formed in Peat Hummocks (Pounus) in Finnish Lapland. – Permafrost Perigl. Proc. 9 (4), S.367-373, Chichester
- SEPPÄLÄ, M. (2011): Synthesis of studies of palsa formation underlining the importance of local environmental and physical characteristics. – Quaternary Res. 75, S. 366-370
- SHILTS, W.W. (1978): Nature and genesis of mudboils, Central Keewatin, Canada. – Can. Journ. Earth Sci. 15 (7), S. 1053-1068
- SJÖGREN, O. (1909): Geografiska och glacialgeografiska studier vid Torneträsk. – Sveriges Geol. Unders., Ser. C, Nr. 219, 210 S., Stockholm
- SNOWBALL, I. (1993): Mineral magnetic properties of Holocene lake sediments and soils from the Kårsa valley, Lapland, Sweden, and their relevance to palaeoenvironmental reconstruction. – Terra Nova 5, S. 258-270
- SNOWBALL, I. & SANDGREN, P. (1996): Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Kårsa valley, northern Sweden: contrasts in interpretation. – The Holocene 6 (3), S. 367-372
- SOLLID, J.L. et al. (1973): Deglaciation of Finnmark, North Norway. – Norsk Geogr. Tidsskr. 27 (4), S. 233-325, Oslo

- STINGL, H. (1969): Ein periglaziärmorphologisches Nord-Süd-Profil durch die Ostalpen. – Göttinger Geogr. Arb. 49, 115 S., Göttingen
- STINGL, H. (1974): Zur Genese und Entwicklung von Strukturformen. – Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge, 29, S.249-262, Göttingen
- STROEVEN, A. P., FABEL, D. & HARBOR, J. (2002): Quantifying the erosional impact of the Fennoscandian ice sheet in the Torneträsk-Narvik Corridor, northern Sweden, based on cosmogenic radionuclide data. – Geogr. Ann. 84A (3-4), S. 275-287, Stockholm
- STRÖMQUIST, L. (1973): Geomorfologiska studier av blockhav och blockfält i Norra Skandinavien. – UNGI Rapport 22 (Uppsala Univ. Naturgeogr. Inst.), 161 S., Uppsala
- STRÖMQUIST, L. (1983): Gelifluction and surface wash, their importance and interaction on a periglacial slope. – Geogr. Ann. 65A (3-4), S. 245-254, Stockholm
- STRÖMQUIST, L. (1985): Geomorphic impact of snowmelt on slope erosion and sediment production. – Ztschr. Geomorph. 29 (2), S. 129-138, Berlin, Stuttgart
- SVENONIUS, F.V. (1890): Ett besök vid Kårsajökeln. – Svenska Turistfören. Årsskr., S. 115-127
- SVENONIUS, F.V. (1910): Die Gletscher Schwedens im Jahre 1908. – Sveriges Geol. Unders., Serie Ca, 5. Teil (I), S. 1-53, Stockholm
- SVENSSON, H. (1962): Några iakttagelser från palsområden. – Norsk Geogr. Tidsskr. 18 (5-6), S. 212-227, Oslo
- SVENSSON, H. (1963): Tundra Polygons. – Lund Stud. Geogr. 29 A, S. 298-327, Lund
- THORN, C.E. (1988): Nivation: a geomorphic chimera. – In: CLARK, M.J. (Hrsg.): Advances in Periglacial Geomorphology, S. 3-31, Chichester
- THORN, C.E., DARMODY, R.G. & DIXON, J.C. (2011): Rethinking weathering and pedogenesis in alpine periglacial regions: some Scandinavian evidence. – In: MARTINI, I.P., FRENCH, H.M. et al. (Hrsg.): Ice-Marginal and Periglacial Processes and Sediments, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 354, S. 183-193, London
- THORN, C.E. & HALL, K.J. (1980): Nivation: an arctic-alpine comparison and reappraisal. – Journ. Glac. 25, Nr. 91, S. 109-124, Cambridge
- THORN, C.E. & HALL, K.J. (2002): Nivation and cryoplanation: the case for scrutiny and integration. – Progress Phys. Geogr. 26 (4), S. 533-550
- VAN VLIET-LANOË, B. (1988): The origin of patterned grounds in N.W. Svalbard. – Proc. V. Intern. Conf. Permafrost, Trondheim 1988, S. 1008-1013, Trondheim
- VAN VLIET-LANOË, B. (1998): Patterned Ground, Hummocks, and Holocene Climate Changes. – Eurasian Soil Sci. 31 (5), S. 507-513
- VAN VLIET-LANOË, B. & SEPPÄLÄ, M. (2002): Stratigraphy, age and formation of peaty earth hummocks (pounus), Finnish Lapland. – The Holocene 12 (2), S. 187-199
- WALLÉN, C.C. (1948): Glacial meteorological investigations on the Kårsa glacier in Swedish Lapland. – Geogr. Ann. 30 (3-4), S. 451-672, Stockholm
- WALLÉN, C.C. (1949): Shrinkage of the Kårsa glacier and its probable meteorological causes. – Geogr. Ann. 31 (1-2), S. 275-291, Stockholm
- WALLÉN, C.C. (1959): The Kårsa Glacier and its relation to the climate of the Torne Träsk region. – Geogr. Ann. 41 (4), S. 236-244, Stockholm
- WASHBURN, A.L. (1979): Geocryology – A survey of periglacial processes and environments. – 406 S., London
- WATANABE, T., MATSUOKA, N. & CRISTIENSEN, H.H. (2012): Mudboils and ice-wedge dynamics investigated by electrical resistivity tomography, ground temperatures and surface movements in Svalbard. – Geogr. Ann. 94A (4), S. 445-457, Stockholm

- WATANABE, T., MATSUOKA, N. & CHRISTIANSEN, H.H. (2013): Ice- and Soil-Wedge Dynamics in the Kapp Linné Area, Svalbard, Investigated by Two- and Three-Dimensional GPR and Ground Thermal and Acceleration Regimes. – *Permafrost Perigl. Proc.* 24 (1), S. 39-55, Chichester
- WATANABE, T., MATSUOKA, N., CHRISTIANSEN, H.H. & CABLE, S. (2017): Soil Physical and Environmental Conditions Controlling Patterned-Ground Variability at a Continuous Permafrost Site, Svalbard. – *Permafrost Perigl. Proc.* 28 (2), S. 433-445, Chichester
- WESTIN, B. (2000): Properties of permafrost and frost crack polygons in northern Sweden. – Licentiate Thesis, Dept. Earth Sci., Phys. Geogr. Univ. Uppsala. 95 S., Uppsala
- WHALLEY, W.B., REA, B.R. & RAINEY, M.M. (2004): Weathering, blockfields and fracture systems and the implications for long-term landscape formation: some evidence from Lyngen and Öksfjordjøkelen areas in North Norway. – *Polar Geography* 28 (2), S. 93-119, Tromsø
- WILLIAMS, C.N., CARRIVICK, J.L., EVANS, A.E. & RIPPIN, D.M. (2016): Quantifying uncertainty in using multiple datasets to determine spatiotemporal ice mass loss over 101 years at Kårsaglaciären, arctic Sweden. – *Geogr. Ann.* 98A, S. 61-79, Stockholm
- YANG, Z., HANNA, E. & CALLAGHAN, T.V. (2011): Modelling surface-air-temperature variation over complex terrain around Abisko, Swedish Lapland: uncertainties of measurements and models at different scales. – *Geogr. Ann.* 93A, S.89-112, Stockholm
- ZUIDHOFF, F.S. (2003): Palsa Growth and Decay in Northern Sweden. Climatic and Environmental Controls. – *Acta Univ. Uppsaliensis, Comprehensive Sum. Uppsala Diss., Fac. Sci. Techn.* 813, 30 S. u. Pflanzenliste, Uppsala
- ZUIDHOFF, F.S. & KOLSTRUP, E. (2005): Palsa Development and Associated Vegetation in Northern Sweden. – *Arctic, Antarctic, Alpine Res.* 37 (1), S. 49-60, Boulder

8. Kartenverzeichnis

8.1. Topographische Karten

CALAZO-Verlag (2021): Högalpin karta Abisko – Riksgränsen 1: 25 000

CALAZO-Verlag (2018): Kebnekaise, Abisko och Riksgränsen 1: 50 000

CALAZO-Verlag (2020): Kebnekaisefjällen 1: 100 000

LANTMÄTERIET (2009): BD 6 Abisko – Kebnekaise – Narvik 1:100 000

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

8.2. Topographisch-hydrologische Karte

JÖNSSON, P., NYBERG, R., PERSON, P. & SCHLYTER, P. (1993): Kärkevage Catchment. Topography and hydrology, with snow and ice 1: 20 000. Naturgeogr. Inst. Univ. Lund

8.3. Vegetationskarte

ANDERSSON, L. (1981): Vegetationskarta över de svenska fjällen. Kartblad Nr. 2 Abisko (30 H / 30 I / 31 H / 31 I) 1: 100 000. Naturgeogr. Inst. Univ. Stockholm