

**Universität Leipzig**  
Fakultät für Physik und Geowissenschaften  
Institut für Geographie

# **Die spätquartäre Landschaftsentwicklung im Umfeld der Insel Arga Muora Sise im Lena-Delta, Nordost-Sibirien**

**Diplomarbeit**

**zur Erlangung des akademischen Grades  
Diplom-Geograph**

Eingereicht von: Moritz Schnelle

Gutachter: PD Dr. Klaus-Martin Moldenhauer (Universität Leipzig)  
Dr. Lutz Schirrmeister (Alfred-Wegener-Institut für Polar-  
und Meeresforschung, Forschungsstelle Potsdam)

Januar 2007

### **Selbstständigkeitserklärung**

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und nur unter Verwendung der in der Arbeit verzeichneten Literatur und Hilfsmittel angefertigt habe.

Leipzig, Januar 2007

Moritz Schnelle

### **Veröffentlichung**

Ich erkläre mich damit einverstanden, dass dieses Exemplar meiner Diplomarbeit in der Bibliothek allen zugänglich gemacht wird.

Leipzig, Januar 2007

Moritz Schnelle

# Inhaltsverzeichnis

I.	Abbildungsverzeichnis .....	III
II.	Tabellenverzeichnis .....	VI
III.	Abkürzungsverzeichnis .....	VII
	<b>Zusammenfassung .....</b>	<b>1</b>
<b>1.</b>	<b>Einleitung und Fragestellung .....</b>	<b>2</b>
<b>2.</b>	<b>Das Periglazial .....</b>	<b>4</b>
2.1.	Der Permafrost .....	4
2.2.	Der periglaziale Formenschatz der Lena-Deltas .....	7
2.2.1.	Eiskeilbildung und Eiskeilpolygone .....	8
2.2.2.	Thermokarstdepressionen .....	10
2.2.3.	Thermoersion .....	11
2.2.4.	Pingos .....	11
<b>3.</b>	<b>Das Lena-Delta .....</b>	<b>13</b>
3.1.	Geographische Lage und Hydrologie des Lena-Deltas .....	13
3.2.	Klimatische Verhältnisse .....	14
3.3.	Die Böden .....	16
3.4.	Die Vegetation .....	17
3.5.	Die Geomorphologie .....	18
3.6.	Geologie des Lena-Deltas .....	22
3.6.1.	Geologisch-Tektonischer Überblick .....	22
3.6.2.	Die spätquartäre Entwicklung des Lena-Deltas .....	23
<b>4.</b>	<b>Material und Methoden .....</b>	<b>29</b>
4.1.	Probengewinnung und Beschreibung .....	30
4.1.1.	Untersuchungen auf Turakh Sise .....	30
4.1.2.	Untersuchungen auf Ebe Basyn Sise .....	34
4.1.3.	Untersuchungen auf Khardang .....	37
4.2.	Feldanalysen .....	46
4.3.	Laboranalysen .....	46
4.3.1.	Probenaufbereitung .....	46
4.3.2.	Korngrößenanalyse .....	47
4.3.3.	Messung der massenspezifischen Suszeptibilität .....	50
4.3.4.	Bestimmung der Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte .....	51
4.3.5.	Altersbestimmung .....	53
<b>5.</b>	<b>Ergebnisse .....</b>	<b>55</b>
5.1.	Untersuchungen auf Turakh Sise .....	55
5.1.1.	Die Bohrung Tur-2 .....	55
5.1.2.	Der Aufschluss Tur-1 .....	58
5.1.3.	Der Aufschluss T021 .....	60

---

5.1.4.	Zusammenfassung der Ergebnisse zu Untersuchungen auf Turakh Sise .....	61
5.2.	Untersuchungen auf Ebe Basyn Sise .....	65
5.2.1.	Der Aufschluss Ebe-4.....	65
5.2.2.	Der Aufschluss Ebe-5.....	66
5.2.3.	Die Aufschlüsse Ebe-2 & Ebe-3.....	67
5.2.4.	Zusammenfassung der Ergebnisse zu Untersuchungen auf Ebe Basyn Sise .....	68
5.3.	Untersuchungen auf Khardang .....	70
5.3.1.	Der Aufschluss Kha-1 .....	70
5.3.2.	Der Aufschluss Kha-2 .....	71
5.3.3.	Der Aufschluss Kha-3 .....	74
5.3.4.	Zusammenfassung der Ergebnisse zu Untersuchungen auf Khardang.....	74
5.4.	Sedimentklassifikation nach Friedman .....	80
<b>6.</b>	<b>Interpretation und Diskussion .....</b>	<b>83</b>
6.1.	Die Sedimente der zweiten Terrasse.....	84
6.2.	Die Sedimente der dritten Terrasse .....	96
6.3.	Die spätquartäre Entwicklungsgeschichte des westlichen Lena-Deltas .....	98
<b>7.</b>	<b>Schlussfolgerungen.....</b>	<b>100</b>
<b>8.</b>	<b>Literaturverzeichnis .....</b>	<b>101</b>
<b>Anhang</b>	<b>.....</b>	<b>109</b>
Anhang I:	Ergebnisse der Sedimentanalysen	
Anhang II:	Graphische Darstellung der Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN	
Anhang III:	Ergebnisse der Suszeptibilitätsmessungen an Sedimentproben der Lena-Delta Expedition 1998, Permafrostbohrung A5	

## I. ABBILDUNGSVERZEICHNIS

<b>Abb.2.-1.:</b>	Die zirkumpolare Verbreitung des Permafrostes und die Verbreitung des Permafrostes in Yakutien.....	5
<b>Abb. 2.-2.:</b>	Schematisches Blockbild zur Gliederung der Dauerfrostverbreitung.....	6
<b>Abb. 2.-3.:</b>	Modellhaftes Temperaturprofil und Gliederung des Permafrostvorkommens.....	7
<b>Abb. 2.-4.:</b>	holozäner Eiskeil auf der Insel Kurungnakh im Lena-Delta.....	8
<b>Abb. 2.-5.:</b>	Eiskeilpolygone und Polygonstrukturen im östlichen Lena-Delta.....	9
<b>Abb. 2.-6.:</b>	Reliefformen von „low centre“ und „high centre“ Polygonen.....	9
<b>Abb. 2.-7.:</b>	Thermokarstseen und zergliederte Küste im nordwestlichen Lena-Delta.....	10
<b>Abb. 2.-8.:</b>	Thermoabrasion/-erosion im Lena-Delta.....	11
<b>Abb. 2.-9.:</b>	Die Entstehung eines geschlossenen Pingosystems, „Mackenzie-Typ“.....	12
<b>Abb. 2.-10.:</b>	Pingo im Lena-Delta.....	12
<b>Abb. 3.-1.:</b>	Die geographische Lage des Lena-Deltas.....	13
<b>Abb. 3.-2.:</b>	Dauer der frostfreien Periode in Sibirien.....	15
<b>Abb. 3.-3.:</b>	30-jähriges Mittel der Monatswerte (1961-1990) für Tiksi/ NO-Sibirien (71,9 °N; 128,9 °O).....	16
<b>Abb. 3.-4.:</b>	Die waldfreien Zonen Sibiriens.....	17
<b>Abb. 3.-5.:</b>	Geomorphologischer Überblick über das Lena-Delta.....	18
<b>Abb. 3.-6.:</b>	erste Terrasse, Insel Samoylov im Ostdelta.....	19
<b>Abb. 3.-7.:</b>	obere Sande der zweiten Terrasse, Bohrung auf der Insel Turakh im westlichen Lena-Delta.....	20
<b>Abb. 3.-8.:</b>	dritte Terrasse, Insel Kurungnakh im Lena-Delta.....	21
<b>Abb. 3.-9.:</b>	Epizentren mit Magnituden von Erdbeben in der Laptevsee-Region.....	22
<b>Abb. 3.-10.:</b>	Verteilung von rezenten Erdbeben (Magnitude 5-6) im Lena-Delta, tektonische Grenzen.....	22
<b>Abb. 3.-11.:</b>	Theorien zur glazialen bzw. periglazialen Entstehung des Argakomplexes.....	25
<b>Abb. 3.-12.:</b>	Aufbau der quartären Ablagerungen im westlichen Lena-Delta.....	26
<b>Abb. 3.-13.:</b>	Ausdehnung des eurasischen Eisschildes während des LGM.....	27
<b>Abb. 4.-1.:</b>	Untersuchungsgebiet.....	29
<b>Abb 4.-2.:</b>	Bohrung Tur-2.....	31
<b>Abb.4.-3.:</b>	Profil Tur-1.....	32
<b>Abb. 4.-4.:</b>	Profil T021.....	33
<b>Abb. 4.-5.:</b>	Profil Ebe-4.....	34
<b>Abb. 4.-6.:</b>	Profil Ebe-5.....	35

<b>Abb. 4-7.:</b>	Profil Ebe-2.....	36
<b>Abb. 4-8.:</b>	Profil Ebe-3.....	37
<b>Abb. 4-9.:</b>	Überblick der Profile auf Khardang.....	38
<b>Abb. 4-10.:</b>	Subprofil Kha-1.....	39
<b>Abb. 4-11.:</b>	Subprofil Kha-2A.....	40
<b>Abb. 4-12.:</b>	Subprofil Kha-2C.....	41
<b>Abb. 4-13.:</b>	Subprofil Kha-2D.....	42
<b>Abb. 4-14.:</b>	Subprofil Kha-2F.....	43
<b>Abb.4-15.:</b>	Subprofil Kha-2G.....	44
<b>Abb.4-16.:</b>	Schnitt aus laminiertem Eiskeil am Aufschluss Kha-3.....	45
<b>Abb. 4-17.:</b>	Profil Kha-3.....	45
<b>Abb. 4-18.:</b>	Messprinzip der Korngrößenanalyse mittels Laserlichtbeugung.....	48
<b>Abb. 4-19.:</b>	Abgrenzung verschiedener Sande durch Momente.....	49
<b>Abb. 4-20.:</b>	vereinfachtes Schema zur Funktionsweise eines Elementaranalysators.....	52
<b>Abb. 5-1.:</b>	zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen der Bohrung Tur-2.....	56
<b>Abb. 5-2.:</b>	zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Tur-1.....	58
<b>Abb. 5-3.:</b>	zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils T021.....	60
<b>Abb. 5-4.:</b>	zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen der Profile auf Turakh Sise.....	61
<b>Abb. 5-5.:</b>	zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Ebe-4.....	65
<b>Abb. 5-6.:</b>	zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Ebe-5.....	66
<b>Abb. 5-7.:</b>	zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Ebe-2.....	67
<b>Abb. 5-8.:</b>	zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Ebe-3.....	67
<b>Abb. 5-9.:</b>	Überblick der Profile auf Khardang.....	70
<b>Abb. 5-10.:</b>	zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Kha-1.....	71
<b>Abb. 5-11.:</b>	zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Kha-2.....	72
<b>Abb. 5-12.:</b>	zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Kha-3.....	74
<b>Abb. 5-13.:</b>	zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen der Profile auf Khardang.....	75

---

<b>Abb. 5.-14.:</b>	Klassifizierung nach FRIEDMAN 2. & 3. Moment.....	80
<b>Abb. 5.-15.:</b>	Klassifizierung nach FRIEDMAN 2. & 3. Moment.....	80
<b>Abb. 6.-1.:</b>	Rekonstruktion der Paläoumweltbedingungen für das Gebiet des heutigen Lena-Deltas, mittleres Pleistozän bis spätes Holozän.....	83
<b>Abb. 6.-2.:</b>	zusammenfassende Darstellung der Sedimentanalysen.....	84
<b>Abb. 6.-3.:</b>	Untersuchungsgebiete im westlichen Lena-Delta.....	87
<b>Abb. 6.-4.:</b>	Ablagerungen der dritten Terrasse am Olenyokskaya Kanal, Südwest-Ufer der Insel Ebe Basyn Sise, Lokalität Nagym.....	87
<b>Abb.6.-5.:</b>	spätquartäre Entwicklung des Lena-Deltas.....	89
<b>Abb. 6.-6.:</b>	Entstehung von Pediment- bzw. Kryoplanationsflächen.....	90
<b>Abb. 6.-7.:</b>	Zyklus der periglazialen Landschaftsentwicklung.....	91
<b>Abb. 6.-8.:</b>	Struktur unterschiedlicher Gewässernetze (Flusstypen) in Abhängigkeit von Gefälle, Sedimentfracht und Wasserführung.....	95

## II. TABELLENVERZEICHNIS

<b>Tab. 4.-1.:</b>	Faziesbeschreibung der Bohrung Tur-2.....	30
<b>Tab. 4.-2.:</b>	Faziesbeschreibung des Aufschlusses Tur-1.....	32
<b>Tab. 4.-3.:</b>	Faziesbeschreibung des Aufschlusses T021.....	33
<b>Tab. 4.-4.:</b>	Faziesbeschreibung des Aufschlusses Ebe-4.....	34
<b>Tab. 4.-5.:</b>	Faziesbeschreibung des Aufschlusses Ebe-5.....	35
<b>Tab. 4.-6.:</b>	Faziesbeschreibung des Aufschlusses Ebe-2.....	36
<b>Tab. 4.-7.:</b>	Faziesbeschreibung des Aufschlusses Ebe-3.....	37
<b>Tab. 4.-8.:</b>	Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-1A.....	39
<b>Tab. 4.-9.:</b>	Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-1B.....	39
<b>Tab. 4.-10.:</b>	Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-2A.....	40
<b>Tab. 4.-11.:</b>	Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-2C.....	41
<b>Tab. 4.-12.:</b>	Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-2D.....	42
<b>Tab. 4.-13.:</b>	Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-2F.....	43
<b>Tab. 4.-14.:</b>	Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-2G.....	44
<b>Tab. 4.-15.:</b>	Faziesbeschreibung des Aufschlusses Kha-3.....	45
<b>Tab. 5.-1.:</b>	Sedimenttypen und ihre Charakteristika auf Turakh Sise.....	63
<b>Tab. 5.-2.:</b>	Sedimenttypen und ihre Charakteristika auf Ebe Basyn Sise.....	68
<b>Tab. 5.-3.:</b>	Sedimenttypen und ihre Charakteristika auf Khardang.....	76
<b>Tab. 5.-4.:</b>	Zusammensetzung der Sedimenttypen und ihre Charakteristika.....	77



### III. ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

Abb.	Abbildung
AMS	Massenspektrometer
AWI	Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Bsp.	Beispiel
bzw.	beziehungsweise
ca.	zirca
C	Kohlenstoff
C <sub>ges.</sub>	Gesamtkohlenstoff
C <sub>org.</sub>	organischer Kohlenstoff
C/N	Kohlenstoff-Stickstoff-Verhältnis
CO <sub>2</sub>	Kohlendioxid
C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> O <sub>4</sub>	Essigsäure
et al.	et alii (latein): und andere
etc.	et cetera (latein): und das Übrige
FAO	Food and Agriculture Organization
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	Magnetit
Gew.-%	Massenprozent
H	Wasserstoff
HCl	Salzsäure
H <sub>2</sub> O	Wasser
H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	Wasserstoffperoxid
Kap.	Kapitel
Me	mean, mittlere Korngröße
N	Stickstoff
N <sub>2</sub>	molekularer Stickstoff
NH <sub>4</sub> OH	Amoniumhydroxid
S	Schwefel
S.	Seite
SO <sub>2</sub>	Schwefeldioxid
SO <sub>3</sub>	Schwefeltrioxid
Tab.	Tabelle
u.a.	unter anderem
ü.NN	über Normalnull
u.NN	unter Normalnull
vgl.	vergleiche
v.H.	vor Heute
z.B.	zum Beispiel

## Zusammenfassung

Das in Nordost-Sibirien befindliche Lena-Delta gilt als größtes arktisches Delta der Welt. Im Rahmen der Lena-Delta Expedition 2005 (Russisch-Deutsche Kooperation SYSTEM LAPTEV SEA) wurden unter anderem Felduntersuchungen im westlichen Lena-Delta durchgeführt um weitere Erkenntnisse zur Entstehung der einzelnen geomorphologischen Einheiten des heutigen Deltas zu erlangen. Besonders die Genese der zweiten Terrasse, welche auch als Argakomplex bezeichnet wird und deren zeitliche Einordnung gegenüber den Sedimenten der dritten Terrasse werden bis heute kontrovers diskutiert.

In der vorliegenden Arbeit wird die spätpleistozäne bis subrezente Entwicklungsgeschichte des Westdeltas rekonstruiert. Die Interpretationen stützten sich auf die Beobachtungen der Felduntersuchungen sowie die umfangreichen Ergebnisse verschiedener laboranalytischer Verfahren. Das untersuchte Material stammt aus verschiedenen Aufschlüssen der Inseln Turakh Sise, Ebe Basyn Sise (zweite Terrasse) und Khardang (dritte Terrasse) sowie aus einer 11,43 m tiefen Permafrostbohrung vom Südost-Ufer der Insel Turakh Sise (zweite Terrasse).

Nach ihren sedimentologischen Eigenschaften werden sowohl die sandigen Ablagerungen der zweiten Terrasse, als auch die unteren sandigen Abfolgen der dritten Terrasse als fluviatile Sedimente eines verflochtenen, periglazialen Flusssystems gedeutet. Der sogenannte Eiskomplex überlagert diskordant die unteren sandigen Abfolgen der dritten Terrasse. Es handelt sich hierbei um polygenetisch entstandene Ablagerungen pedimentartiger Kryoplanationsflächen, deren Liefergebiet das Chekanovsky Gebirge darstellte. Vermutlich führten tektonische Aktivitäten vor ca. 50000 Jahren v.H. zu einer Verlagerung des Paläo-Lenalauftes in nördlicher Richtung und bedingten damit auch die Entstehung des Eiskomplexes.

Neue Erkenntnisse liefern vor allem die Radiokarbondatierung an pflanzlichen Resten aus Sedimentproben der zweiten Terrasse. Sie belegen, dass sich der Eiskomplex und die fluviatilen Sedimente der Paläo-Lena während des späten Pleistozäns zeitgleich und in unmittelbarer Nähe zueinander bildeten. Die Datierungen belegen weiterhin, dass die untersuchten Sedimente des Argakomplexes einer kontinuierlichen spätpleistozänen bis holozänen Sedimentabfolge der Paläo-Lena entstammen. Ob die Eiskomplexablagerungen, wie von einigen Autoren angenommen, weite Bereiche des trockenen Laptevschelfes bedeckten, ist, laut der hier vorliegenden Ergebnisse, zu bezweifeln. Ebenso wenig können Annahmen zu einer glazialen Entstehung der zweiten Terrasse gestützt werden.

## 1. Einleitung und Fragestellung

Das Lena-Delta befindet sich in Nordost-Sibirien, nördlich der Chekanovsky- und Kharaulakh-Gebirgszüge. Dort mündet einer der längsten Flüsse der nördlichen Hemisphäre, die Lena, in die Laptevsee. Periglaziale Umweltbedingungen und kontinuierlicher Permafrost sind charakteristisch für diese arktische Region. Der Untergrund ist dort bis in Tiefen von mehreren hundert Metern ganzjährig gefroren (Embelton & King, 1975).

Das Delta besteht aus drei unterschiedlichen geomorphologischen Einheiten, welche in die erste (1-12 m ü.NN), zweite (20-30 m ü.NN) und dritte (30-55 m ü.NN) Terrasse unterteilt werden (Grigoriev, 1993).

Besonders die Genese der zweiten Terrasse des heutigen Lena-Deltas wird noch immer kontrovers diskutiert. Sie befindet sich im westlichen Teil des Deltas und ist aus zahlreichen sandigen Inseln aufgebaut, von denen die Insel Arga Muora Sise die Größte bildet. Die relativ einheitliche Landschaft der zweiten Terrasse wird deshalb auch als „Argakomplex“ bezeichnet. Die Oberfläche der sandigen Inseln ist geprägt von geringem Relief und einer Vielzahl orientierter Thermokarstseen. Die Ablagerungen des Argakomplexes gehören nicht zur holozän gebildeten ersten Terrasse des Lena-Deltas (Schwamborn et al., 2000). Sie unterscheiden sich aber auch stark von der sehr eisreichen Sedimentfazies des sogenannten Eiskomplexes. Der Eiskomplex bildet den oberen Abschnitt der nur im südlichen Delta ausgebildeten spätpleistozänen, dritten Terrasse (Schirrmeister et al., 2003).

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die Entwicklungsgeschichte im Umfeld der Insel Arga Muora Sise (Argakomplex) zu rekonstruieren.

Im Rahmen der russisch-deutschen Wissenschaftskooperation SYSTEM LAPTEV SEA wurde von Anfang August bis Anfang September 2005 eine Expedition ins Lena-Delta durchgeführt. Während der Expedition wurden auch Felduntersuchungen im westlichen Delta vorgenommen. Nach Abschluss der Expedition standen ca. 250 Proben aus einer 11,43 m tiefen Bohrung und mehreren Aufschlüssen von Permafrostsequenzen für eine laboranalytische Bearbeitung zur Verfügung.

Die folgenden sedimentologischen Eigenschaften wurden im Rahmen der Diplomarbeit bestimmt um Informationen über die Genese des Argakomplexes zu erhalten:

- Korngrößenparameter (Korngrößenverteilung, Mittelwert, Sortierung, Schiefe)
- magnetische Suszeptibilität
- Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte

Zusätzlich wurde pflanzliches Material aus einigen Proben am Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Christian-Albrechts-Universität in Kiel datiert, um die Entstehung der Sedimente der zweiten Terrasse zeitlich einordnen zu können.

Folgende Fragen sollen anhand der dokumentierten Feldbeobachtungen, den Ergebnissen der Laboranalytik und durch umfangreiche Recherche von Literatur und Kartenmaterial geklärt werden:

- Durch welches Transportmedium und unter welchen äußeren Bedingungen wurden die Sedimente der zweiten Terrasse abgelagert?
- Welche Unterschiede/Gemeinsamkeiten ergeben sich im Vergleich mit den sedimentologischen Eigenschaften der anderen geomorphologischen Einheiten des Deltas und welche landschaftsgenetischen Schlussfolgerungen lassen sich daraus ziehen?
- Wie lässt sich die Entstehung des Argakomplexes in die Entwicklungsgeschichte der Delta Region eingliedern?

Einführend sollen wichtige Charakteristika der arktischen Region des Lena-Deltas näher erläutert werden. Das Verständnis der dort ablaufenden Prozesse bildet die Grundlage für die Interpretation und Diskussion der Ergebnisse.

## 2. Das Periglazial

Der Begriff „Periglazial“ bezeichnet in der wörtlichen Übersetzung „Umkreis des Eises“ oder auch „Umland der Gletscher“. Erstmals gebrauchte LOZINSKI (1909) den Begriff in der Literatur, um damit das Klima und die klimatisch geprägten Formen in der Umgebung kaltzeitlicher Eisschilde zu beschreiben.

Die direkte Übersetzung impliziert einen räumlichen Zusammenhang zu glazialen Gebieten (Gletscher). Ausschlaggebend sind aber vielmehr der Formenschatz und die klimatischen Bedingungen die das Periglazial kennzeichnen. Die Periglazialzone ist allerdings nicht strikt mit Klimazonen korrelierbar (WEISE, 1983). Ein Jahreszeitenklima mit scharfen Übergängen, dessen Ausprägung polwärts und kontinenteinwärts zunimmt, ist typisch (Bsp. siehe Kap. 3.2.). Der Großteil der Periglazialgebiete liegt in der subpolaren und polaren Zone der Nordhalbkugel, auf der Südhalbkugel findet sich nur ein kleiner Flächenanteil (KARTE, 1979).

Somit sind periglaziale Gebiete nicht eisbedingt, sondern können sich auch in weiter räumlicher Entfernung von Gletschern befinden. Der Terminus ist zeitlich nicht mehr festgelegt und wird sowohl für rezente als auch für fossile Verhältnisse gleichermaßen verwendet (WEISE, 1983).

Laut FRENCH (1996) gibt es zwei Grundbedingungen, die das Periglazial charakterisieren. Das ist zum einen intensive Frostwirkung und zum anderen ein dauerhaft gefrorener Untergrund, der auch als Permafrost (siehe Kap. 2.1.) bezeichnet wird.

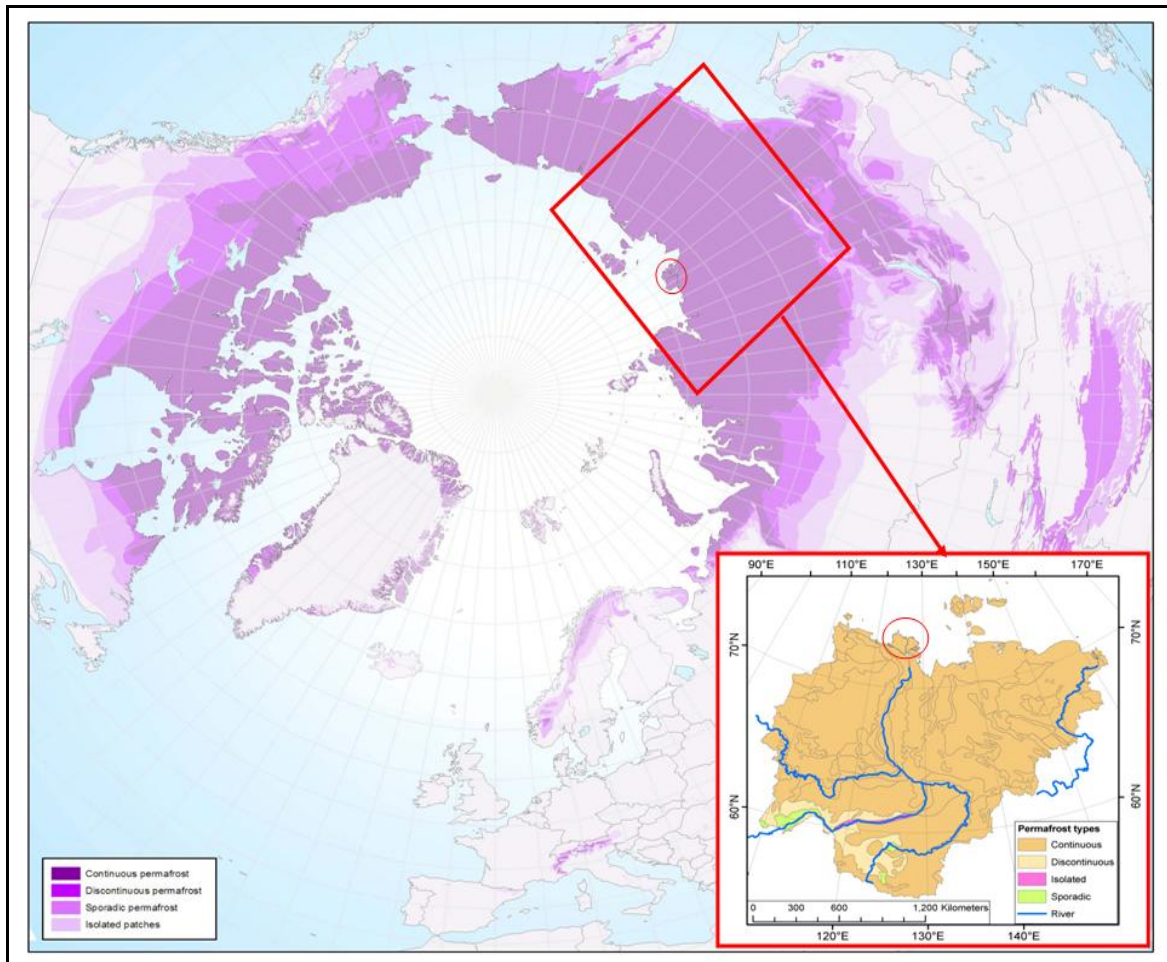
AHNERT (1996) definiert es als Sammelbegriff für die natürlichen Eigenschaften kalt-klimatischer Gebiete, die zwar unvergletschert sind, wo aber der Unterboden das ganze Jahr hindurch gefroren bleibt.

WEISE (1983) stellt ebenfalls die Frostprozesse, mit möglichst vielen Frost–Tau–Zyklen pro Jahr, in den Vordergrund. „Permafrost ist für Periglazialgebiete zwar charakteristisch, aber kein unverzichtbarer Bestandteil. Eine Reihe periglazialer Prozesse, z.B. die Frostsprengung, Solifluktion, Kryoturbation u.a., laufen bei ausreichender Frostwechselhäufigkeit und Feuchtigkeit auch ohne Permafrost ab.“ (WEISE, 1983, S.2).

### 2.1. Der Permafrost

Ein großer Teil der Periglazialgebiete wird von Permafrost unterlagert. Die zirkumpolare Verbreitung des Permafrostes ist in Abb. 2.-1. dargestellt.

Polwärts nimmt die Mächtigkeit des Permafrost zu, sie kann von einigen Metern (südliche Verbreitungsgrenze) bis auf über 1000 m heranwachsen. Im nordwestlichen Yakutien kann die Dauergefrorenis bis in Tiefen von 1500 m reichen (EMBELTON & KING, 1975).



**Abb. 2.-1.:** Die zirkumpolare Verbreitung des Permafrostes (aus: PARSONS & ZHANG, 2003) und die Verbreitung des Permafrostes in Yakutien (rote Umrandung) (erstellt von: GROSSE, 2005)

Unter dem Permafrost liegt der Niefrostbereich (Abb. 2.-2. & 2.-3.). Hier kann das Gestein aufgrund der Wärmeabstrahlung aus dem Erdinneren nicht mehr gefrieren.

Permafrost bezeichnet einen ständig gefrorenen Untergrund in Regionen, in denen die langjährigen Jahresmittel der Luft- und Bodentemperaturen unterhalb des Gefrierpunktes liegen (FRENCH, 1996). Die Temperaturen müssen für mindestens zwei aufeinander folgende Jahre unter 0 °C bleiben (VAN EVERDINGEN, 2005). Mehr als 20 % der Erdoberfläche befinden sich, nach dieser Definition, im Bereich des Permafrostes (FRENCH, 1996). Je nach Wassergehalt des Untergrundes unterscheidet man den trockenen und den eisreichen Permafrost (WEISE, 1983). Im Permafrost befinden sich auch Zonen nicht gefrorenen Materials (Abb. 2.-2. & 2.-9.). Sie entstehen oft in Bereichen mit hoher spezifischer Wärme, z.B. unter offenen Wasserflächen (zur Talikbildung siehe auch Kap. 2.2.2. & Kap. 2.2.4.). Diese Zonen werden als Talik (pl. Taliki) bezeichnet (VAN EVERDINGEN, 2005).

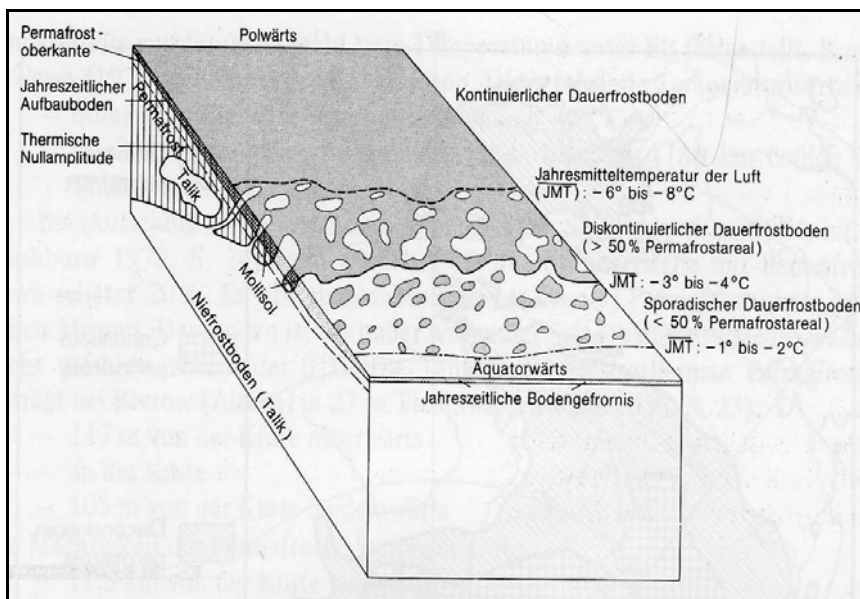
Der *kontinuierliche* Permafrost kommt in der Zone sehr kalter Klimate mit Jahresmitteln der Lufttemperatur von -8 °C (FRENCH, 1999), bzw. -4 °C bis -9 °C (WÜTHRICH &

TANNHEISER, 2002) vor. Hier findet rezente Permafrostbildung statt (aktiver Permafrost). Taliki existieren nur unter großen Seen, Flüssen oder Meeren (WEISE, 1983).

Im Verbreitungsgebiet des *diskontinuierlichen* Permafrostes nehmen Taliki bereits größere Flächen ein, aber noch mehr als 50 % der Fläche werden vom Dauerfrostboden gebildet. Häufig ist der Permafrost reliktsch und im Abbau befindlich (passiver Permafrost). Die rezenten Umweltbedingungen in Gebieten mit passivem Permafrost befinden sich nicht mehr im Gleichgewicht mit dem Dauerfrostboden (WEISE, 1983). Die Jahresmitteltemperaturen liegen hier zwischen 0 °C bis -4 °C (WÜTHRICH & TANNHEISER, 2002).

Der *sporadische* oder auch inselhafte Permafrost bildet meist ein fortgeschrittenes Reliktstadium des diskontinuierlichen Permafrostes. Die Permafrostinseln (Fläche < 50 %), sind umgeben von ungefrorenem Untergrund. Die mittlere Jahreslufttemperatur liegt bei -1 °C (BLÜMEL, 1999), bzw. bei 0 °C (WÜTHRICH & TANNHEISER, 2002).

Die Gliederung und Verbreitung des Permafrostes veranschaulicht auch die Abb.2.-2. von KARTE (1979).

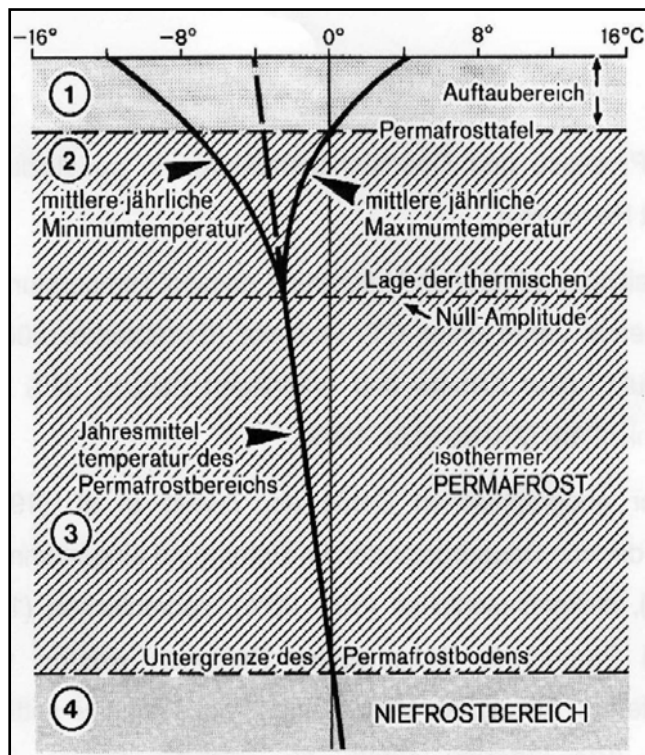


**Abb. 2.-2.:** Schematisches Blockbild zur Gliederung der Dauerfrostverbreitung (aus: SCHULTZ, 1995; nach KARTE, 1979)

Überlagert wird der Permafrost von einer saisonalen Auftauzone, die auch Mollisol oder „aktive layer“ genannt wird (Abb. 2.-2. & 2.-3.). Der Boden kann während der Sommermonate, in Abhängigkeit von geographischer Breite und lokalen Gegebenheiten (Exposition und Substrat), bis zu einer Tiefe von JMT über 1 m auftauen (SCHULTZ, 1995). An Südhanglagen kann die Auftauzone auch bis zu 1,5 m betragen (CHERNOV, 1985). Schluffige, wasserreiche Böden tauen nur bis in sehr geringe Tiefen, während sandiger, vegetationsarmer Boden viel tiefer auftaut (WÜTHRICH & TANNHEISER, 2002). Im nördlichen Sibirien betragen die Auftautiefen oft weniger als 0,5 m (WEIN, 1999). Die geringsten Auftautiefen, von wenigen Zentimetern, finden sich in hochpolaren Regionen oder unter Sphagnum-Vegetation (WALKER, 1998).

Denudative Prozesse wie Solifluktion (Gelifluktion), Materialumsortierung (Kryoturbation, Auffrieren, etc.) und Bodenbildung finden nur in dieser geringmächtigen Schicht statt (HENDL & LIEDTKE, 1997).

Unter der Auftauzone befindet sich ein thermoaktiver Bereich, der mit Temperaturschwankungen und Volumenveränderung auf die sommerlichen Temperaturmaxima reagiert, aber gefroren bleibt (KARTE, 1979).



**Abb. 2.-3.:** Modellhaftes Temperaturprofil und Gliederung des Permafrostvorkommens (aus BLÜMEL, 1999; verändert nach KARTE, 1979)

1. sommerlicher Auftaubereich
2. Zone saisonaler Temperatur- und Volumenschwankungen
3. Zone des Permafrostes
4. Niefrostbereich

Permafrostgebiete sind eine wichtige globale Kohlenstoff-Senke. Etwa 25 % des gesamten terrestrischen Kohlenstoffs sind hier akkumuliert. Gegenüber der Klimaerwärmung reagieren Permafrostgebiete sehr sensibel. Unter anderem kommt es zu einer erhöhten Freisetzung von Treibhausgasen wie Kohlendioxid und Methan. Auch deshalb gewinnt die Erforschung von Permafrostregionen zunehmende Bedeutung (ZIMOV et al., 2006).

## 2.2. Der periglaziale Formenschatz des Lena-Deltas

Das Gebiet des heutigen Lena-Deltas befindet sich schon seit mehr als 400000 Jahren unter Permafrostbedingungen (HUBBERTEN et al., 2004). Bis in Tiefen von 600 m ist das Gestein ganzjährig gefroren (EMBLETON & KING, 1975). Der Permafrost setzt sich auch im flachen Schelfbereich (50–60 m u. NN) der Laptevsee fort. Beispielhaft sollen hier einige geomorphologische Formen vorgestellt werden, die für das Lena-Delta typisch sind.



### 2.2.1. EISKEILBILDUNG UND EISKEILPOLYGONE

Eiskeilpolygone sind Leitformen für den kontinuierlichen Permafrost (SCHULTZ, 1995). Die Bildung von Eiskeilen ist in starkem Maße substratabhängig. In Sanden und Kiesen kommt es bei Jahresmitteltemperaturen ab  $-5,5\text{ °C}$  zu Eiskeilbildung, bei Lehmen reichen Jahresmitteltemperaturen von  $-2,5\text{ °C}$  aus, in Torfen sind  $-2\text{ °C}$  erforderlich (ROMANOVSKII, 1985; in EHLERS, 1994).

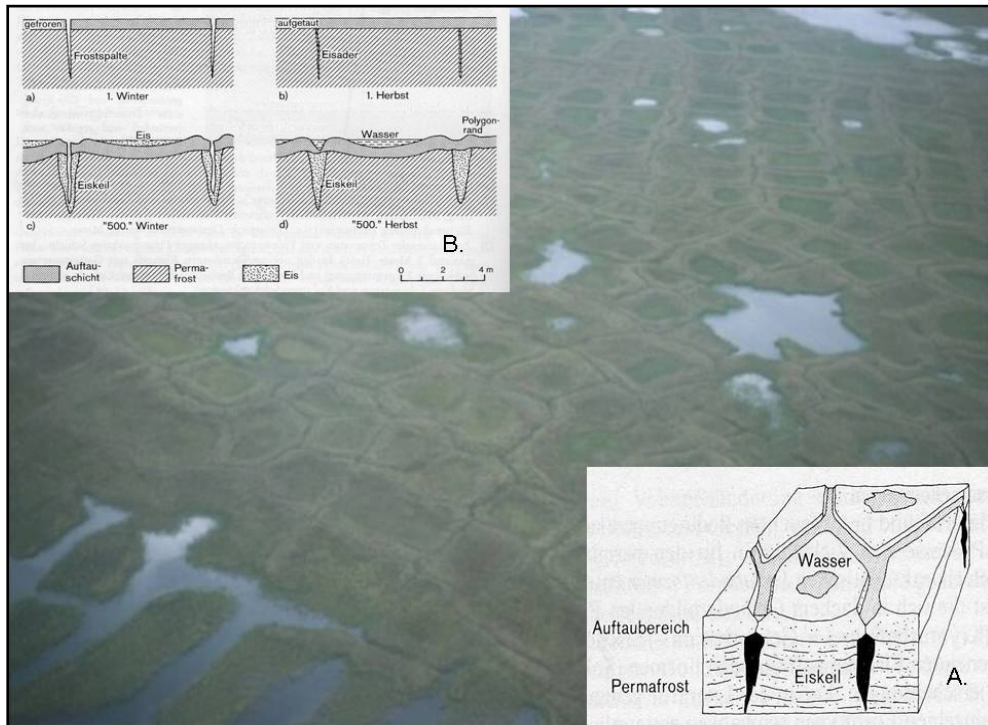
Durch die Kontraktion des Bodeneises bei tiefen Temperaturen im Permafrostkörper entstehen feine Risse oder Spalten. Diese ordnen sich zu polygonartigen Netzstrukturen an (siehe Abb. 2.-5.). Während der Auftauphase des „active layer“ füllen sich die Frostspalten mit Schmelzwasser. Durch die negativen Temperaturen im Permafrostkörper kommt es zum sofortigen Gefrieren, es bildet sich eine dünne Eisader. Die Eisader reißt bei Kontraktion erneut auf und wird bei der nächsten Tauphase wieder mit Wasser und/oder Sediment verfüllt (Abb. 2.-5.). Dauert dieser Zyklus über viele Jahre an, bilden sich Eiskeile (LACHENBRUCH, 1964).



**Abb. 2.-4.:** holozäner Eiskeil auf der Insel Kurungnakh, im Lena-Delta (Foto: MEYER,

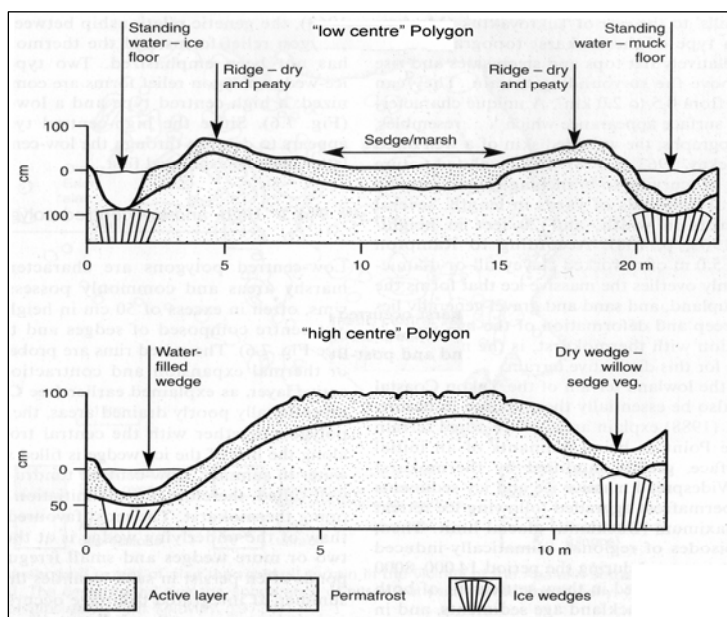
Im südlichen Deltabereich konnten sich Laufe von Jahrtausenden mächtige Eiskeile mit Höhen von bis zu 40 m ausbilden (Abb. 2.-4. & 3.-8.) (SCHIRRMEISTER et al., 2003). Der Durchmesser der polygonalen Netzstrukturen kann mehrere Dekameter betragen (BLÜMEL, 1999). An den Rändern der Eiskeile ist das Bodensubstrat oft wulstartig angehoben (Abb. 2.-6.). Diese Wälle entstehen durch thermale Expansion des Sedimentkörpers während der Sommermonate. Das Sediment schiebt sich (durch Expansion) über die Eiskeile auf, so dass „low-centre“ Polygone entstehen (FRENCH,

1996). Die Depressionen in den Polygonzentren versumpfen oder füllen sich mit Wasser. In den vernässten Flächen kann es zur Entstehung von initialem Thermokarst kommen. Die Eiskeile können austauen und zum Zusammenschluss vieler kleiner Polygontümpel führen (Abb. 2-5.). Durch einen Anstieg der Auftautiefe und ein oberflächliches Abschmelzen der Eiskeile kann es zu einer besseren Drainierung des Polygonzentrums kommen. Die Polygonwälle verflachen sich und es kommt zum Aufwachsen eines torfigen Polygonzentrums, das seine Umgebung überragt (Abb. 2-6.). Dieser Polygontyp wird als „high-centre“ Polygon bezeichnet (FRENCH, 1996).



**Abb. 2-5.:** Eiskeilpolygone und Polygonstrukturen im östlichen Lena-Delta  
(Foto: SCHIRRMEISTER, 2005)

A. Blockbild on „low centre“ Polygonen (aus: SCHULTZ, 1995; nach BUTZER, 1976; verändert)  
B. Entstehung von Eiskeilen (aus: BLÜMEL, 1999; nach LACHENBRUCH, 1996; verändert)

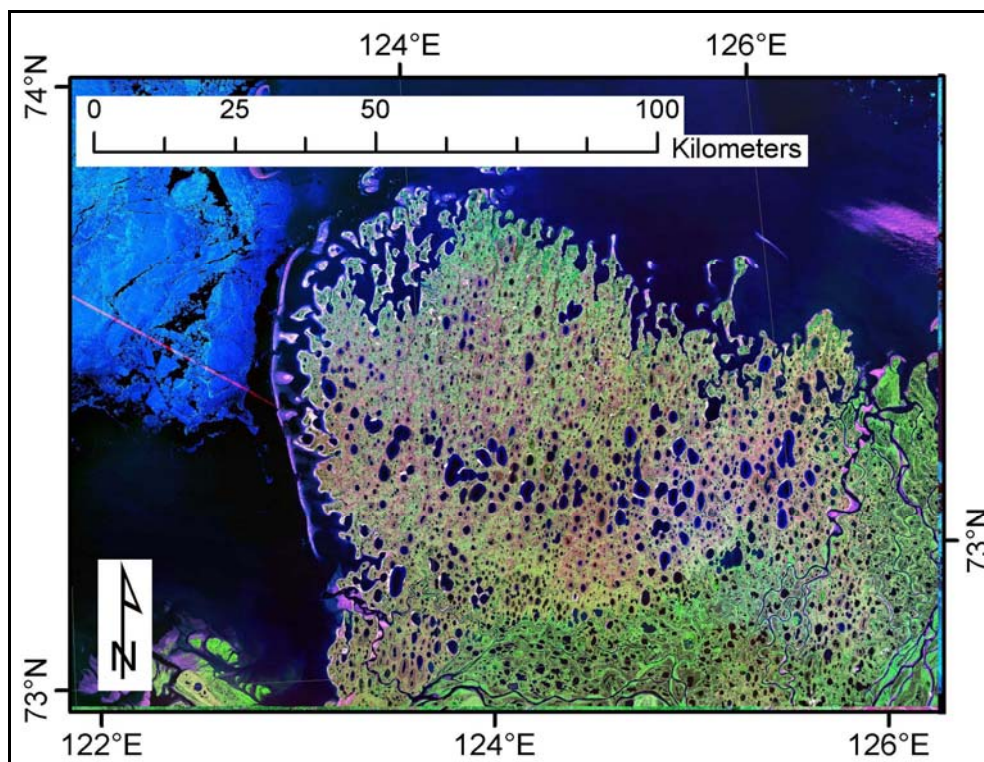


**Abb. 2-6.:** Reliefformen von „low centre“ und „high centre“ Polygonen (aus: FRENCH, 1996; verändert)

### 2.2.2. THERMOKARSTDEPRESSIONEN

Thermokarst ist ein Prozess der Degradation des Untergrundeises. Die Permafrostdegradierung in Nordostsibirien begann im frühen Holozän und hält bis heute an. Das Einsetzen von Thermokarstprozessen im Bereich des heutigen Lena-Deltas wird auf eine lokale Klimaerwärmung um 7000–8000 Jahren v.H. zurückgeführt (SCHWAMBORN, et al., 2002). Diese Form des Pseudokarstes tritt vornehmlich im feinsedimentreichen, flachen Gelände auf (WEISE, 1983). Durch das Austauen der eisreichen Sedimente kommt es zu Setzungserscheinungen. Es bilden sich große Depressionen mit steilen Hängen und flachen grasbedeckten Sohlen, die auch als „Alase“ bezeichnet werden (SOLOVIEV, 1973). Die Ausmaße variieren von 100 m bis zu einigen Kilometern im Durchmesser und von wenigen Metern bis zu 40 m in der Tiefe. Durch das Zusammenwachsen mehrerer Alase hintereinander entstehen Alas-Täler (BLÜMEL, 1999). Die Formen können auch wassergefüllt sein und bilden die so genannten Thermokarstseen (siehe Abb. 2.-7.). Sie sind besonders typisch für das westliche Lena - Delta (ARE & REIMNITZ, 2000).

Hat sich in einer Depression Wasser angesammelt, geht der Aus-/Auftauprozess beschleunigt vor sich, da Wasser gegenüber Eis eine doppelt und gegenüber trockenem Bodenmaterial eine viermal so hohe spezifische Wärme aufweist (WEISE, 1983). Die hohe spezifische Wärmeleitfähigkeit des Wassers begünstigt die Bildung von Taliki unter den Seen (KARTE, 1979).



**Abb. 2.-7.:** Thermokarstseen und zergliederte Küste im nordwestlichen Lena-Delta  
(Ausschnitt aus: Landsat-7 ETM+ mosaic, erstellt von: GROSSE, 2000; verändert)

### 2.2.3. THERMOEROSION

Entlang des weit verzweigten Wassernetzes und der Küstenlinie des Deltas kommt es zur Thermoerosion und Thermoabrasion. Die normale Abtragung, durch fließendes oder anbrandendes Wasser, wird durch die Tatsache unterstützt, dass das Wasser wärmer ist als der Frostboden. Im Kontaktbereich taut das wärmere Wasser Eis und Boden auf (WEISE, 1983). Es kommt zur Unterhöhlung der Ufer-/Kliffbereiche, so dass große Blöcke (in Teilen des Deltas 3-8 m im Durchmesser) abbrechen (PAVLOVA & DOROZHINA, 1999). Starke Seitenerosion an Ufern und Flussterrassen sind das Resultat (BLÜMEL, 1999). Im eisreichen Permafrost sind Rutschungen an Hängen die Folge des sommerlichen Auftauens (CZUDEK & DEMEK, 1970).



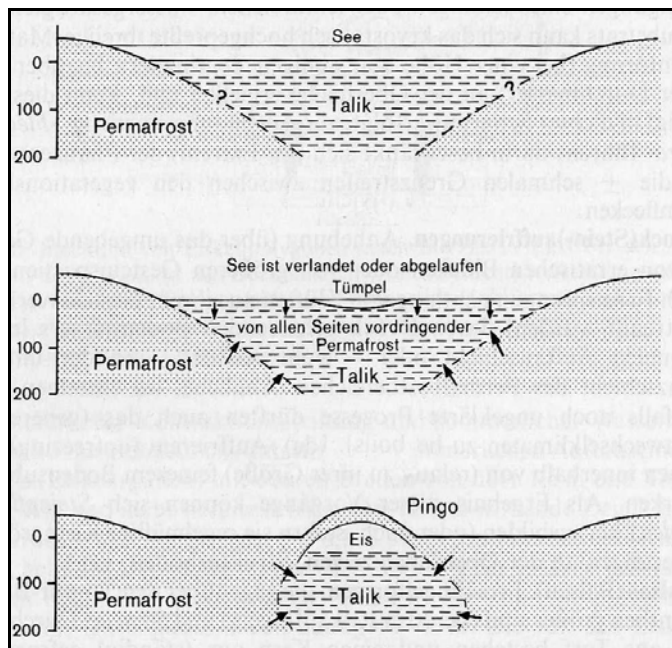
**Abb. 2.-8.:** Thermoabrasion/-erosion im Lena-Delta (Foto: MEYER, 2005)

Im Norden werden die Inseln von einer stark zergliederten Küste umrandet. An der Küste des Ost deltas wurden, im Zeitraum von 1969 bis 1999, durchschnittliche Erosionsraten von 2 m/a gemessen. Auf der Insel Muostakh, südöstlich des Deltas gelegen, beträgt die mittlere Rückzugsrate der Küste ca. 11 m/a (ARE et al., 2000).

### 2.2.4. PINGOS

Pingos, oder Eiskernhügel zählen zu den Frosthügelformen. Sie können Höhen von 50-100 m und Basisdurchmesser von 300-1200 m erreichen (SCHULTZ, 1995). Ihre Gestalt ähnelt kleinen Vulkankegeln. Die Hangflanken können ein Gefälle von mehr als 40 ° erreichen (WEISE, 1983).

Pingos treten vornehmlich dort auf, wo der Dauerfrostboden noch zusammenhängend ist, aber es schon vermehrt zur Talikbildung kommt (SCHULTZ, 1995). Gefrierprozesse an der Oberfläche und die damit verbundene Volumenzunahme (von Wasser zu Eis) führen zur Aufwölbung der obersten Deckschichten. Es bildet sich ein Eiskern im Inneren des Hügels. Durch die Aufwölbung wird der Eiskern zunehmend exponiert und es kommt zur Abtragung der isolierenden, mineralischen Deckschicht. Dies kann zum Abschmelzen des Eiskerns und zum Kolabieren des Pingos führen. An seiner Stelle bildet sich eine wassergefüllte Hohlform, wodurch sich der Talik wiederum vergrößern kann (BLÜMEL, 1999).

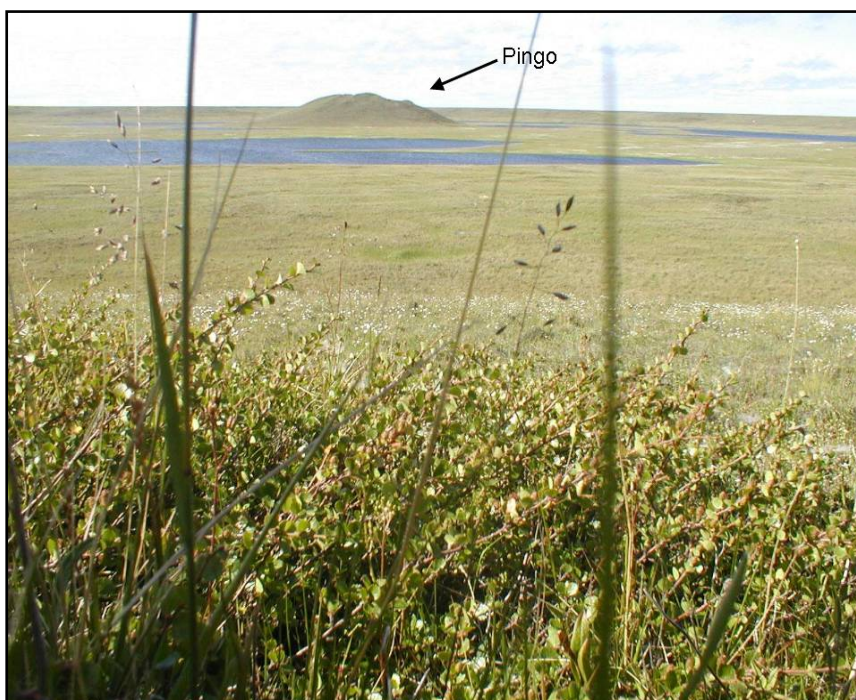


**Abb. 2-9.:** Die Entstehung eines geschlossenen Pingosystems, „Mackenzie-Typ“ (aus SCHULTZ, 1995; nach MACKAY, 1972, verändert)

Oben: Verlandung eines Sees, Gefrieren des Talik

Mitte: verlandeter See, Permafrost dringt weiter vor

Unten: Volumenzunahme durch Gefrieren, in der Aufwölbung bildet sich durch Vordringen der Gefrierfront Segregationseis (Eiskern)



**Abb. 2-10.:** Pingo im Lena-Delta (Foto: KUTZBACH, 2003)

### 3. Das Lena-Delta

Das Lena-Delta stellt ein wichtiges Bindeglied zwischen terrestrischem und marinem Geo- und Ökosystem dar. Es ist durch einen erstaunlichen Artenreichtum charakterisiert. Die Flora des Lena-Deltas umfasst mehr als 370 Gefäßpflanzenarten, mehr als 100 Moos- und über 70 Flechtenarten. Auch die Fauna ist sehr artenreich, besonders die zahlreichen Seen machen das Delta zu einem wichtigen Brutgebiet arktischer Zugvögel (MÜLLER, 1997). Aufgrund seiner ökologischen Bedeutung wurde 1986 das 14330 km<sup>2</sup> große Schutzgebiet „Lena-Delta Nature Reserve“ eingerichtet.

#### 3.1. Geographische Lage und Hydrologie des Lena-Deltas

Mit einem Einzugsgebiet der siebenfachen Fläche Deutschlands gehört die Lena zu den größten Flusssystemen der Erde. Die Angaben zu Länge und Einzugsgebiet schwanken zwischen 4250 bis 4400 km (ALABYAN et al., 1995; WALKER 1998) bzw.  $2,425 \times 10^6$  und  $2,49 \times 10^6$  km<sup>2</sup> (ALABYAN et al., 1995; WALKER, 1998).

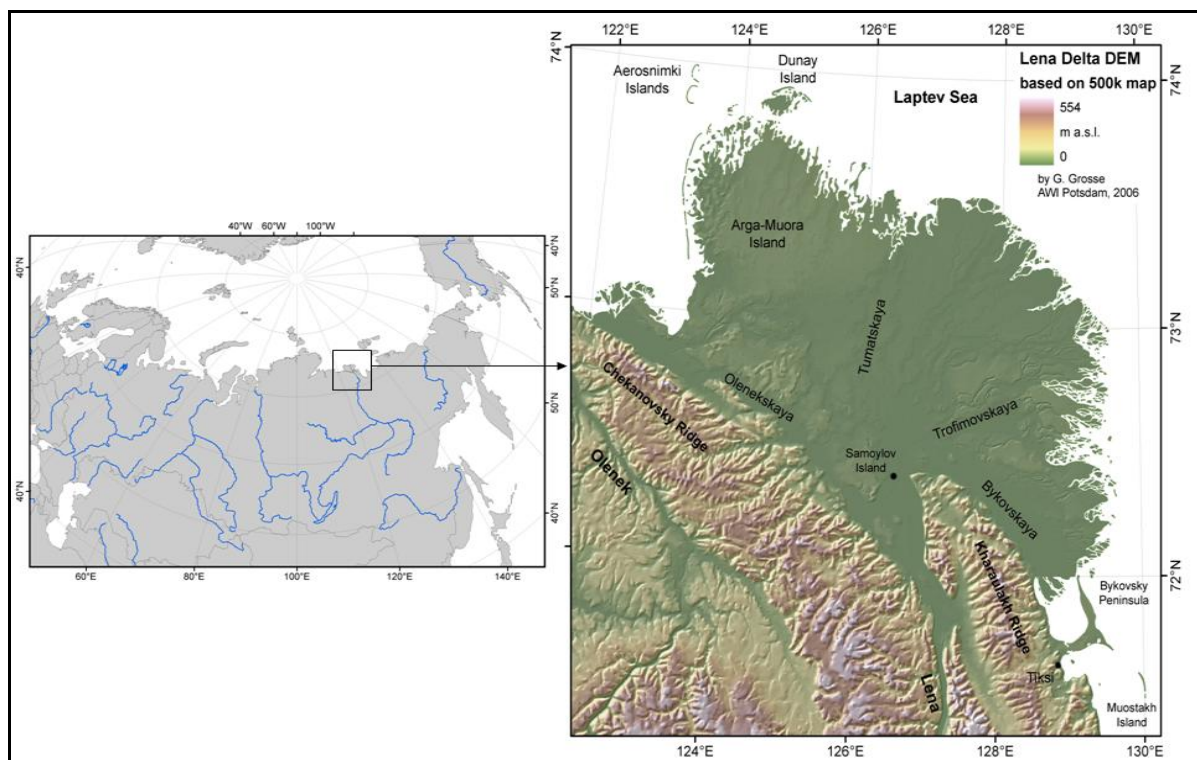


Abb. 3.-1.: Die geographische Lage des Lena-Delta (erstellt von: GROSSE, 2006; verändert)

Die Lena entspringt unweit westlich des Baikalsee im Baikalgelände und mündet erst ca. 20 Breitengrade weiter nördlich in die Laptevsee. Auf ihrem Weg durchfließt sie verschiedene Klima- und Vegetationszonen sowie die Zonen des diskontinuierlichen und kontinuierlichen Permafrostes.

Das Lena-Delta befindet sich zwischen 72 ° und 74 ° nördlicher Breite sowie 123 ° und 129 ° östlicher Länge und in Nordostsibirien. Es mündet in die Laptevsee, ein Randmeer

des Nordpolarmeeres. Im Süden wird das Delta von den Chekanovsky- und Kharaulakh-Gebirgszügen begrenzt (Abb. 3.-1.). Die Angaben zu seiner Ausdehnung schwanken in der Literatur von 28000 km<sup>2</sup> (REINECK & SINGH, 1980) bis zu 32000 km<sup>2</sup> (ANTONOV, 1967; MIKHAILOV, 1997; GORDEEV et al., 1996). Damit ist es sowohl das größte arktische Delta, als auch das drittgrößte Delta der Welt (WALKER, 1998).

Das Delta besteht aus einer Vielzahl kleinerer und größerer Inseln (ca. 1500), von denen die im Westdelta befindliche Insel Arga Muora Sise (Abb. 3.-1.) mit einer Fläche von ca. 7000 km<sup>2</sup> die Größte bildet. Mehr als 800 Flussarme und Kanäle zerschneiden das Delta in einem weit verzweigten System, aber nur 10 dieser Kanäle transportieren den Großteil des Wassers der Lena (WALKER, 1998). Der Bykovskaya-, der Trofimovskaya-, der Olenyokskaya- und der Trumatskaya-Kanal zählen zu den hydrologisch bedeutendsten Kanälen (SUSLOV, 1961; SCHWAMBORN et al., 2002). Mit einem Jahresabfluss von 525 km<sup>3</sup>/Jahr (RACHOLD et al., 1997) und einer Sedimentfracht von  $17,6 \times 10^6$  t/Jahr (WALKER, 1998), bzw.  $21 \times 10^6$  t/Jahr (ARE & REIMNITZ, 2000) liefert die Lena den Hauptanteil an Süßwasser und terrestrischen Sedimenten in die Laptevsee. Es wird vermutet, dass aber nur weniger als 30 % der Sedimentfracht den Schelfbereich erreichen. Die restlichen Sedimente lagern sich bereits im Delta ab (ARE & REIMNITZ, 2000).

Der gesamte Deltabereich ist Süßwasser beeinflusst. Die Hydrologie des Lena-Deltas unterliegt jahreszeitlich starken Schwankungen. Von November bis Mai ist das Delta von Schnee und Eis bedeckt. Nur 9 % des Jahresabflusses durchfließen während dieser Zeit das Delta (GRIGORIEV, 1993). Die Kanäle sind teilweise bis zum Grund gefroren. Der durchschnittliche Abfluss im Januar beträgt ungefähr 2800 m<sup>3</sup>/s. Die Frühjahrsschmelze hat einen drastischen Einfluss auf das hydrologische Regime. Mehr als zwei Drittel des jährlichen Abflusses erreichen das Delta in den Monaten Juni bis August (GRIGORIEV, 1993). Der durchschnittliche Abfluss im Juni beträgt ca. 665000 m<sup>3</sup>/s, mehr als das zwanzigfache des Januarabflusses. Zirka ein Drittel des Gesamtabflusses durchströmt das Delta bereits im Juli (WALKER, 1998).

### 3.2. Klimatische Verhältnisse

Das effektive Klimasystem nach TROLL und PFAFFEN (1963) ordnet die Lena-Delta Region der polar-subpolaren Klimazone zu, genauer dem subarktischen Tundrenklima (I 02). Die Mitteltemperatur des kältesten Monats liegt unter -8 °C, das Mittel des wärmsten Monats zwischen 6 °C und 10 °C. Der typische Vegetationstyp ist die Tundra. Die Klimaklassifikation nach KÖPPEN (1936) zählt das Lena-Delta zu den Schneeklimaten (E), genauer zu den Tundrenklimaten (Et), mit einer Mitteltemperatur des wärmsten Monats über 0 °C und unter 10 °C. Es herrscht ein ausgeprägtes Jahreszeitenklima. Die Sommer sind kühl, selbst dann kommt es zu nächtlichem Bodenfrost. Die Winter sind streng und

lang. Aufgrund der geographischen Lage in den hohen Breiten herrscht ca. ein halbes Jahr Polartag bzw. ca. ein halbes Jahr Polarnacht (November bis Februar). Die Sonneneinstrahlung ist in der Zeit der Polarnacht nahe Null. Eine positive Strahlungsbilanz und Temperaturen über 0 °C werden nur während des kurzen arktischen Sommers von Juli bis August erreicht (GUKOV, 2001). Die Anzahl der frostfreien Periode pro Jahr liegt unter 45 Tagen (WEIN, 1999).

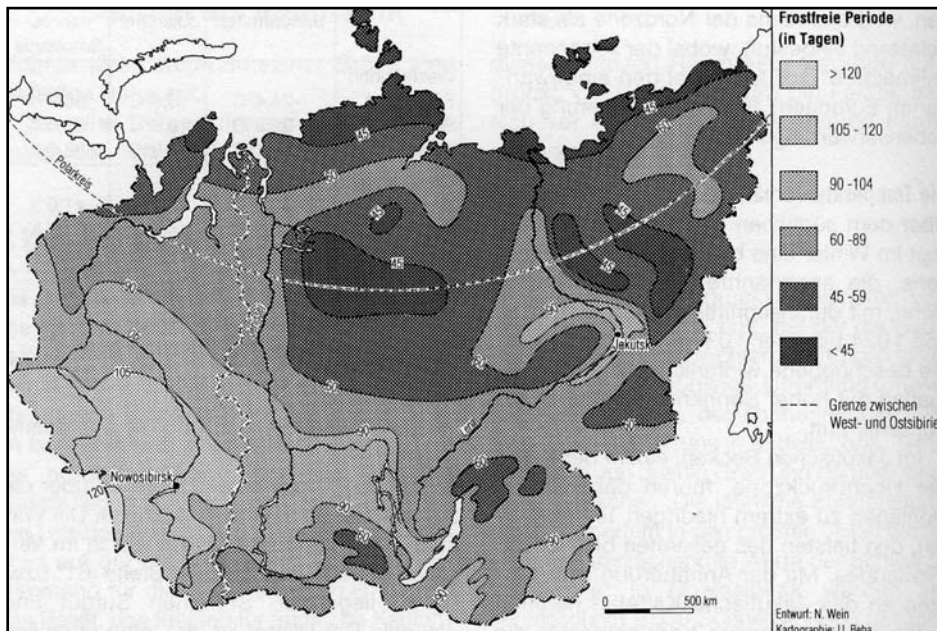
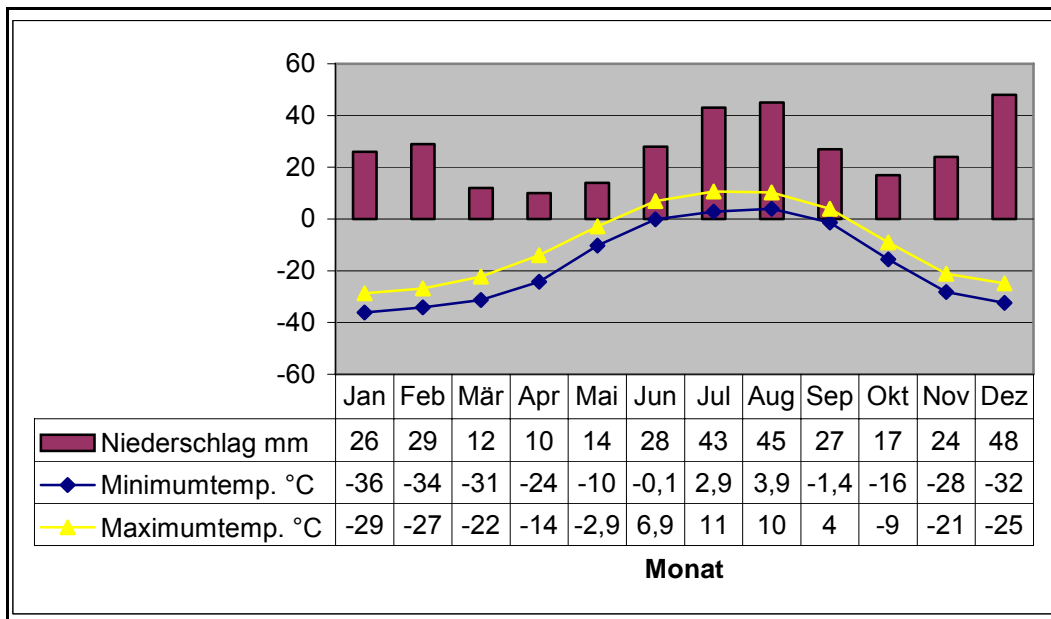


Abb. 3.-2.: Dauer der frostfreien Periode in Sibirien (aus WEIN, 1999)

Das Klimadiagramm (Abb. 3.-3.) für den Ort Tiksi, südöstlich des Deltas gelegen, spiegelt auch die Verhältnisse im Deltabereich wieder. In Tiksi beträgt die mittlere Monatstemperatur im Januar -32,4 °C, der mittlere Wert für Juli liegt bei 6,8 °C und das Jahresmittel erreicht -13,5 °C. Wie aus dem Klimadiagramm ersichtlich, sind die Unterschiede im Jahresverlauf sehr groß. Typisch für NO-Sibirien sind die geringen Niederschläge. Im Lena-Delta liegt der Niederschlag bei ca. 200–250 mm pro Jahr. Der Großteil fällt in den Sommermonaten und im Dezember. Während der Wintermonate (Ende September bis Anfang Juni) bildet sich nur eine geringmächtige Schneedecke, die aufgrund starker Winde nicht geschlossen ist. Durch die niedrigen Temperaturen und die daraus resultierenden geringen Evapotranspirationsraten ist das Klima dennoch als humid zu einstufen. Im gesamten Deltabereich kommt es zu starken mikroklimatischen Unterschieden. Die Lena transportiert Wärme aus den gemäßigten Breiten in die arktische Küstenregion. Diese Wärme verteilt sich in Abhängigkeit von den hydrologischen Gegebenheiten ungleichmäßig im Delta (siehe auch Kap. 3.1. & Kap. 3.6.). Der regelmäßig durchströmte Ostteil des Deltas ist deshalb wärmer als der westliche Teil (GRIGORIEV et al., 1996).





**Abb. 3.-3.:** 30-jähriges Mittel der Monatswerte (1961–1990) für Tiksi/ NO–Sibirien (71,9 °N; 128,9 °O), erstellt nach WWIS 2006

### 3.3. Die Böden

Die Böden des Lena-Deltas sind den Bodengesellschaften der Tundra zuzurechnen (HENDL & LIEDTKE, 1997). In der WORLD REFERENCE BASE (FAO, 1998) gehören sie zu den Cryosols (Gelic Gley- und Histosols). Nach der US Soil Taxonomy (SOIL SURVEY STAFF, 2003) werden sie als Gelisols bezeichnet. Gekennzeichnet sind diese Böden durch Kryoturbations- und Solifunktionsprozesse, die während der kurzen Auftauphase (Sommermonate) in einer geringmächtigen Schicht stattfinden (FRENCH, 1996). Die sommerliche Auftauschicht im Delta überschreitet nur in Ausnahmefällen Tiefen von 50 cm (WEIN, 1999). Nur in der flachen Zone des „active layer“ kann es zur Bodenbildung kommen. Durch unterschiedliche Druckverhältnisse im Bodenkörper, hervorgerufen durch Frostwechsel (Auftauen und Gefrieren), kommt es zur Materialsortierung bzw. zur Bildung bodenartiger Formen, wie Frostmusterböden und Polygonböden. Zu diesen zählen Steinringe, Steinnetze und Steinstreifen (WEISE, 1983).

Weit verbreitet auf ebenem Gelände sind Polygontundra-Flächen (WASHBURN, 1956). Oft werden die pedogenen Merkmale (z.B. Ausbildung von Bodenhorizonten) durch kryogene Prozesse überprägt oder gar aufgelöst (SCHULTZ, 2002).

In den arktischen und subarktischen Gebieten dominiert die physikalische Verwitterung. Zu chemischer Verwitterung kommt es nur in sehr geringem Maße (HENDL & LIEDTKE, 1999).

Des Weiteren zeichnen sich die arktischen Böden durch hohe Wassergehalte und niedrige Temperaturen sowie eine geringe Nährstoffverfügbarkeit und geringe biologische

Aktivität aus. Hydromorphe Böden sind weit verbreitet (BLÜMEL, 1999). Durch stagnierende Feuchte vollzieht sich neben der Vergleyung auch die Vertorfung von humosem Material. Vorherrschend sind Tundrenogleye (FAO: Gelic Gleysols) und Moorböden (FAO: Gelic Histosols) mit mächtigen Humuslagen (EVERETT et al., 1981). Auf sandigen Materialien mit besserer Drainage und an Hanglagen entstehen Tundrapodsogleye und initiale Böden (HENDL & LIEDTKE, 1997).

Ausführliche Beschreibungen zu den arktischen Böden finden sich z.B. bei WEISE (1983), FRENCH (1996) und BLÜMEL (1999).

### 3.4. Die Vegetation

Das Lena-Delta befindet sich in der zirkumarktischen Florenregion (MEUSEL & JÄGER, 1992). Das nördliche Delta liegt in der Subzone der arktischen Tundra. Hier sind weniger als 50 % der Bodenoberfläche von Vegetation bedeckt, es kommt zu einer mosaikartigen Verteilung (WEIN, 1999). Der Südteil des Deltas gehört zur Subzone der nördlichen oder auch typischen Tundra (Abb. 3.-4.) mit geschlossener Vegetation (WEIN, 1999; CHERNOV & MATVEYEVA, 1997).

Als Tundra wird die Vegetationszone bezeichnet, die sich von der nördlichen Baumgrenze der Waldtundra (ungefähr Juliisotherme von 10 °C) bis zur arktischen Kältewüste (Juliisotherme von 2 °C) erstreckt (WALTER & BRECKLE, 1986; ALEKSSANDROVA, 1977).

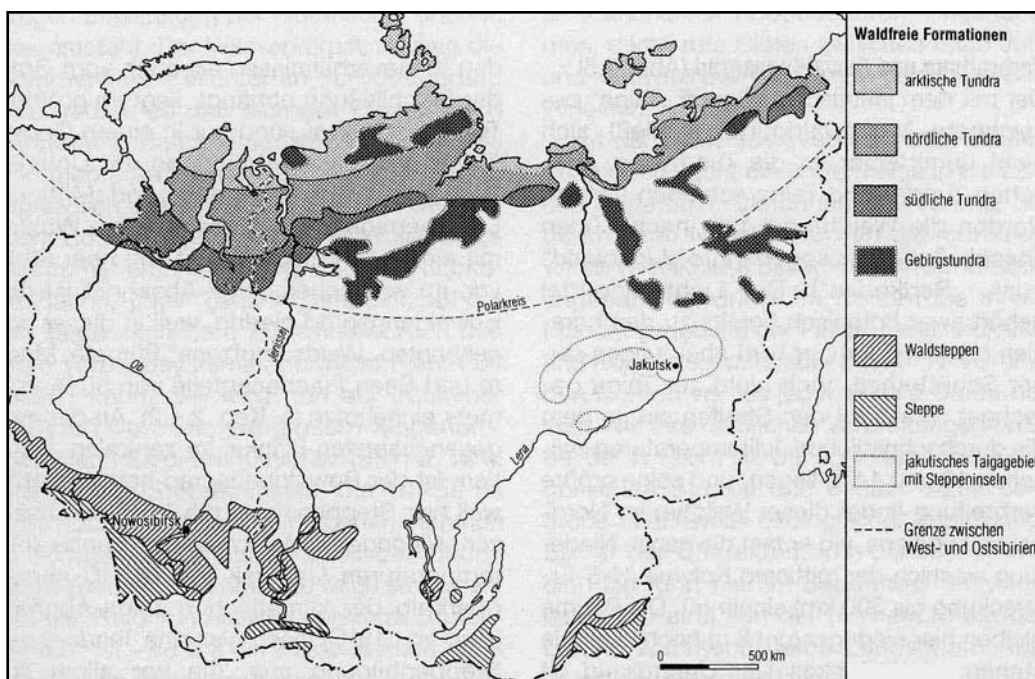


Abb. 3.-4.: Die waldfreien Zonen Sibiriens (aus: WEIN, 1999)

Die Vegetationsperiode beträgt 1–3 Monate und verkürzt sich in Richtung Norden. Ebenso werden Artenvielfalt und Wuchshöhe in nördlicher Richtung geringer. Während der Vegetationsperiode läuft die biologische Aktivität unter den Ganztagsbedingungen des Polartages ab (FREY & LÖSCH, 2004). Die Pflanzen dieser Zone sind an extreme Umweltbedingungen wie ungünstige Boden-, Licht-, Temperatur-, Wind- und Wasserverhältnisse angepasst. In Bezug auf das Pflanzenwachstum und die Entwicklung ist die Temperatur der wichtigste begrenzende Faktor (BLISS, 1960). Zwergsträucher (z.B. *Salix reptans*, *Dryas punctata*, *Cassiope tetragona*), Gräser (z.B. *Carex*- und *Eriophorum*-Arten), Flechten, Polster- und Moospflanzen (z.B. *Dryas punctata*-Moosgesellschaften) sind die typischen Vertreter der Pflanzengesellschaften der Tundra (SCHULTZ, 1988).

### 3.5. Die Geomorphologie

Nach GRIGORIEV (1993) kann das Lena-Delta in drei geomorphologische Terrassen unterteilt werden.

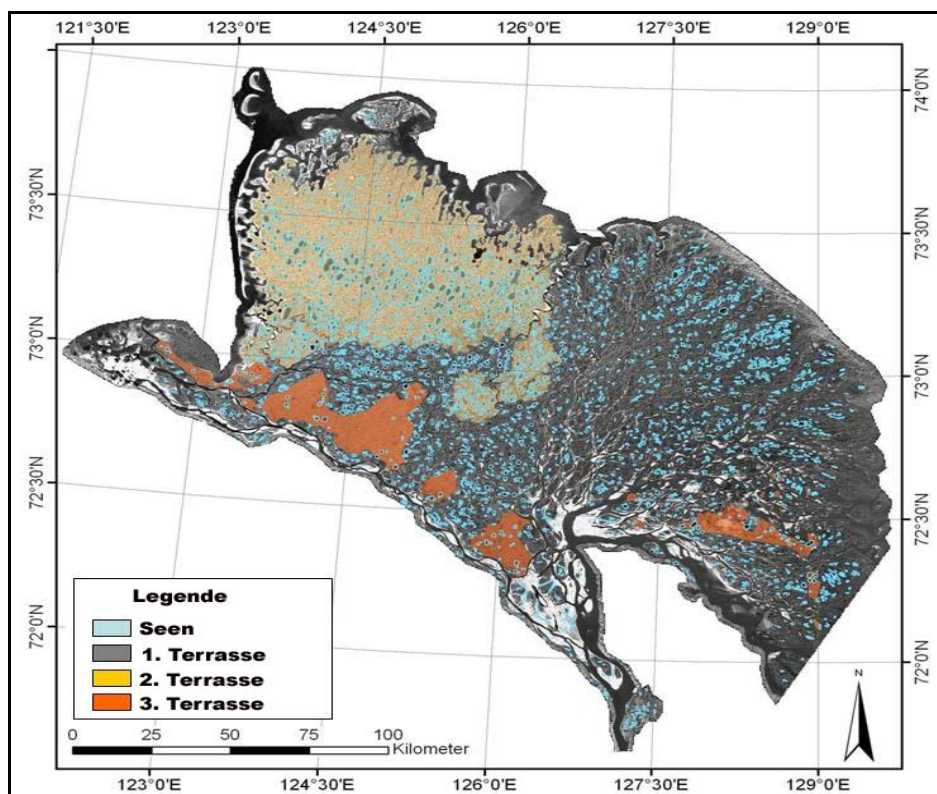


Abb. 3.-5.: geomorphologischer Überblick für das Lena-Delta  
(aus: MORGENSTERN, 2006; verändert nach GRIGORIEV, 1993)

Die **erste Terrasse** befindet sich überwiegend im östlichen Teil des Deltas (1–12 m ü.NN), zwischen den Deltaarmen Tumatskaya und Bykovskaya. Sie ist aber auch, in geringerer Ausdehnung, entlang der Kanalarme und Verzweigungen in den restlichen Teilen des Deltas zu finden (Abb. 3.-5.).

Die Sedimente setzen sich aus organik-reichen Sanden an der Basis hin zu siltig-sandigen Torfen an der Oberfläche zusammen (Abb. 3.-6.) und weisen hohe Eisgehalte ( $\geq 50$  Gew.-%) auf (SCHWAMBORN et al., 2002). Eiskeilpolygone (Eiskeile mit Durchmessern von bis zu 0,5–1 m) sind typisch für die obere *erste Terrasse*. Sie sind teils von Sedimenten bedeckt oder stehen an der Oberfläche an (SCHWAMBORN et al., 2002).



**Abb. 3.-6.:** erste Terrasse, Insel Samoylov im Ostdelta (Foto: MEYER, 2005)

Unten: organik-reiche Sande  
Oben: siltig-sandige Torfe

Rezente Ablagerungen bilden den jüngsten Teil der *ersten Terrasse*. Sie sind im gesamten Deltabereich, entlang der Deltakanäle und seiner zahlreichen Nebenarme, zu finden. Es werden zwei rezente Auenniveaus unterschieden. Das untere Niveau liegt bei 1–4 m ü. NN, das obere Niveau bei 4–9 m ü. NN. Die Auengebiete werden während der jährlich auftretenden Hochwässer überflutet. Bei starken Hochwasserereignissen können auch Teile der oberen *ersten Terrasse* (1-12 m ü. NN) überflutet werden.

Die **zweite Terrasse** befindet sich im westlichen Delta, zwischen dem Tumatskaya und dem Olenyokskaya Kanal, und wird auch als Agrakomplex bezeichnet. Die Oberfläche der sandigen Inseln befindet sich bei etwa 20–30 m ü. NN. Die Insel Arga Muora Sise macht mit einer Ausdehnung von 100 × 75 km den Großteil dieser geomorphologischen Einheit aus (ARE & REIMNITZ, 2000).

Besonders im Norden, werden die Inseln von einer stark zergliederten Küste umrandet. Estuar-artige Buchten mit steilen Ufern reichen bis tief in die Inseln hinein. Die Küste unterliegt intensiver Erosion. Stürme, begleitet von über 2 m hohen Wellen, verändern stetig die Gestalt der Küstenlandschaft (ARE & REIMNITZ, 2000).

Das Inselrelief ist von einer Vielzahl orientierter Thermokarstseen geprägt (Abb. 2.-7.). Die Genese dieser Seen ist bis heute umstritten (vergl. MORGENSTERN, 2005). Eine Vielzahl von Autoren stellt Wind als Hauptfaktor für die Orientierung heraus (z.B. HARRY & FRENCH, 1993; CÔTÉ & BURN, 2002). Die Besonderheit dieses Seetyps sind tiefe Depressionen in zentralen Bereichen der Seen. Der Seeboden befindet sich hier teilweise unter Niveau des Meeresspiegels. Die Depressionen sind von weiten Bereichen mit geringer Wassertiefe (1–2 m) umgeben (SCHWAMBORN et al., 2002).

Die organik-armen sandigen Ablagerungen, welche den Argakomplex aufbauen, weisen geringe Eisgehalte (< 25 Gew.-%) auf. Diese sandigen Abfolgen erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 60 m (SCHWAMBORN et al., 2000a). Ein Netz aus steil stehenden Eisbänder (dm-Bereich) durchzieht die Sande (SCHWAMBORN et al., 2002).



**Abb. 3.-7.:** obere Sande der zweiten Terrasse, Bohrung auf der Insel Turakh im westlichen Lena - Delta  
(Foto: SCHIRRMEISTER, 2005)

Die **dritte Terrasse** wird von spätquartären Sanden und dem darüber liegenden Eiskomplex aufgebaut. Diese Terrasse ist nur am südlichen Rand des Lena-Deltas ausgeprägt (30–55 m ü. NN). Im Westdelta ist sie entlang des Olenyokskaya Kanals lokalisiert. Im Ostdelta ist die *dritte Terrasse* nur noch reliktsch im südöstlichen Teil vorhanden. Aufgrund der tektonischen Beeinflussung des Deltabereiches (siehe Kap. 3.6.) liegt die Terrasse im Ostdelta bis zu 20 m tiefer (-8 bis -10 m ü.NN) als im Westdelta (10 bis 28 m ü.NN) (GRIGORIEV, 1993; PAVLOVA & DOROZHINA, 2000).

Die spätquartären Sande weisen Rippelstrukturen und Horizonte mit Wurzeln auf. Der Anteil an Wurzeln nimmt von der Basis zum Top hin ab. Die Eisgehalte in den Sanden

sind gering (< 25 Gew.-%). Der Übergang zwischen den Sanden und dem Eiskomplex ist sehr abrupt (SCHIRRMEISTER et al., 2003).

Die Sedimente des Eiskomplexes weisen sehr hohe Eisgehalte (bis zu 80 Gew.-%) auf und bestehen aus feinkörnigem, löss-artigem Material, das viel Organik und torfige Einschlüsse enthält. Torfige Lagen wechseln mit organik-reichen siltigen Sanden (SCHWAMBORN et al., 2002).

Die Ablagerungen des Eiskomplexes sind weit verbreitet in den Küstentiefländern Nordost-Sibiriens (SCHIRRMEISTER et al., 2001). Syngenetisch<sup>1</sup> entstandene Eiskeile mit Höhen bis zu 40 m sind typisch für die Permafrostablagerungen dieses Komplexes (SCHIRRMEISTER et al., 2003).

Überlagert wird der Eiskomplex von einer holozänen Deckschicht mit einer Mächtigkeit von 1-3 m. Es handelt sich um einen kryoturbierten Horizont aus vorrangig äolischen Sedimenten. Diese siltig-sandigen Ablagerungen enthalten kleine Eiskeile, viele Pflanzenreste und Torfeinschlüsse (SCHIRRMEISTER et al., 2003).



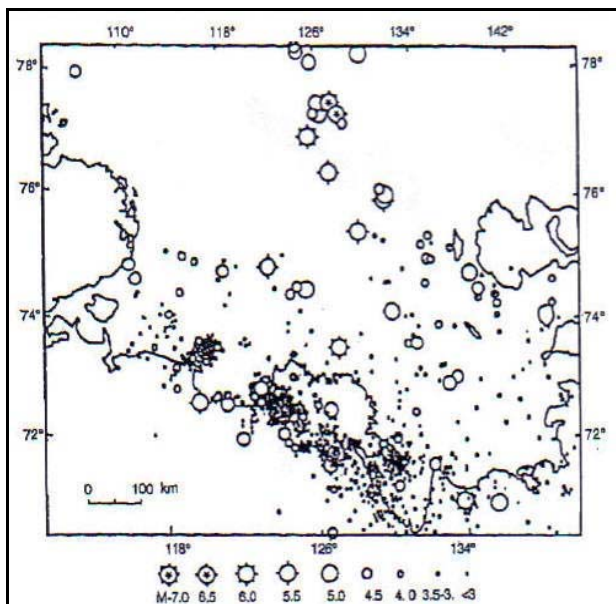
**Abb. 3.-8.:** dritte Terrasse, Insel Kurungnakh im Lena - Delta (Foto: SCHIRRMEISTER, 2005)  
Oben: Eiskomplex mit mächtigen Eiskeilen  
Unten: spätquartäre Sande

<sup>1</sup> Entstehung zeitgleich mit seiner Umgebung

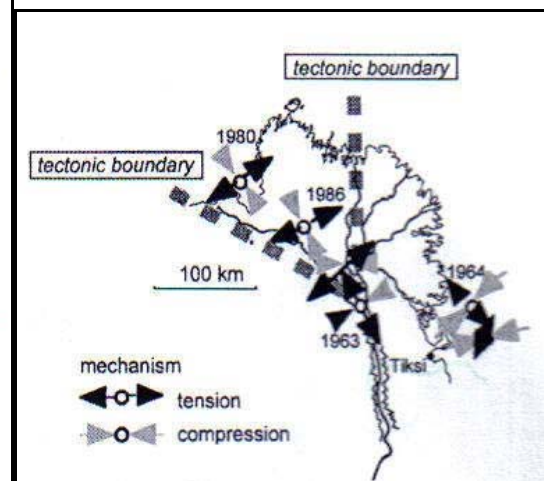
### 3.6. Geologie des Lena-Delta

#### 3.6.1. GEOLOGISCH-TEKTONISCHER ÜBERBLICK

Das Lena-Delta befindet sich in einer tektonisch aktiven Zone und grenzt mit einer Reihe von Störungen an die Verkhojansker Gebirgszüge. Es liegt im Bereich der Plattengrenze zwischen eurasischer und nordamerikanischer Lithosphärenplatte, einer Riftzone die sich im eurasischen Kontinentalbereich fortsetzt (GALABALA, 1987). Zahlreiche Erdbeben während des letzten Jahrhunderts zeugen von rezenter seismischer Aktivität im Deltabereich (siehe Abb. 3.-9. & 3.-10.). Laut KOZMIN (1984) wurden zwischen 1909 und 1980 im Delta und seiner näheren Umgebung 26 Erdbeben aufgezeichnet. Das stärkste Beben in der Region erreichte die Magnitude 6.



**Abb. 3.-9.:** Epizentren mit Magnituden von Erdbeben in der Laptevsee-Region (aus IMAYEV et al., 1996)



**Abb. 3.-10.:** Verteilung von subrezenten Erdbeben (Magnitude 5–6) im Lena-Delta (nach AVETISOV, 1999), tektonische Grenzen (nach PAVLOVA & DOROZHINA, 2000; aus SCHWAMBORN et al., 2002)

GALABALA (1987) und GRIGORIEV (1993) stellten bei ihren Untersuchungen im Lena-Delta vertikale Versatzraten von bis zu 60 m in spätquartären Sedimenten fest und belegten damit, dass seismische Aktivität eine wichtige Rolle bei der Genese des Deltas spielte und auch in Zukunft spielen wird. Bereits im Spätpaleozoikum und Spätmesozoikum kam es zu intensiven Hebungen und Senkungen. Neotektonische Aktivitäten lassen sich bis in die jüngste Zeit dokumentieren (AVETISOV, 1999).

Die Entwicklung des eigentlichen Deltas begann nach ALEKSEEV & DROUCHITS (2004) im späten, mittleren Pleistozän bis späten Pleistozän, bzw. laut LUNGERSGAUZEN (1961) im späten Pleistozän. Die Lena verließ im Unterlauf ihr altes, weiter westlich gelegenes

Flussbett und brach durch das nördliche Verkhojansky-Gebirge. Sie teilte damit das Gebirge in die heutige Chekanovsky- und Kharaulakh-Gebirgskette. Möglicherweise waren tektonische Ereignisse der Grund für die Flussbettverlagerung (ALEKSEEV & DROUCHITS, 2004). Die Paläo-Lena erreichte vor diesem Ereignis ca. 250 km weiter westlich die Laptevsee, nachdem ihr Lauf südwestlich des Chekanovsky-Gebirges in den Olenjok mündete (ZHURAVLEV, 1960).

Die komplizierten geologischen Verhältnisse des Untergrundes pausen sich entlang der Wasserwege an der Oberfläche des Deltas durch. Viele Kanäle und Deltaarme zeichnen die Lage von Störungen mit sehr geraden, linienartigen Wasserläufen an der Oberfläche nach (ARE & REIMNITZ, 2000). Unter natürlichen Bedingungen mäandrieren Flussläufe auf fast ebenen Flächen. Große Kanäle wie der Olenyokskaya Kanal und der Bykovskaya Kanal folgen dem Verlauf känozoischer Faltenlinien. Der Tumatskaya Kanal hat sich auf der, das Delta schneidenden, Nord-Süd Störungszone eingeregelt (ALEKSEEV, 1961).

An einigen, wenigen Stellen ist devonisches und quartäres Festgestein aufgeschlossen. Das Fundament des Deltas bildet eine komplizierte Block-Falten-Struktur. Die ältesten unterlagernden Gesteine haben archaisches und proterozoisches Alter und bilden die sogenannte Ust-Lena-Aufwölbung (GALABALA, 1987).

### 3.6.2. DIE SPÄTQUARTÄRE ENTWICKLUNG DES DELTAS

Spätquartäre Sedimente bilden, bis auf wenige Ausnahmen, die Oberfläche des Deltas. Diese Sedimente wurden unter kontinuierlichen Permafrostbedingungen abgelagert, die seit mindestens 400000 Jahren in der Laptevsee-Region andauern (Romanovskii & HUBBERTEN, 2000). In Tiefen von bis zu 600 m ist das Gestein ganzjährig gefroren. Der Permafrost setzt sich auch im flachen Schelfbereich (50–60 m u. NN) der Laptevsee fort (EMBELTON & KING, 1975).

Die ältesten Sedimente sind in der **dritten Terrasse** aufgeschlossen. Bei den Sanden unter dem Eiskomplex handelt sich laut GALABALA (1987) um mittelquartäre Ablagerungen der Lena. SCHIRRMEISTER et al. (2003) und SCHWAMBORN et al. (2002) sprechen von sandbank-artigen Ablagerungen der Paläo-Lena unter Flachwasserbedingungen. Das Alter für die unteren Sande wird von SCHIRRMEISTER et al. (2003) mit ca. 100000 bis 50000 Jahren v.H. angegeben. Im oberen Bereich, dem Eiskomplex, sind zahlreiche gut erhaltene Fossilien zu finden, die sich als exzellente Archive zur Rekonstruktion vergangener Umweltbedingungen eignen (SCHIRRMEISTER et al., 2003). Die Eiskomplex-Entstehung wird als spätpleistozän (43000-14000 Jahre v.H., SCHWAMBORN et al., 2002; bzw. 50000-10000 Jahre v.H., SCHIRRMEISTER et al., 2003) angegeben.



Die scharfe Faziesgrenze zwischen den unterlagernden Sanden und dem Eiskomplex wird als Resultat tektonischer Ereignisse und klimatischer Veränderungen interpretiert. Mit den tektonischen Ereignissen änderten sich auch die hydrologischen Gegebenheiten (SCHWAMBORN et al., 2002).

Zur Entstehung des Eiskomplexes gibt es unterschiedlichste Theorien. Einige Autoren vermuten einen fluvialen Ursprung (POPOV, 1953; KATASONOV, 1954), andere Autoren favorisieren eine äolisch-kryogenetische Entstehung (TORMIRDIARO et al., 1984; TORMIRDIARO & CHERNENKY, 1987). Des Weiteren gibt es Theorien über eine fluvio-lakustrine Entstehung (SACHS & STRELKOV, 1960; GUSEV, 1961; LUNGERSGAUZEN, 1961), oder auch alluvial und fluvio-lakustrin (IVANOV, 1972).

LAUT GRAVIS (1969) und SLAGODA (1991, 1993) besteht der Eiskomplex sowohl aus Hangsedimenten der südlich liegenden Gebirge als auch aus proluvialen Akkumulaten. Auch ELISEEV (1977) spricht von proluvialen Ablagerungen aus den nahen Gebirgszügen. GALABALA (1987) und KUNITSKY (1989) vermuten, dass die Schmelzwässer aus perennierenden Schneefeldern großen Einfluss auf die Entstehung des Eiskomplexes hatten. GROSSWALD (1998) vertritt eine Genese unter eis-gestauten, alluvialen Bedingungen.

Mehrere Autoren sind davon überzeugt, dass der Eiskomplex polygenetisch entstand. Verschiedene Akkumulationsprozesse, alluviale aber auch nival-äolische, trugen zur Entstehung der eisreichen Ablagerungen bei (SCHIRRMEISTER et al., 2003; SCHWAMBORN et al., 2003; SHER et al., 1987).

Auch die Genese der **zweiten Terrasse** wird bis heute kontrovers diskutiert. Die Mehrzahl der Autoren beschreibt eine Entstehung während des mittleren bis späten Pleistozäns. Während dieser Zeit lag der Meeresspiegel in der Laptevsee Region bis zu 70 m tiefer als heute. Demzufolge befand sich die Küstenlinie und auch der eigentliche Deltabereich bis zu 150 km weiter nördlich (BAUCH et al., 2001). Sie verlief nahe des Schelfrandes im Niveau von 80-100 m unter dem heutigen Meeresspiegel. Vor ca. 5000-6000 Jahren v.H. stieg der Meeresspiegel der Laptevsee auf das heutige Niveau an (SCHWAMBORN et al., 2002).

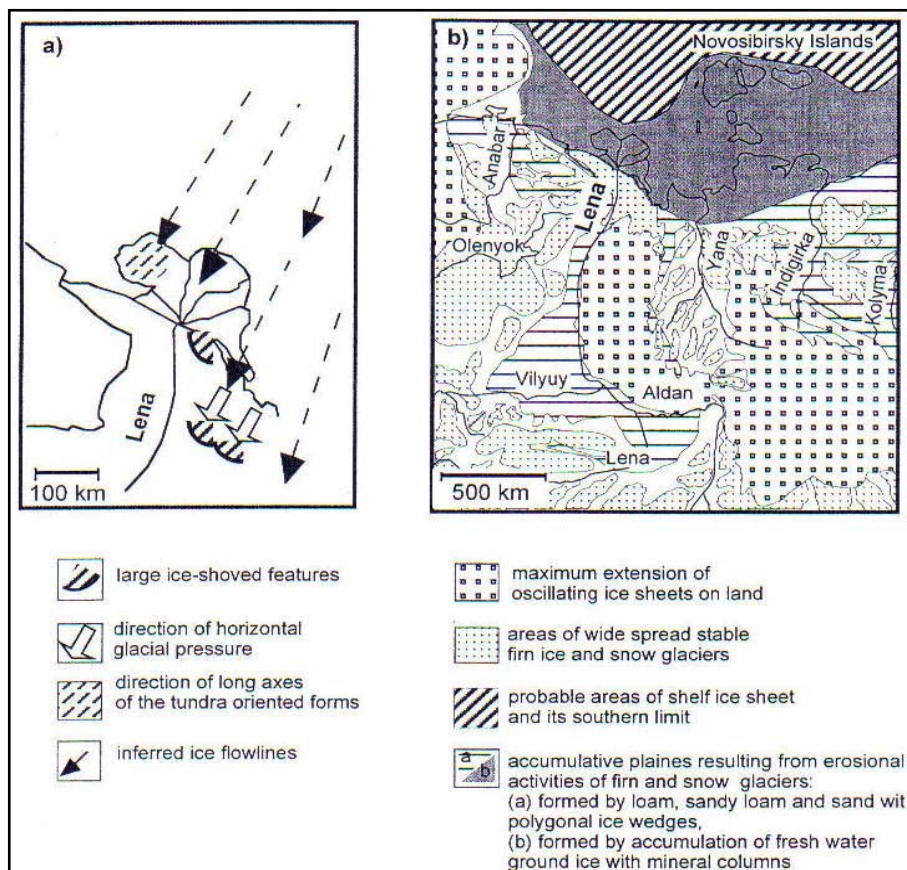
Da die Entstehungsgeschichte der zweiten Terrasse Hauptgegenstand dieser Arbeit ist, sollen einzelne Theorien und Ansätze im Folgenden kurz dargelegt werden.

Eine Anzahl älterer Arbeiten (VASILENKO, 1963; IVANOV, 1970; LOMBACH-ENKOV, 1971) und einige neuere Studien (KOROTAEV, 1991; MIKHAILOV, 1997), vermuten eine marine Entstehung der Sedimente. Allerdings konnten bis heute keine Beweise (z.B. marine Fossilien) für einen marinen Ursprung geliefert werden. IVANOV (1970, 1972) nimmt an, dass die Ablagerungen der zweiten Terrasse jünger sind als der Eiskomplex.

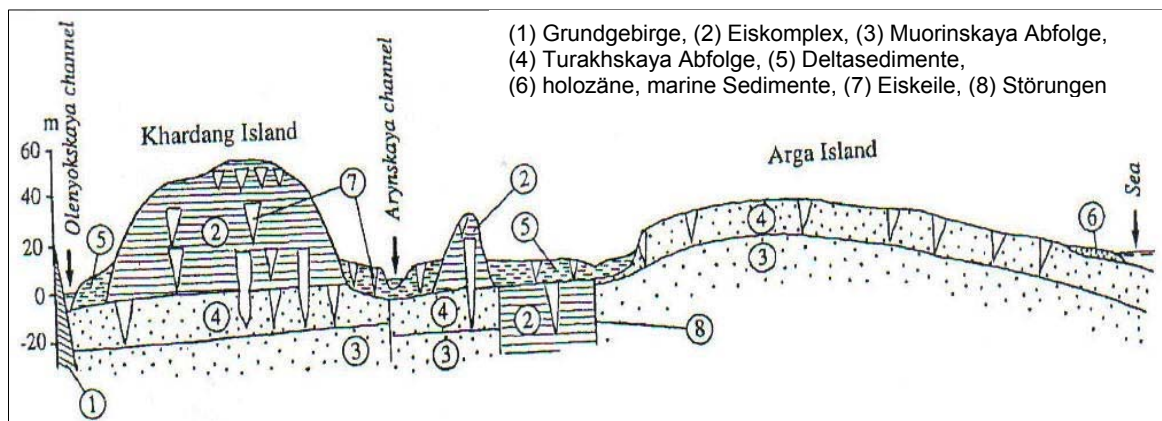
GROSSWALD (1998) und GROSSWALD & HUGHES (1999) gehen von einer glazialen Entstehung aus. Sie vermuten eine panarktische Vereisung, die während des letzten Glazials den gesamten arktischen Kontinentalrand bedeckte (Abb. 3.-11.). Subglaziale und proglaziale Schmelzwässer von Gletschern lagerten demnach die Sande ab. Für die tiefen Depressionen in den Thermokarstseen der zweiten Terrasse vermuten sie ebenfalls einen subglazialen Ursprung.

GUSEV (1960), LUNGERSGAUZEN (1961) und GRIGORIEV (1993) beschreiben die Sedimente als Bestandteil eines alluvialen Schwemmfächers der Lena.

Von einer periglazialen Entstehung alluvialer Sedimentfächer unter Flachwasserbedingungen und unter den Auswirkungen tektonischer Aktivität geht GALABALA (1987) aus. Demnach entstanden die Schwemmfächersedimente in einiger Entfernung von einem nördlichen Eisschild (Abb. 3.-11.). In den benachbarten Gebirgszügen kam es zu lokalen Vergletscherungen, deren Auswaschungen sich im Delta ablagerten. GALABALA untersuchte die obersten 30 m der ca. 60 m mächtigen, sandigen Abfolgen und unterteilte diese in zwei Haupteinheiten mit mehreren Untereinheiten (Abb. 3.-12).



**Abb. 3.-11.:** a) glaziale Entstehung nach GROSSWALD (1998) und GROSSWALD et al. (1999)  
 b) periglaziale Entstehung nach GALABALA (1987)  
 (aus: SCHWAMBORN et al., 2000)

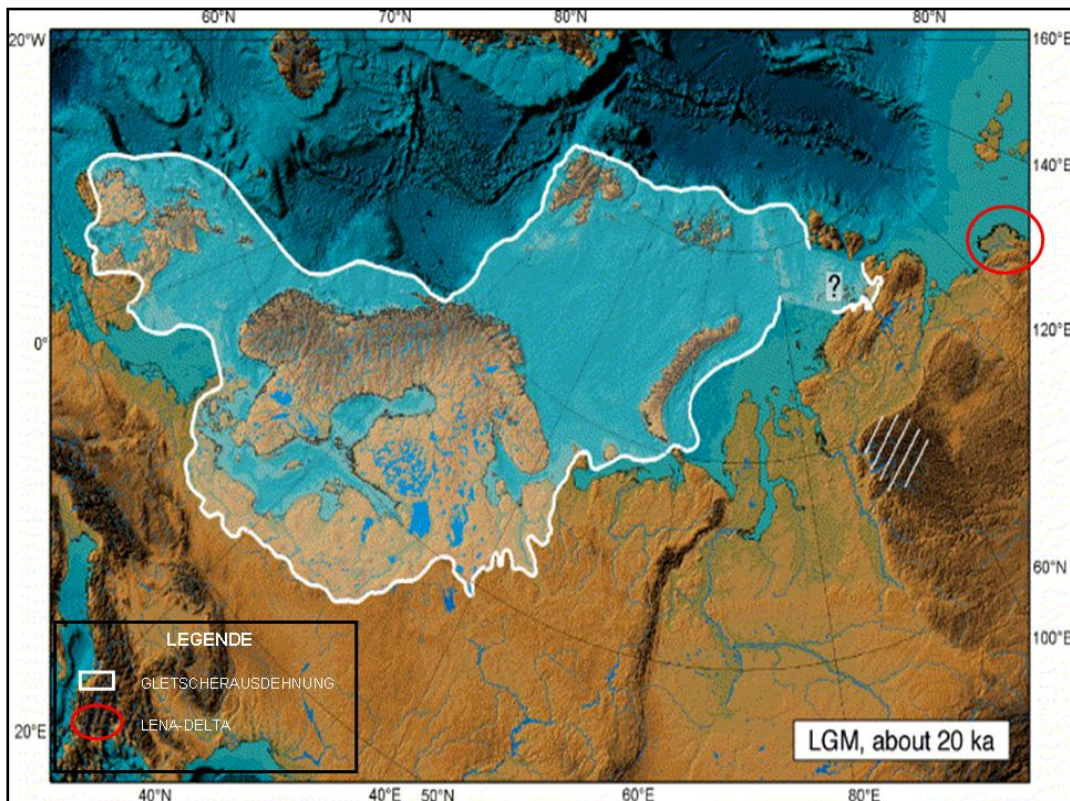


**Abb. 3.-12.:** Aufbau der quartären Ablagerungen im westlichen Lena - Delta, vereinfacht nach GALABALA (1987)

Die Muorinskaya-Abfolge bildet die untere Einheit. Allerdings konnte von GALABALA nur der obere Teil der Muorinskaya-Abfolge beschrieben werden, da die Abfolge in ihrer Mächtigkeit nicht vollständig aufgeschlossen war. Die Sedimente sind homogen und organik-arm und weisen eine typische horizontale bis leicht schräge Deltaschichtung auf. Die obere Turakhskaya-Folge ist 15-20 m mächtig. Ihre Textur ist inhomogen. Die von Eiskeilen durchsetzten Sedimente, mit vielen Pflanzen- und Torfresten, entstanden im mittleren bis späten Pleistozän (GALABALA, 1987).

GALABALA (1987) vergleicht die Sande des Westdeltas mit den sogenannten Bestyakh-Sedimenten, die im mittleren und unteren Einzugsgebiet der Lena weit verbreitet sind und stellt fest, dass ihre Zusammensetzung sehr ähnlich ist. Im Gegensatz zu IVANOV (1970, 1972) geht GALABALA (1987) davon aus, dass die Sande der zweiten Terrasse älter sind als der Eiskomplex. Wie in Abb. 3.-12 dargestellt, setzen sich demzufolge die sandigen Ablagerungen der dritten Terrasse in den Sedimenten der zweiten Terrasse fort. KOLPAKOV (1983) parallelisiert die Arga-Sande mit Sanden aus dem Zigansker Gebiet, stromaufwärts der Lena gelegen. Die Zigansker Sande werden von Möransedimenten und periglazial-äolischem Sediment des marinen Isotopenstadiums 4 (MIS 4) unterlagert. Moränensedimente des MIS 2 überlagern die Zigansker Sande. Demnach wurden die Sande während des Interstadials (MIS 3) mit der Lena stromabwärts bis ins heutige Deltagebiet transportiert.

Mehrere Autoren (z.B. ALEKSEEV, 1982; SCHIRRMESTER et al., 2001; SCHWAMBORN et al., 2002; u.a.) beschreiben die nordostsibirische Arktis während des letzten Glazials als eisfrei (siehe Abb. 3.-13.). Ein Eisschild wie in den weiter westlich gelegenen Gebieten, konnte sich aufgrund zu geringer Niederschläge im nordostsibirischen Raum nicht bilden (vgl. HUBBERTEN et al., 2004).



**Abb. 3.-13.:** Ausdehnung des eurasischen Eisschildes während des LGM, (nach SVENDSEN et. al., 2004, verändert)

SCHWAMBORN et al. (2002) deutet die sandigen Ablagerungen der *zweiten Terrasse* als spätpleistozäne Bodenfrucht der Lena. Das Fehlen von Feinsediment lässt auf hochenergetische Prozesse mit hohen Akkumulationsraten schließen. Auch SCHWAMBORN et al. (2002) heben den tektonischen Einfluss bei der Deltagenese hervor. Sie gehen von einer spätpleistozänen Bildung (ca. 15000-11000 Jahre v.H.) der oberen Arga-Sande aus.

ARE & REIMNITZ (2002), GRIGORIEV (1993) sowie ALEKSEEV & DROUCHITS (2004) setzen die einzigartige Struktur und Gestalt des Lena-Deltas ebenfalls mit tektonischen Ereignissen in Verbindung. Diese tektonischen Einflüsse machen das Delta zu einer Sonderform unter den arktischen Deltas.

Seit dem frühen Holozän teilt eine Nord-Süd verlaufende Störung das Delta in einen „aktiveren“ Ostteil und einen „passiveren“ Westteil. Die Hebung des Westdeltas führte zu Veränderungen im hydrologischen Regime des Deltas. Seit diesem Ereignis liegt das Hauptsedimentationsgebiet der Lena im Ostdelta (ARE & REIMNITZ, 2000; GRIGORIEV, 1993).

Die ältesten Sedimente der **erste Terrasse** lagerten sich in der ersten Hälfte des Holozäns ab. Einhergehend mit dem Erreichen des heutigen Meeresspiegels im mittleren Holozän, begann die Rückverfüllung der im heutigen Schelfbereich gelegenen Deltakanäle sowie die Bildung des modernen Deltas (ARE & REIMNITZ, 2000).

Zeitgleich setzte eine starke Erosion älterer Ablagerungen (2. und 3. Terrasse) ein. Das lokale Klimaoptimum und die damit verbundene dichtere Vegetationsbedeckung im frühen Holozän führten zu einer Abschwächung der Abflussspitzen der Lena. Es wurde zunehmend feineres Material und organik-reiche Suspensionsfracht transportiert. Der Anteil an gröberem Material, das als Schleiffracht nahe der Sohle transportiert wurde, sank (SCHWAMBORN et al., 2002).

Im östlichen Delta dem Hauptverbreitungsgebiet der ersten Terrasse, lässt sich eine Verjüngung der Sedimente in Richtung Osten feststellen. Die Ablagerungen nahe der N-S streichenden Störung entlang des Tumatskaya Kanals weisen ein frühholozänes Alter (8500 Jahre v.H.) auf, wohingegen weiter östlich verstärkt spätholozäne (1400 Jahre v.H.) Sedimentfracht der Lena akkumuliert wurde. Dies könnte mit einer Verlagerung des hydrologischen Regimes in Richtung Osten zusammenhängen (SCHWAMBORN et al., 2002).

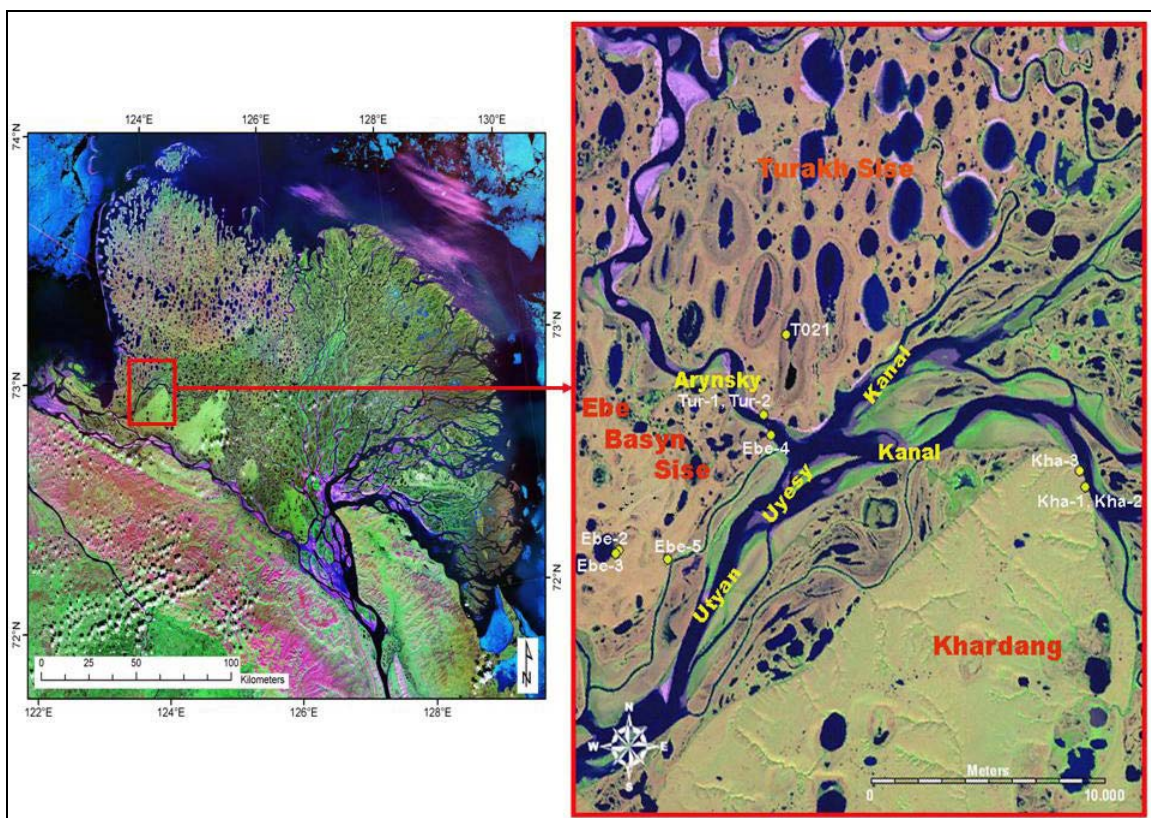
KOROTAEV (1984, 1991) gibt das totale Wachstum des modernen Deltas seit dem Holozän mit 120-150 km an.

## 4. Material und Methoden

Das im Rahmen dieser Arbeit analysierte Probenmaterial wurde auf der bereits erwähnten Expedition Lena-Delta 2005 (russisch-deutsche Kooperation, SYSTEM LAPTEV SEA) gewonnen. Das Untersuchungsgebiet befand sich im westlichen Lena-Delta (Abb. 4.-1.). Die Insel Turakh Sise ist Teil der zweiten Terrasse. Hier wurde eine 11,43 m tiefe Bohrung niedergebracht sowie mehrere Schürfe angelegt und beprobt.

Die Insel Ebe Basyn Sise stellt einen Übergangsbereich zwischen zweiter und dritter Terrasse dar. Der Nordteil der Insel besteht aus Ablagerungen des Argakomplexes (zweite Terrasse). Weiter südlich bzw. südwestlich befinden sich Eiskomplex-Ablagerungen der dritten Terrasse. Die Probennahme auf Ebe Basyn Sise erfolgte nur im Nordteil, im Bereich der Arga-Sande. Dort wurden ebenfalls mehrere Schürfe untersucht.

Die Insel Khardang Sise ist Teil der dritten Terrasse. An der nordwestlichen Küste der Insel wurde ein komplexer Aufschluss, bestehend aus mehreren Subprofilen, aufgenommen.



**Abb. 4.-1.:** Untersuchungsgebiet  
(Ausschnitt aus: Landsat-7 ETM+ mosaic, erstellt von: GROSSE, 2000; verändert)

## 4.1. Probengewinnung und Beschreibung

Die untersuchten Schürfe wurden mittels Schaufeln, Spaten und Kratzern gegraben. Die Probennahme erfolgte, überwiegend an gefrorenem Sediment, mit dem Hammer bzw. einer kleinen Axt. Das Probenmaterial wurde in Plastiktüten verpackt, beschriftet und in Kisten eingelagert. Überstehendes Schmelzwasser wurde dekantiert, um das Transportgewicht zu verringern. Exemplarisch wurden die verschiedenen kryolithologischen Einheiten gesondert für die Bestimmung der Eisgehalte beprobt.

### 4.1.1. UNTERSUCHUNGEN AUF TURAKH SISE

#### DIE BOHRUNG TUR-2 (72,974 °N; 123,7986 °O)

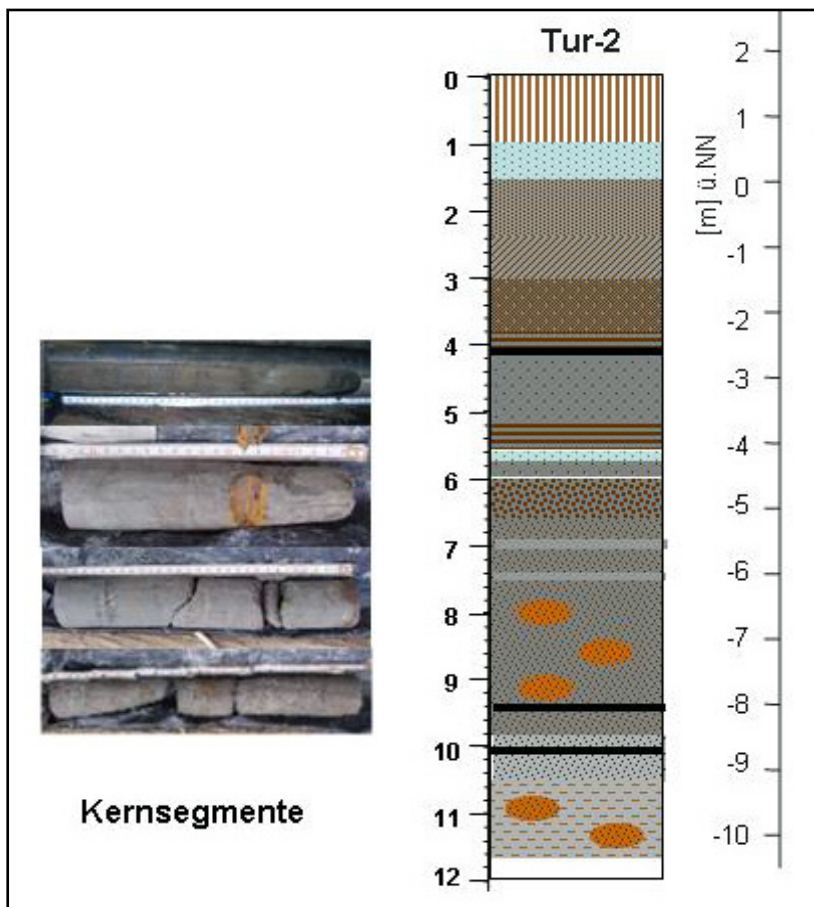
Die Bohrung Tur-2 wurde in unmittelbarer Nähe zum Aufschluss Tur-1 niedergebracht (siehe Abb. 3.-7.). Zwischen dem 20. und 29. August 2005 wurden täglich 2 bis 2,5 m Sedimentkern erbohrt. Die Gesamttiefe der Bohrung betrug 11,43 m. Es wurde ein transportables Kleinbohrgerät mit Permafrost-Bohrsatz (Ø 6 cm) benutzt, das von einem 2,9 kW starken Motor angetrieben wurde. Die 20-30 cm langen Kerne wurden mit dem Messer gereinigt und beschrieben und anschließend als 5-10 cm lange Segmente in Plastiktüten verpackt und in Kisten eingelagert. Bis auf den ersten Meter wurden die Sedimente in gefrorenem Zustand erbohrt. Die Bohrung wurde bei ca. 1,5 m ü.NN angesetzt.

Tab. 4.-1.: Faziesbeschreibung der Bohrung Tur-2

Tiefe (m)	Probe	Beschreibung
0,00-1,00		ungefrorenes Material, Strandablagerungen (Sande)
1,00-1,10	Tur-2-1	gefrorenes Material, grau-braune, kreuzgeschichtete Fein- und Mittelsande mit massiver Kryostruktur
1,10-1,53	Tur-2-2 bis Tur-2-7	feine Sande mit vertikal verlaufenden Eisadern (ca. 2 cm dick)
1,53-2,40	Tur-2-8 bis Tur-2-14	grau-braune Sande mit massiver Kryostruktur
2,40-2,85	Tur-2-15 bis Tur-2-18	grau-braune Fein- bis Mittelsande
3,85-4,25	Tur-2-19 bis Tur-2-26	wechselgelagerte Fein-, Mittel- und Grobsande, 4,12-4,18 m organik-reiche Zwischenlagen
4,25-5,60	Tur-2-27 bis Tur-2-35	wechselgelagerte Fein- und Mittelsande
5,60-5,78	Tur-2-36 bis Tur-2-37	schräg geschichtete Fein- und Mittelsande in feiner Wechsellagerung (laminiert)
5,78-5,83	Tur-2-38 bis Tur-2-38	eisreiche Sande
5,83-5,88	Tur-2-39	Eisader mit vertikalen Gasblasen
5,88-6,10	Tur-2-40 bis Tur-2-42	grau-braune Fein- bis Mittelsande mit Rostflecken (Eisenoxide)

Tab. 4.-1.: Faziesbeschreibung der Bohrung Tur-2 (Fortsetzung)

Tiefe (m)	Probe	Beschreibung
6,10-6,58	Tur-2-43 bis Tur-2-46	Wechsellagerung von Mittelsanden und organik-reichen Lagen, Rostbänderung (Eisenoxide)
6,58-7,65	Tur-2-47 bis Tur-2-59	grau-braune Fein- und Mittelsande (vermischt) mit fein verteilten Pflanzenbestandteilen, Rostbänderung
7,65-9,13	Tur-2-60 bis Tur-2-77	graue Fein- und Mittelsande in schwacher Wechsellagerung, Bereiche mit kleinen Pflanzenresten
9,13-9,79	Tur-2-78 bis Tur-2-84	Wechsel von Fein- und Mittelsanden, organik-reiche Einschlüsse
9,79-10,34	Tur-2-85 bis Tur-2-92	leicht grau-braune Fein- bis Mittelsande mit Glimmerplättchen, einzelne organik-reiche Lagen, 2 mm Eisband
10,34-10,77	Tur-2-93 bis Tur-2-98	schwache Wechsellagerung von grauen Feinsanden und braunen Mittelsanden, keine Pflanzenreste enthalten
10,77-11,43	Tur-2-99 bis Tur-2-107	schwache Wechsellagerung von grauen Feinsanden und braunen Mittelsanden, schwarze, kohle-artige Einschlüsse

Abb. 4.-2.: Bohrung Tur-2  
(erstellt von:  
SCHIRRMESTER  
2006, verändert)



### DER AUFSCHLUSS TUR-1 (72,97401 °N; 123,79858 °O)

Das Profil Tur-1 wurde am Hang des Arynsky Kanals freigelegt. Der 5,4 m hohe Aufschluss erstreckte sich über die gesamte Kliffhöhe (Abb. 4.-3.). Der untere Bereich (ab ca. 2 m Tiefe) bestand aus gefrorenem Sediment. Beprobet wurde bis zu einer Tiefe von 4,5 m. Die Oberkante des Aufschlusses lag bei ca. 5,4 m ü.NN.

Tab. 4.-2.: Faziesbeschreibung des Aufschlusses Tur-1

Tiefe (m)	Probe	Beschreibung
0,80-0,00	Tur-1-13, Tur-1-14	geschichtete Dünensande
1,00-0,80	Tur-1-11, Tur-1-12	Wechsel von dünnen Lagen (2-5 mm dick) brauner und grauer Feinsande
1,25-1,00	Tur-1-7 bis Tur-1-10	ungefrorener, dunkelbrauner, torfiger Horizont
3,25-1,25	Tur-1-2 bis Tur-1-6	eisreiche, gelblich-graue bis braune Sande, mit kleineren Torfeinschlüssen, bei ca. 1,30 m Eisenoxidimpregnierungen, massive Kryostruktur, horizontale und vertikale Eisadern
3,90-3,25	keine Probennahme	Feinsande mit kleinen Eisschlieren und diagonal verlaufenden Eisadern
4,10-3,90	Tur-1-1	gelblich-braune, strukturlose Sande, mit massiver Kryostruktur
4,50-4,10	Tur-1-15, Tur-1-16	grau-braune, kreuzgeschichtete Fein- und Mittelsande, mit massiver Kryostruktur

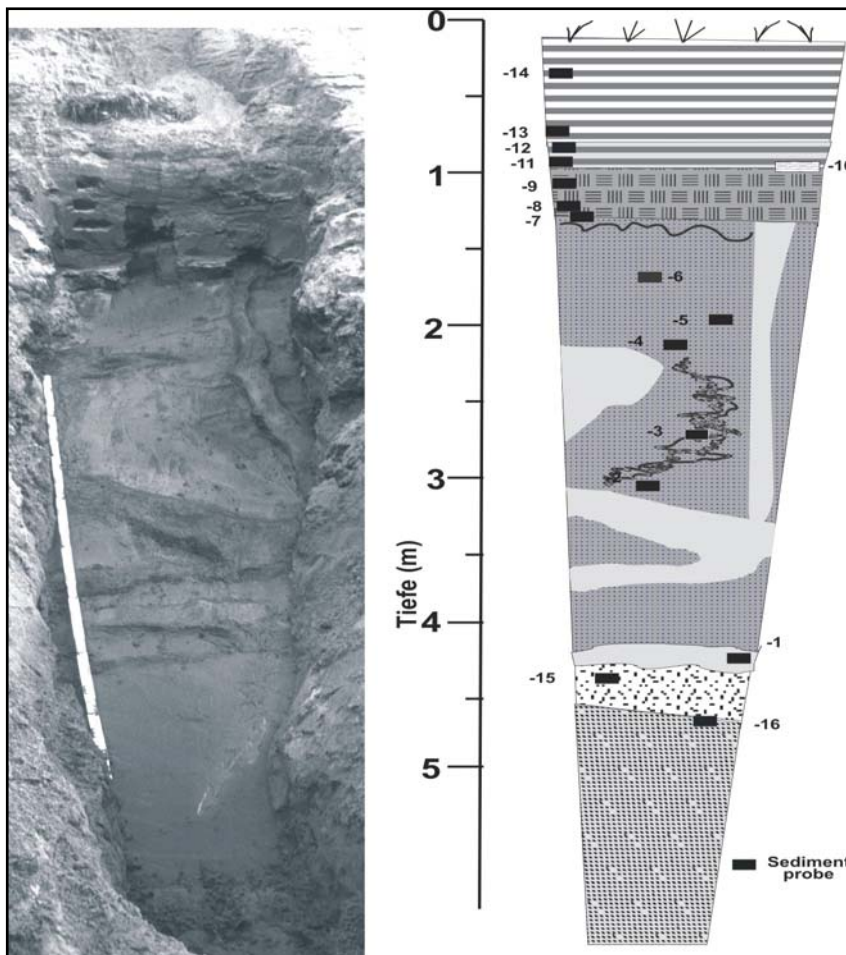


Abb. 4.-3.: Profil Tur-1 (erstellt von: SCHIRRMESTER 2006, verändert)

### DER AUFSCHLUSS T021 (73,00 °N; 123,830 °O)

Der 2 m tiefe Aufschluss wurde in die Terrasse eines Thermokarstsees auf Turakh Sise (Abb. 4.-1.) gegraben. Die Permafrostgrenze befand sich 1,25 m unter der Oberfläche. Die obersten 0,5 m des Aufschlusses bestanden aus äolischem Sediment (Dünensand) und wurden nicht beprobt.

Tab. 4.-3.: Faziesbeschreibung des Aufschlusses T021

Tiefe (m)	Probe	Bezeichnung
0,00-0,25	T021-0 bis T021-2	grau-gelbliche Sande mit Wurzeln
0,25-0,50	T021-3	gut geschichteter, organik-reicher Sand mit grau-orangen Flecken
0,50-0,75	T021-4, T021-5	Sande mit orange-brauner Bänderung
0,75-1,00	T021-6, T021-7	Sande mit dunkelbraunen Rostschlieren (Eisenoxide)
1,00-1,25	T021-8	geschichteter Sand mit grau, orangem Farbwechsel
1,25-2,00	T021-9 bis T021-11	orange-braune Sande mit gitterförmigem Frostrissen (gleiches Frostmuster wie bei Tur-1 und Ebe-4)

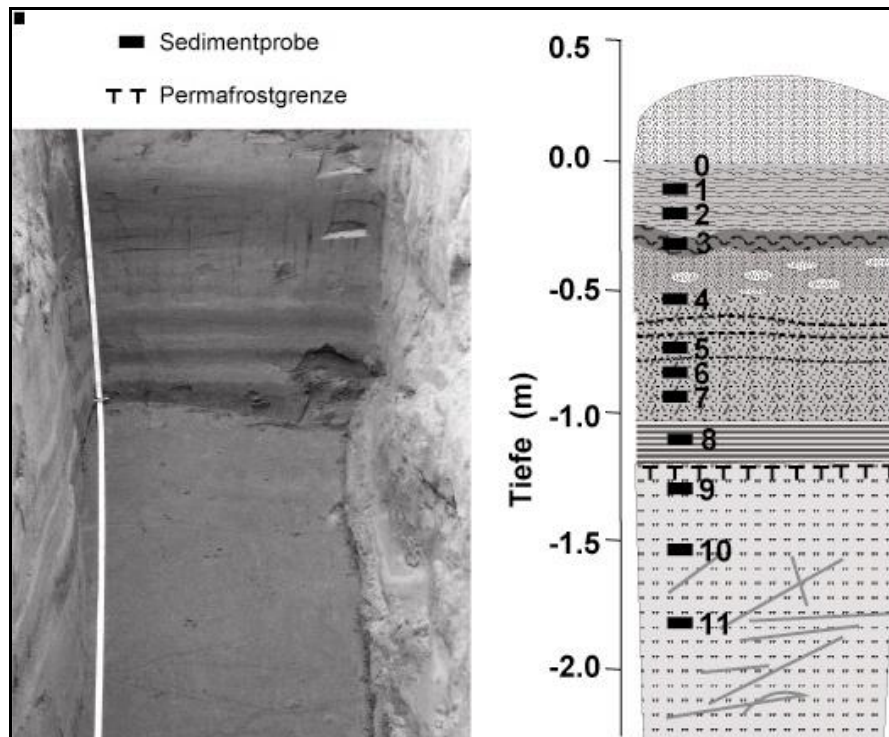


Abb. 4.-4.: Profil T021 (erstellt von: SCHIRMEISTER, 2006, verändert)

#### 4.1.2. UNTERSUCHUNGEN AUF EBE BASYN SISE

##### DER AUFSCHLUSS EBE-4 (72,965 °N; 123,807 °O)

Der Aufschluss befand sich am Südufer des Arynskaya Kanals, dem Aufschluss Tur-1 sowie der Bohrung Tur-2 gegenüberliegend (Abb. 4.-1.). In dem ca. 7 m hohen Kliff wurde ein 5 m langer Aufschluss freigelegt (Abb. 4.-5.). Die unteren 3 m des Aufschlusses waren gefroren. Die Sande auf der nördlichen Insel Ebe Basyn Sise werden noch zu den Sedimenten der zweiten Terrasse gerechnet. Die Probennahme erfolgte von 6,4-1,9 m ü.NN.

Tab. 4.-4.: Faziesbeschreibung des Aufschlusses Ebe-4

Tiefe (m)	Probe	Beschreibung
0,00-2,00	Ebe-4-1 bis Ebe-4-5	ungefrorenes Material, zwei übereinanderliegende Bodenhorizonte (jeweils 1 m mächtig), im unteren Bereich der Horizonte Zonen mit unterschiedlicher Bänderung
2,00-3,50	Ebe-4-6 bis Ebe-4-11	gelbliche Sande mit Torfeinschlüssen, 3,20-3,25 m durchzogen von 2 und 5 cm breiten Eisadern, bei 2,60 m sand-verfüllter Frostriß
3,50-4,00	Ebe-4-12	Sande mit dunkelbraunen, eckigen Torfeinschlüssen, vermutlich umgelagertes Material (aus aufgearbeitetem fossilen Horizont) das hier zwischengelagert wurde
4,00-5,00	Ebe-4-13 bis Ebe-4-17	fleckige grau-gelbe bis braune Sande ohne erkennbare Sediment- oder Kryostruktur

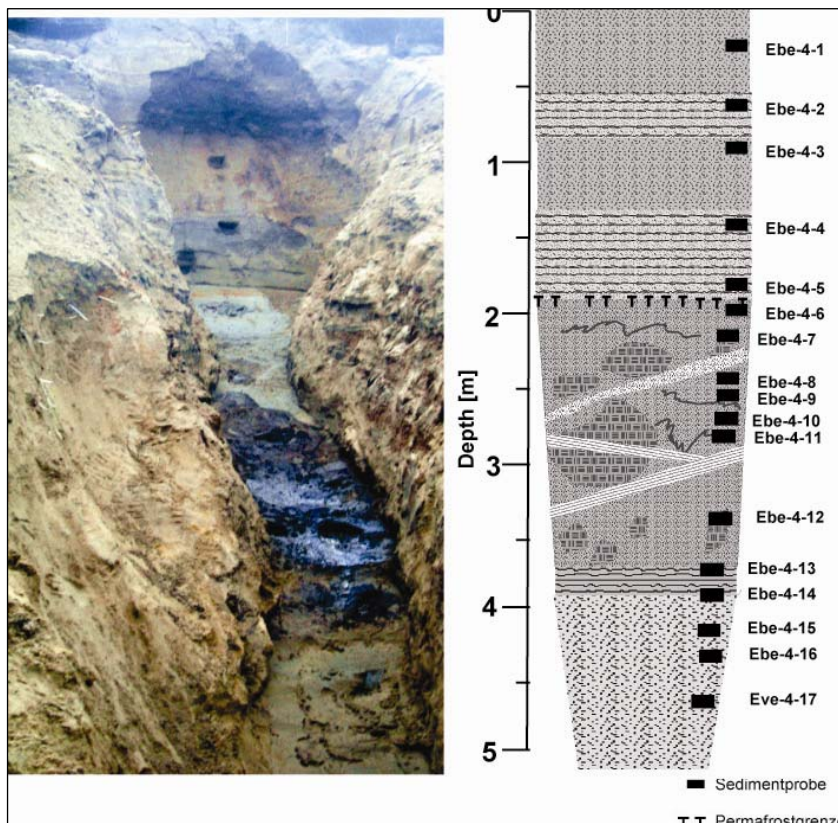


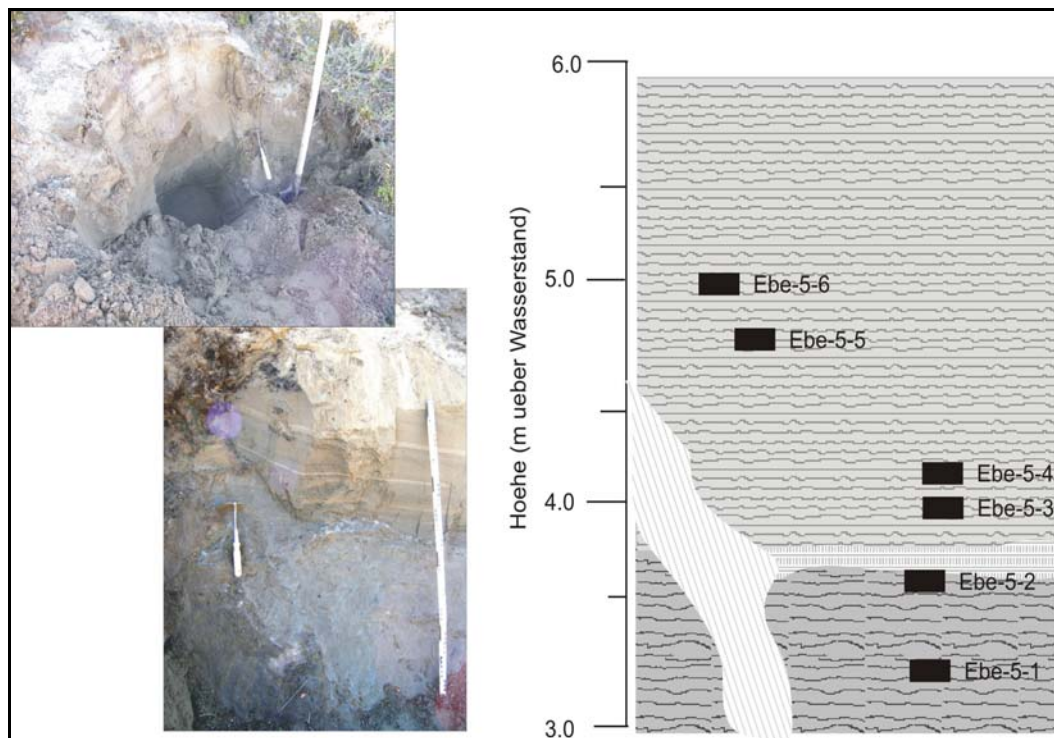
Abb. 4.-5.:  
Profil Ebe-4  
(erstellt von:  
SCHIRRMEISTER,  
2006, verändert)

**DER AUFSCHLUSS EBE-5 (72,92 °N; 123,68 °O)**

Am Kliff eines kleinen Kanals, der parallel zum Utyan Uyesy Kanal floss, wurden zwei Subprofile angelegt. Das Kliff war 6 m hoch. Beprobet wurde der Bereich zwischen 3 und 5 m über Wasserstand. Es wurden die gleichen gefrorenen und ungefrorenen Sande mit netzartigen Eisstrukturen wie im Aufschluss Ebe-4 freigelegt.

**Tab. 4.-5.:** Faziesbeschreibung des Aufschlusses Ebe-5

Höhe über Wasserstand (m)	Probe	Beschreibung
3,90-5,00	Ebe-5-3 bis Ebe-5-6	gut geschichtete Mittel- bis Feinsande, ungefroren
3,00-3,90	Ebe-5-1, Ebe-5-2	gefroren, wellenförmig gelagerte, graue Mittel- bis Feinsande, an Obergrenze des Permafrostes 5 cm dicke, horizontal verlaufende Eisader, auf der linken Profilstseite mit ca. 30 cm breitem Eiskeil verbunden

**Abb. 4.-6.:** Profil Ebe-5 (erstellt von: SCHIRRMESTER, 2006, verändert)

### DER AUFSCHLUSS EBE-2 (72,929 °N; 123,608 °O)

Um den Kontaktbereich zwischen der zweiten und dritten Terrasse zu finden (zwischen Arga-Sanden und Eiskomplex), wurden auch weiter südlich auf der Insel Ebe Basyn Sise Sedimentproben genommen. Leider konnte kein sichtbarer Kontaktbereich festgestellt werden, noch wurden Sedimente des Eiskomplexes gefunden. Bei Schurf Ebe-2 handelte es sich um einen 1 m tiefen Aufschluss, der an der Westseite eines Hügels gegraben wurde (Abb. 4.-1.). Die obersten 5 cm des Aufschlusses bestanden aus grauen, trockenen Feinsanden äolischen Ursprungs und wurden nicht beprobt.

Tab. 4.-6.: Faziesbeschreibung des Aufschlusses Ebe-2

Tiefe (m)	Probe	Beschreibung
0,05-0,40	Ebe-2-5, Ebe-2-6	durchwurzelter, bräunlicher Bodenhorizont mit vielen Pflanzenresten, kryoturbiert
0,40-0,60	Ebe-2-4	strukturloser, grau-brauner, siltiger Feinsand mit vertikalen Graswurzeln
0,60-0,80	Ebe-2-3	gut geschichtete, graue Sande
0,80-1,00	Ebe-2-1, Ebe-2-2	gefrorenes Material, graue Feinsande mit 5 cm dicker Eisschicht unbekanntem Ursprungs

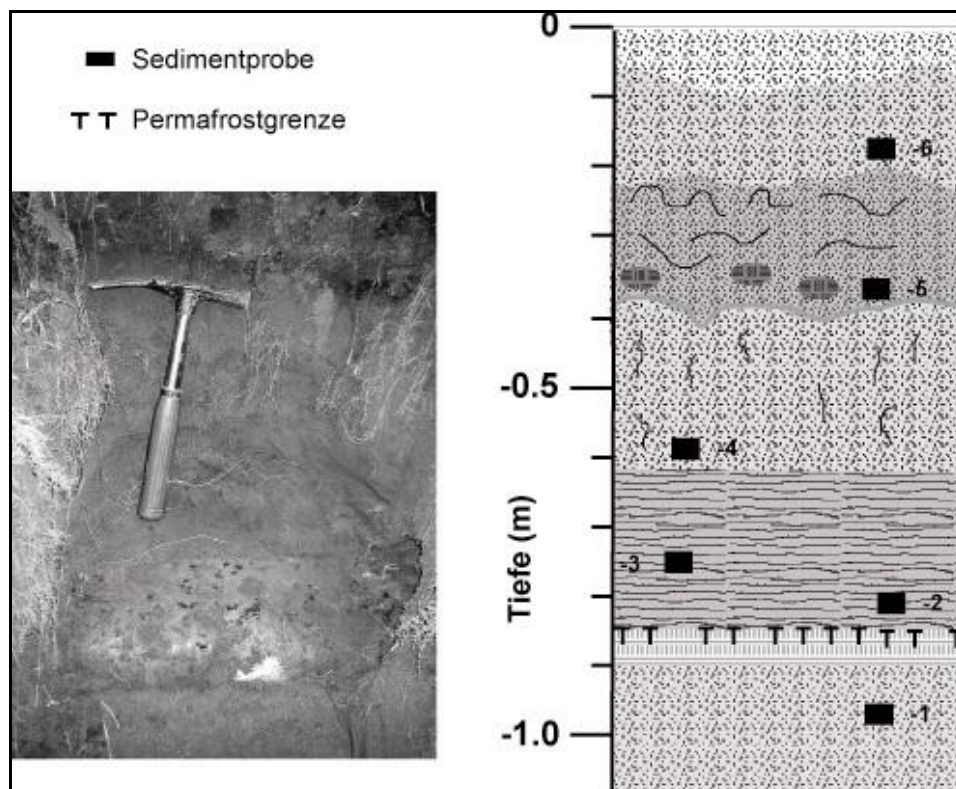


Abb. 4.-7.: Profil Ebe-2 (erstellt von: SCHIRRMEISTER, 2006, verändert)

### DER AUFSCHLUSS EBE-3 (72,927 °N; 123,608 °O)

Der 60 cm tiefe Aufschluss befand sich in unmittelbarer Nachbarschaft zu Ebe-2 (Abb. 4.-1.). Er wurde im Hangbereich östlich eines Thermokarstsees gegraben. Der „active layer“ reichte bis in eine Tiefe von 30 cm. Beprobet wurde nur der gefrorene Bereich des Aufschlusses.

Tab. 4.-7.: Faziesbeschreibung des Aufschlusses Ebe-3

Tiefe (m)	Probe	Beschreibung
0,00-0,30		ungefrorenes Material, moderner Bodenhorizont, kryoturbiert, darunter gräuliche Feinsande mit feiner, bräunlicher Bänderung
0,30-0,60	Ebe-3-1 bis Ebe-3-3	gefrorene, grau-braune Sande mit konzentrischen Ringen aus Eisenoxidüberzügen

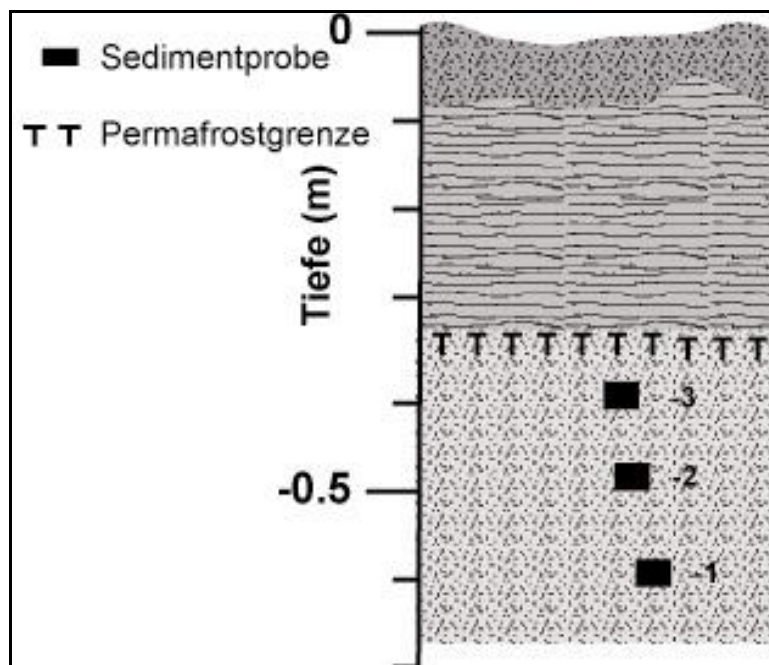


Abb. 4.-8.: Profil Ebe-3 (erstellt von: SCHIRRMEISTER, 2006, verändert)

#### 4.1.3. UNTERSUCHUNGEN AUF KHARDANG (dritte Terrasse)

Ein stratigraphischer Zusammenhang zwischen den Sanden der zweiten Terrasse und den sandigen Abfolgen unter dem Eiskomplex (dritte Terrasse) ist noch immer ungeklärt (siehe Kap. 3.6.2.). Deshalb wurden die Sedimente an der Nord-West Küste der Insel Khardang untersucht. Der 20 m hohe Küstenwall wurde in mehreren Unterprofilen freigelegt und beprobt.

Man konnte die Sedimente in 4 unterschiedliche Einheiten untergliedern.

1. Die unterste Einheit bestand aus Sanden und ist ca. 5 m mächtig.
2. Darüber lag ein 1 bis 2 m mächtiger Torfbodenhorizont.
3. Darauf folgte eine torfig-sandige Übergangszone mit einer Mächtigkeit von ca. 1,5 m.
4. Der Eiskomplex überlagerte mit einer scharfen Faziesgrenze die unteren Abfolgen (siehe auch Kap. 3.5.). Er erreichte hier eine Mächtigkeit von ca. 12 m.

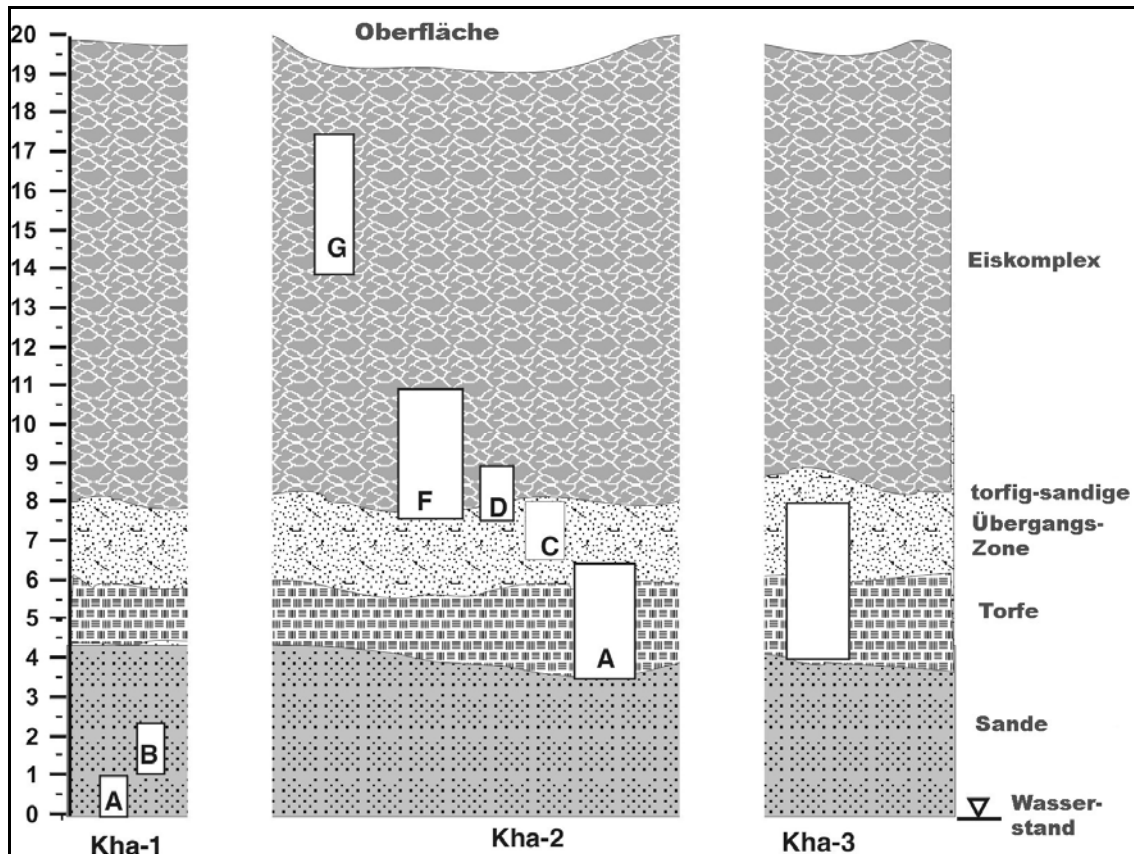


Abb. 4.-9.: Überblick der Profile auf Khardang (erstellt von: SCHIRMEISTER, 2006, verändert)

#### DER AUFSCHLUSS KHA-1 (72,9500 °N; 124,2080 °O)

Der Aufschluss bestand aus den zwei Subprofilen Kha-1A und Kha-1B. Es handelte sich um gefrorene, geschichtete, sandige Abfolgen mit siltigen Zwischenlagen, deren Mächtigkeit bis in ca. 4-5 m ü. Wasserstand reichte. Der sandige Horizont setzte sich vermutlich auch noch unter dem Wasserspiegel fort.

## DAS SUBPROFIL KHA-1A

Tab. 4.-8.: Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-1A

Höhe über Wasserstand (m)	Probe	Beschreibung
0,10-1,00	Kha-1-2 bis Kha-1-4	graue, wechselgelagerte Fein- und Mittelsande mit siltigen Zwischenlagen, massive Kryostruktur
0,00-0,10	Kha-1-1	graue, kreuzgeschichtete Fein- bis Mittelsande, massive Kryostruktur

## DAS SUBPROFIL KHA-1B

Tab. 4.-9.: Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-1B

Höhe über Wasserstand (m)	Probe	Beschreibung
1,00-1,60	Kha-1-5, Kha-1-6	graue, wechselgelagerte Fein- und Mittelsande mit siltigen Zwischenlagen, massive Kryostruktur

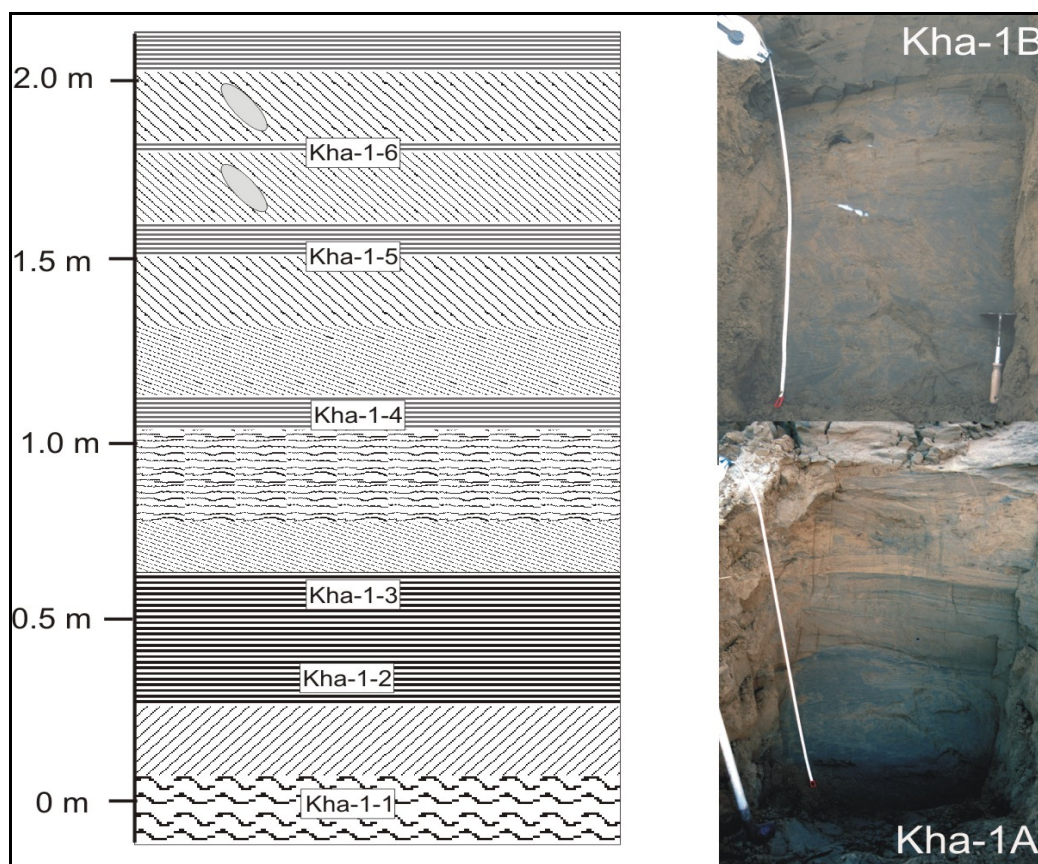


Abb. 4.-10.: Subprofil Kha-1 (erstellt von SCHIRRMEISTER, 2006, verändert)



## DER AUFSCHLUSS KHA-2 (72,9510 °N; 124,2220 °O)

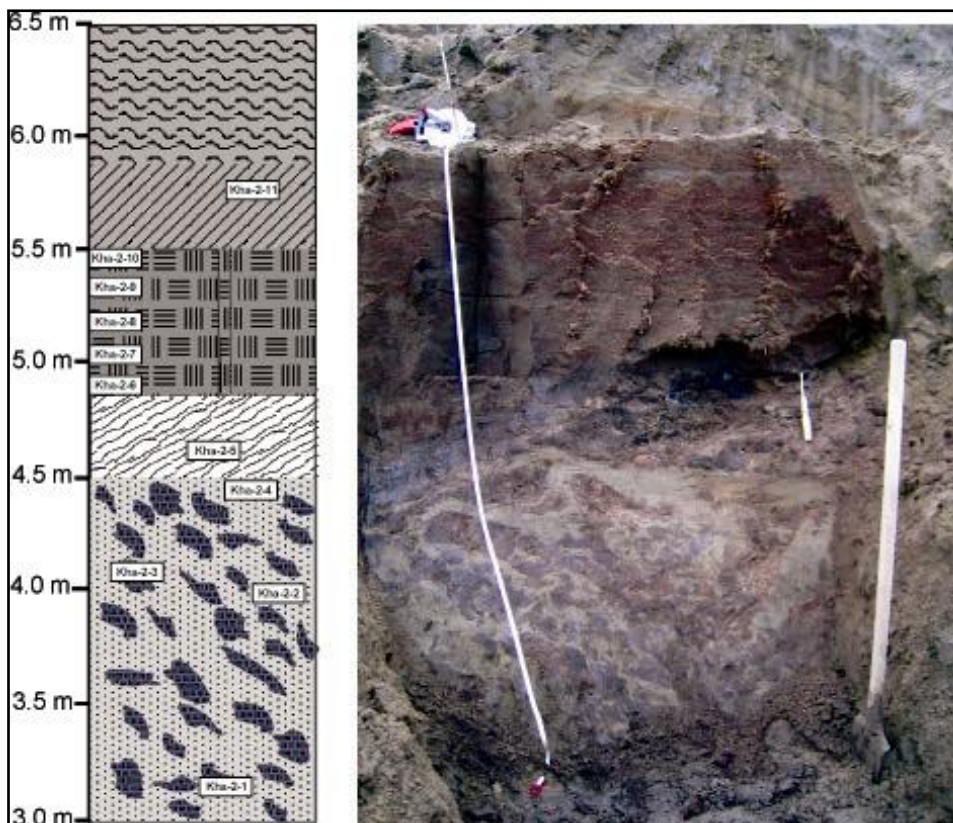
Die Lokalität befand sich ca. 100 m in nördlicher Richtung vom Schurf Kha-1 entfernt. In einer Höhe von 5 bis 7 m über dem Wasserstand erstreckte sich der Torfbodenhorizont (2. Einheit). Dieser Horizont und die darüber liegenden Sedimente wurden in verschiedenen Subprofilen des Aufschlusses Kha-2 untersucht (Abb. 4.-9.).

### DAS SUBPROFIL KHA-2A

Der oberste Teil des Profils (6,50-6,85 m über Wasserstand) wurde nicht beprobt. Aufgrund von Sackungen und der Einwirkung von Frostprozessen war die Sedimentstruktur weitestgehend gestört.

**Tab. 4.-10.:** Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-2A

Höhe über Wasserstand (m)	Probe	Beschreibung
5,50-5,85	Kha-2-11	kreuzgelagerte, gräulich-braune Sande
4,80-5,50	Kha-2-7 bis Kha-2-10	gefrorener Moos-Torf-Horizont, vermutlich autochthone Entstehung
4,50-4,80	Kha-2-5, Kha-2-6	Feinsande mit Sackungsstrukturen
3,00-4,50	Kha-2-1 bis Kha-2-4	laminierte, grau-grüne Feinsande mit Torffragmenten



**Abb. 4.-11.:** Subprofil Kha-2A (erstellt von: SCHIRRMEISTER, 2006, verändert)

## DAS SUBPROFIL KHA-2C

Das Profil befand sich zwischen 6,60-7,50 m über Wasserstand. Der Aufschluss beinhaltete einen ca. 15 cm breiten Eiskeil, der Sande unterschiedlicher Fazies voneinander trennte. Des Weiteren waren zwei kleine Eiskeile aufgeschlossen. Die Eiskeile bestanden aus alternierenden Lagen von Eis und Sanden.

Tab. 4.-11.: Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-2C

Höhe über Wasserstand (m)	Probe	Beschreibung
7,00-7,50	Kha-2-15	oberhalb der Eiskeile, schräggeschichtete, gelblich-graue, siltige Feinsande
6,50-7,30	Kha-2-12, Kha-2-14	rechte Seite des Profils, graue, Feinsande, zwischen Eiskeilen
6,60-6,95	Kha-2-13	Auf der linken Seite des Profils wurde ein Torfeinschluss angeschnitten

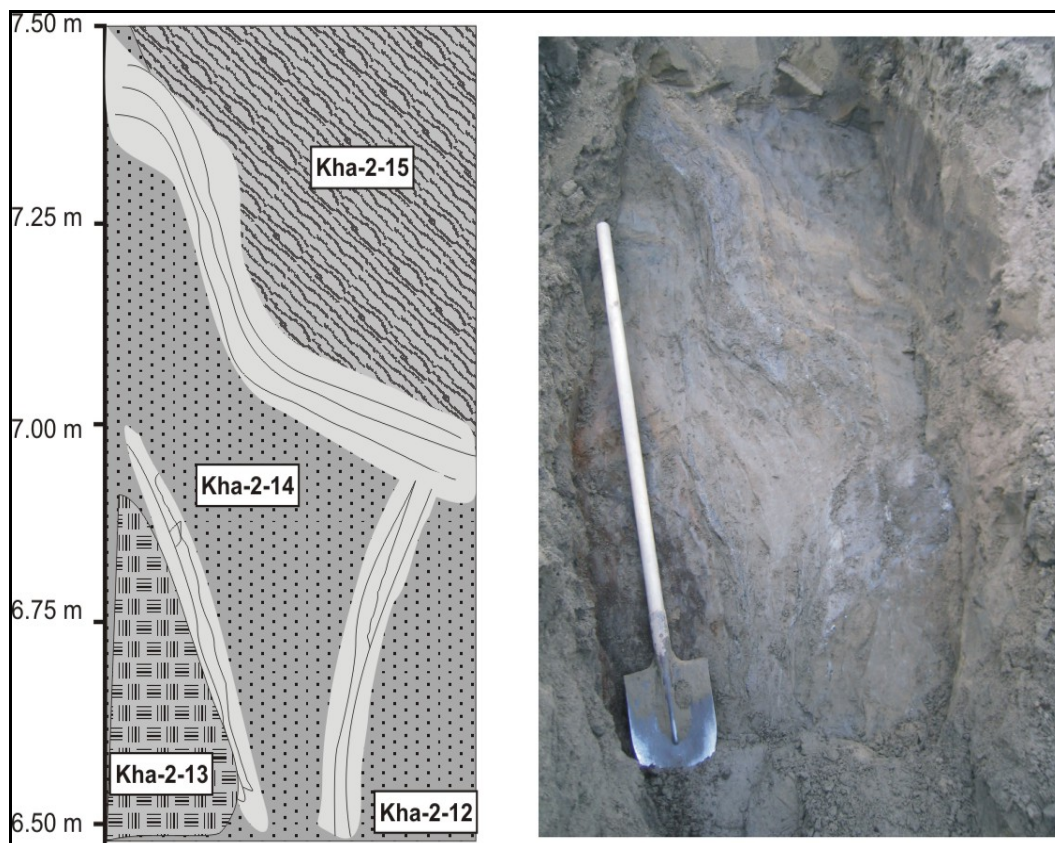


Abb. 4.-12.: Subprofil Kha-2C (erstellt von: SCHIRRMEISTER, 2006, verändert)

## DAS SUBPROFIL KHA-2D

Im Profil aufgeschlossen war der Kontaktbereich zwischen dem Eiskomplex und den unterlagernden Sanden (7,50-8,50 m ü. Wasserstand). Die hier freigelegte Abfolge ließ sich bis zu einer Höhe von 11 m über Wasserstand verfolgen. Die drei aufgeschlossenen Horizonte enthielten jeweils schwach entwickelte, kryoturbierte Bodensequenzen.

Tab. 4.-12.: Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-2D

Höhe über Wasserstand (m)	Probe	Beschreibung
8,25-8,50	Kha-2-18	eisreiche, dunkle bis grau-braune, siltige Feinsande, mit gebänderten Kryostrukturen, enthält Astfragmente
7,90-8,25	Kha-2-17	gräulich-braune Sande mit Rippelstrukturen
7,50-7,90	Kha-2-16	eisreiche, dunkle bis grau-braune, siltige Feinsande mit gebänderten Kryostrukturen, enthält Astfragmente

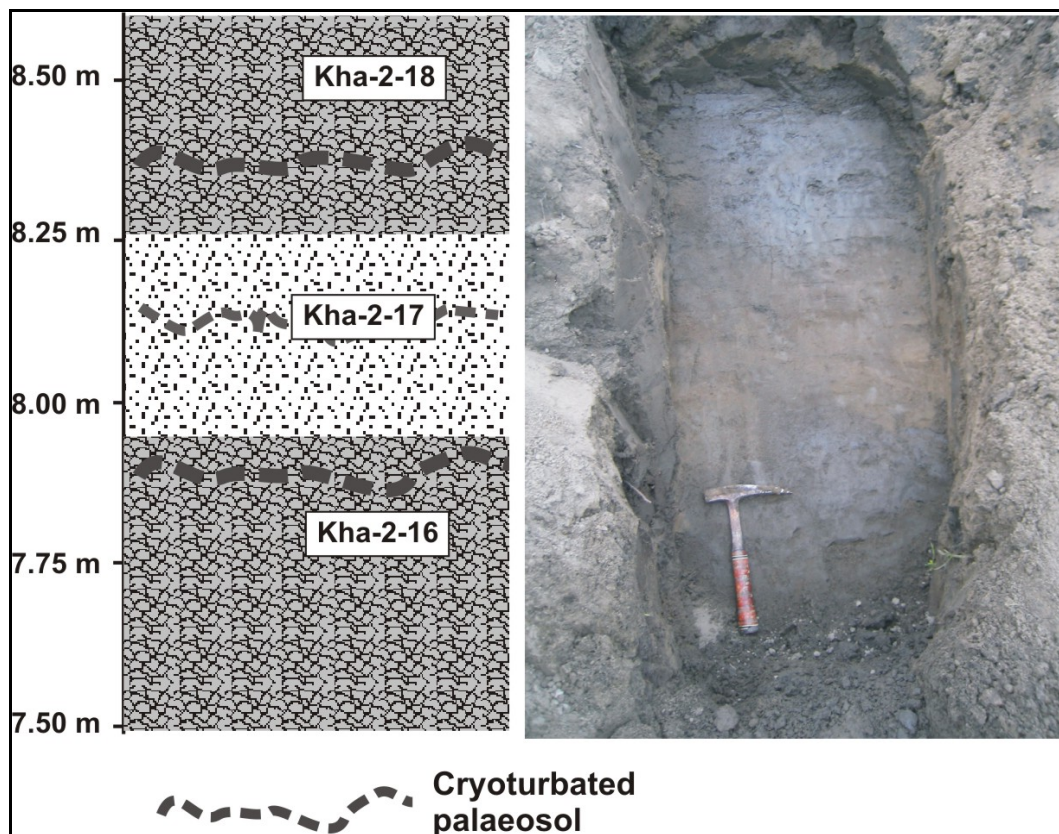


Abb. 4.-13.: Subprofil Kha-2D (erstellt von: SCHIRRMEISTER, 2006, verändert)

## DAS SUBPROFIL KHA-2F

Das Profil schloss direkt an das Subprofil Kha-2C an und zeigte eine typische Eiskomplexsequenz. Es war ca. 4 m mächtig (7,50-11,50 m über Wasserstand). Die im unteren Teil aufgeschlossenen Sande bildeten die Fortsetzung der Profile Kha-2C und Kha-2D.

Tab. 4.-13.: Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-2F

Höhe über Wasserstand (m)	Probe	Bezeichnung
10,50-11,50	Kha-2-25 bis Kha-2-27	graue, organik-reiche, eisreiche Feinsande, mit netzartiger und gebänderter Kryostruktur (0,5-5 cm dick)
10,00-11,50	Kha-2-24	kryoturbierter Paläoboden mit Torfeinschlüssen
7,70-10,00	Kha-2-20 bis Kha-2-23	graue, organik-reiche, eisreiche Feinsande, mit netzartiger und gebänderter Kryostruktur (0,5-5 cm dick)
7,50-7,70	Kha-2-19	schräggeschichtete, gelblich-graue Sande

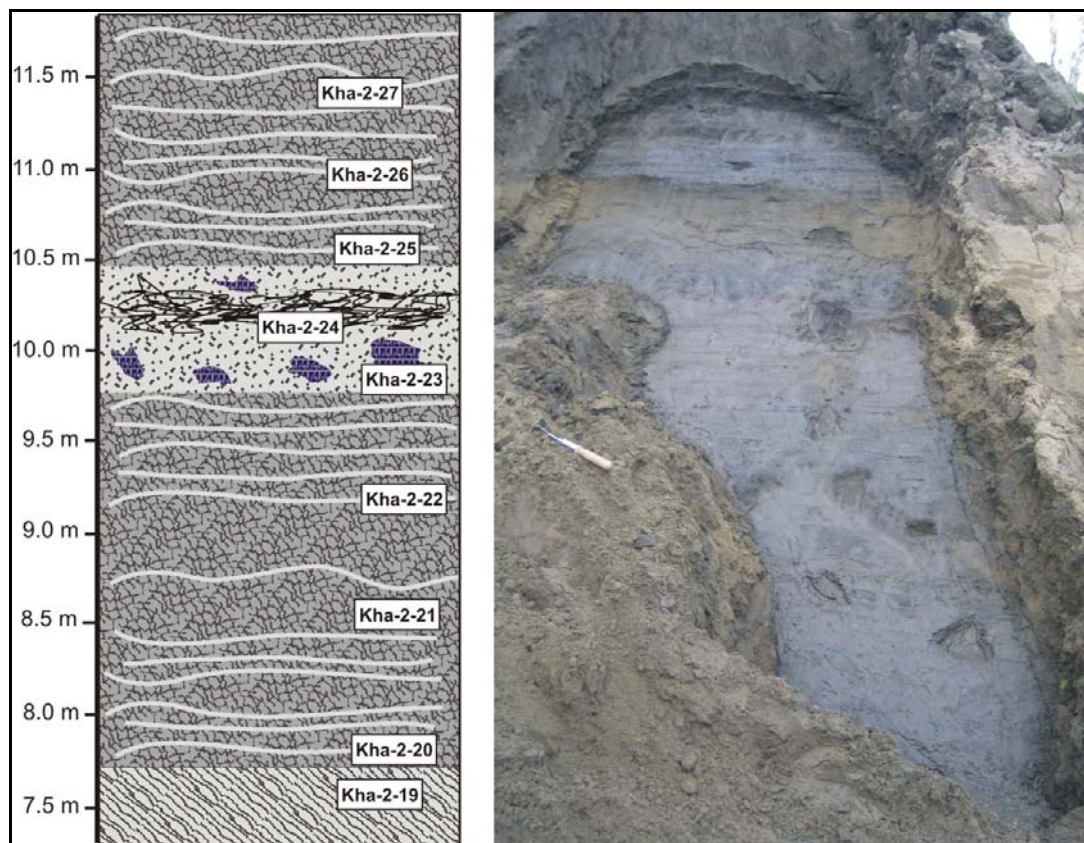


Abb. 4.-14.: Subprofil Kha-2F (erstellt von: SCHIRRMEISTER, 2006, verändert)

## DAS SUBPROFIL KHA-2G

Das oberste Subprofil war ca. 2,5 m mächtig (14,5-17,0 m über Wasserstand) und bestand aus Wechsellagen eisreicher, siltiger Feinsande, sowie einer Paläobodensequenz.

Tab. 4.-14.: Faziesbeschreibung des Subprofils Kha-2G

Höhe über Wasserstand (m)	Probe	Beschreibung
16,05-17,00	Kha-2-32, Kha-2-33	Wechsellagerung von eisreichen und eisgebänderten Lagen siltiger Feinsande, linsenartige und netzartige Kryostrukturen
15,90-16,05	Kha-2-31	eisarme Paläobodensequenz, mit Torfeinschlüssen
14,50-15,90	Kha-2-28 bis Kha-2-30	Wechsellagerung von eisreichen und eisgebänderten Lagen siltiger Feinsande, linsenartige und netzartige Kryostrukturen

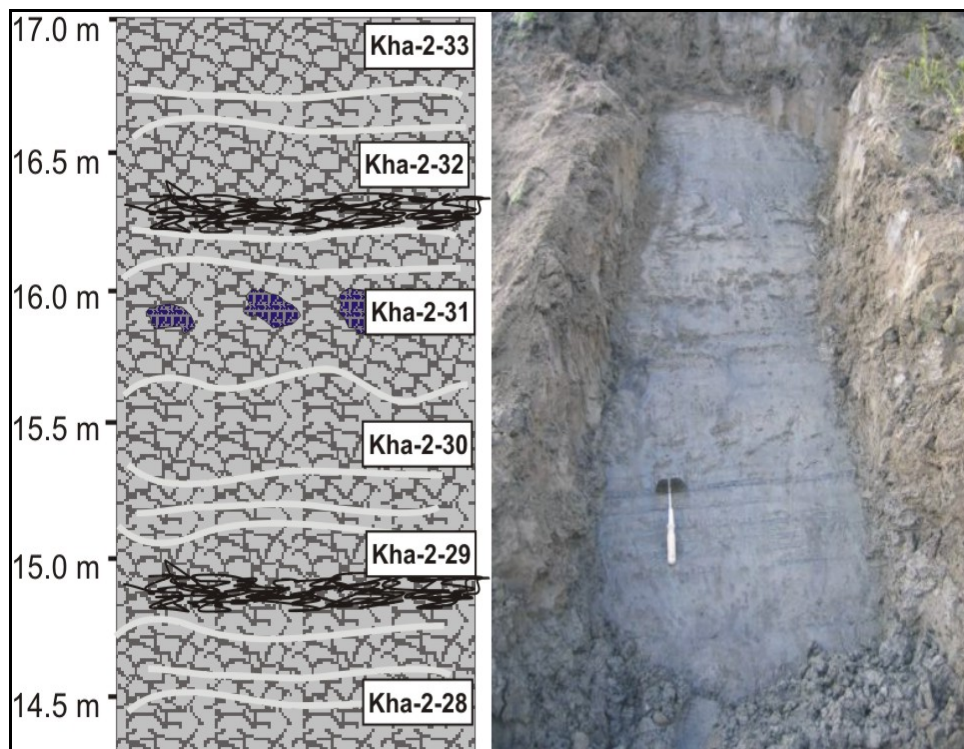


Abb. 4.-15.: Subprofil Kha-2G (erstellt von: SCHIRRMEISTER, 2006, verändert)

### DER AUFSCHLUSS KHA-3 (72,94975 °N; 124, 21307 °O)

Der 4 m (4,50-8,50 m ü. Wasserstand) hohe Aufschluss befand sich ca. 300 m nördlich von Schurf Kha-2, in einem kleinen Thermoerosionstal. Hier wurde ein ca. 0,5 m breiter, holozäner Eiskeil freigelegt. In dem laminierten Eiskeil (Abb. 4.-16.) wechselten sandige Lagen mit Eisschichten (0,5-2 cm dick). Im unteren Bereich durchschlug der Eiskeil eine

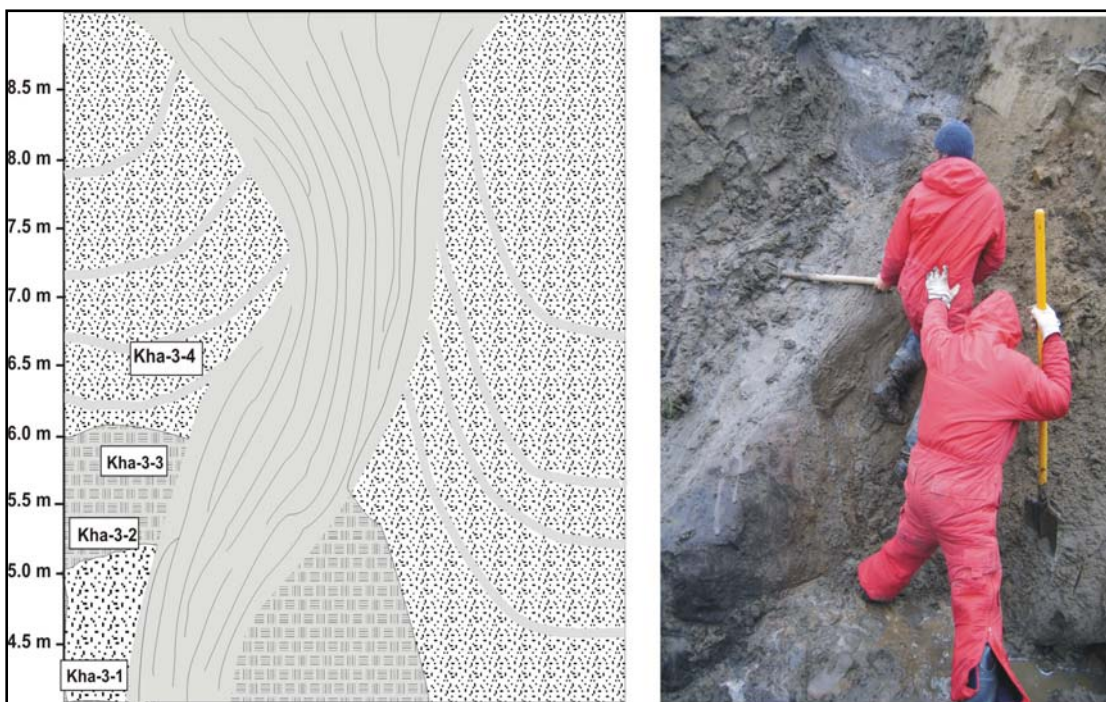
Torflage wie sie auch im Subprofil Kha-2A aufgeschlossen war. Die Sedimentproben wurden linksseitig vom Eiskeil entnommen.

**Tab. 4.-15.:** Faziesbeschreibung des Aufschlusses Kha-3

Höhe über Wasserstand (m)	Probe	Beschreibung
4,50-5,00	Kha-3-1	linker Teil des Profils, gelblich-graue Feinsande
5,00-6,00	Kha-3-2, Kha-3-3	Torflage von Eiskeil durchstoßen, nach rechts unten abtauchend
6,00-8,50	Kha-3-4	graue Feinsande mit braunen und schwarzen Flecken, viele Äste und Zweige enthalten



**Abb. 4.-16.:** Schnitt aus laminiertem Eiskeil am Aufschluss Kha-3 (Foto von: MEYER, 2006)



**Abb. 4.-17.:** Profil Kha-3 (erstellt von: SCHIRMEISTER, 2006, verändert)

## 4.2. Feldanalysen

Die geologischen Einheiten des Lena-Deltas lassen sich unter anderem durch ihre Eisgehalte charakterisieren (vgl. Kap. 3.5.). Die Messungen des absoluten bzw. massenspezifischen Eisgehaltes (in Gew.-%) wurden an Material aus den Permafrostbereichen der Aufschlüsse und der Bohrung vorgenommen. Nach der Ermittlung des Gewichtes der frischen Probe wurde die Probe auf einem Zeltofen getrocknet und das Trockengewicht bestimmt. Aus der Gewichts Differenz der frischen Probe gegenüber der getrockneten Probe ergibt sich der Gewichtsanteil des enthaltenen Eises (Wassers).

$$\text{Eisgehalt (g)} = \text{frische Probe (g)} - \text{getrocknete Probe (g)}$$

$$\text{Eisgehalt in Gew.-%} = \text{Eisgehalt (g)} \times 100 / \text{frische Probe (g)}$$

Anschließend wurde das getrocknete Probenmaterial gesondert verpackt (Plastiktüten) und eingelagert (Zargeskisten).

## 4.3. Laboranalysen

Für die vorliegende Arbeit stand folgendes Material zur analytischen Bearbeitung zur Verfügung:

- 107 Proben aus Permafrostbohrung (11,43 m Tiefe)
- 110 Proben aus 10 Schürfen/Aufschlüssen
- 56 Proben aus einer Permafrostbohrung der Lena-Delta Expedition 1998

### 4.3.1. PROBENAUFBEREITUNG

Die Proben wurden im verpackten Zustand (Plastiktüten) in einem Kühlraum (5 °C) zwischengelagert. Vor der Trocknung wurden die Ursprungsproben in den Plastiktüten bei -18 °C tiefgefroren.

Die Trocknung der Proben erfolgte im Gefriertrockner (Fa. Zirbus, Sublimator 3-4-5). Anschließend wurde das trockene Probenmaterial repräsentativ geteilt, wobei Teilproben für Korngrößenanalyse, Suszeptibilitätsmessung und geochemische Analysen entnommen und diese in ausgewogene PVC-Döschen (12,5 ml) überführt wurden. Zusätzlich wurden Proben für paläoökologische Untersuchungen entnommen.

### 4.3.2. KORNGRÖßENANALYSE

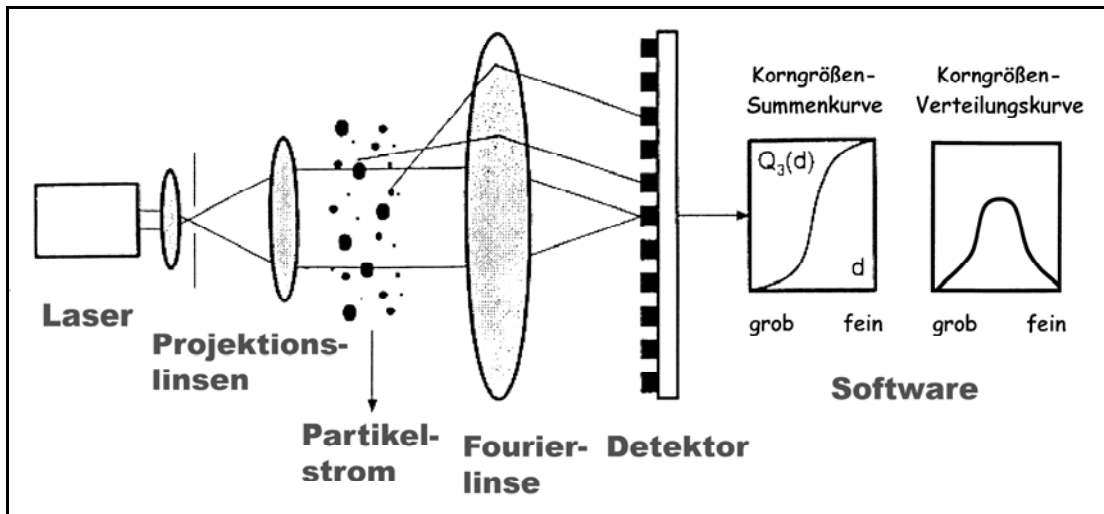
Die Korngrößenanalyse erfolgte an organik-freiem Probenmaterial. Um die organischen Bestandteile zu entfernen, wurden 5-15 g der getrockneten Proben mit 100 ml 3 %iger  $\text{H}_2\text{O}_2$  angesetzt und in regelmäßigen Abständen (3-4 Tage) mit 10 ml konzentrierter Wasserstoffperoxid-Säure (35 %ige  $\text{H}_2\text{O}_2$ ) behandelt. Die Proben wurden auf einem Plattformschüttler (Innova, 2300) bei 185 U/min fixiert, um die chemische Reaktion zu beschleunigen. Die pH-Werte wurden ebenfalls regelmäßig kontrolliert und mittels Amoniumhydroxid ( $\text{NH}_4\text{OH}$ ) bzw. Essigsäure ( $\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_4$ ) auf pH-Werten zwischen 6 und 8 gehalten. Das Probenmaterial wurde so lange behandelt, bis keine sichtbare chemische Reaktion (Schaum- und/oder Bläschenbildung) mehr zu erkennen war. Je nach Organikgehalt der Sedimente dauerte die Behandlung zwischen 1 bis 4 Wochen. Um Säurerückstände zu entfernen wurden die Proben anschließend gewaschen und zentrifugiert (Zentrifuge Fa., Haraeus, Cryofuge 8500 & Multifuge 3s). Die säurefreie Probe wurde bei 50 °C im Trockenschrank getrocknet. Während der Probenaufbereitung wurde ausschließlich mit destilliertem Wasser gearbeitet.

Die Korngrößenverteilung der einzelnen Sedimentproben wurde mittels Laserbeugungsanalyse (Coulter LS 200) ermittelt. Um Verklebungen und Aggregationen einzelner Sedimentpartikel aufzulösen, wurden die getrockneten Proben vor der Analyse mit einem Dispergiermittel ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ ) in einem Liter Ammoniak-Lösung (0,01 %ige Lösung mit destilliertem Wasser) angesetzt und auf einem Überkopfschüttler (Fa. Gerhardt, Laboshake) 12 Stunden dispergiert. Danach wurde die Probensuspension mit einem Probenteiler (Fa. Retsch, PT 100) geteilt, um die gerätespezifische Feststoffdichte für die Messung zu erhalten (8-12 Volumenprozent Probe in wässriger Lösung). Probenbestandteile > 1 mm wurden vor der Teilung abgesiebt, anschließend getrocknet und gewogen. Die Korngrößenbestimmung wurde für jede Probe 2 bis 3 mal wiederholt und die Messwerte anschließend gemittelt. Bei zu großen Abweichungen zwischen den einzelnen Messergebnissen wurde die Messung erneut wiederholt. Extrem abweichende Messungen wurden in die gemittelte Korngrößenverteilung nicht einbezogen.

Das Funktionsprinzip der Laserbeugungsanalyse ist in Abb. 4.-17. dargestellt. Das Messsystem verwendet Laserlicht der Wellenlänge 750 nm. Der Laserstrahl wird mittels Filter und Projektionslinsen gebündelt und trifft dann auf den Partikelstrom in der Messzelle. Die Partikel erzeugen ein korngößenspezifisches Streuungs- bzw. Beugungsmuster. Das Muster wird durch die Fourierlinse auf den Detektor übertragen. Das Detektorsystem bestimmt ein integrales Fluxmuster, das die Größen aller Teilchen in der Messzelle enthält. Der Messbereich des Gerätes liegt zwischen 0,375-2000  $\mu\text{m}$ . Die Berechnung der Korngrößenverteilung erfolgt über stoffspezifische und optische Modelle durch die Gerätesoftware. Neben den Rohdaten liefert die Software weitere Parameter wie die mittlere Korngröße, den Modal- und den Medianwert (HANDBUCH COULTER LS



SERIE, 1993). Für die weitere Bearbeitung der Ergebnisse wurde das Programm Sedi-Vision 2.0 verwendet.



**Abb. 4.-18.:** Messprinzip der Korngrößenanalyse mittels Laserlichtbeugung  
(HANDBUCH COULTER LS SERIE, 1993)

Die Ermittlung des prozentualen Anteils von Kornpartikeln verschiedener Größen in der Sedimentprobe bietet die Möglichkeit, unter Verwendung empirischer Formeln, Aussagen über das Transportmedium und die Ablagerungsverhältnisse zu machen. Sowohl die mittlere Korngröße als auch der Median und der Modalwert reflektieren die durchschnittliche kinetische Energie des Ablagerungsmediums und die Korngrößenverteilung des jeweiligen Sedimentes (WALGER, 1965). Um genauere Informationen über die Ablagerungsbedingungen zu erhalten, wurden weitere Parameter bestimmt. Die hier verwendeten Korngrößenparameter wie Mittelwert, Sortierung und Schiefe wurden nach TRASK (1932) berechnet (siehe FÜCHTBAUER, 1988, S. 135).

$$\text{Mittelwert nach TRASK}^1 = (Q_{25} + Q_{75}) / 2$$

$$\text{Sortierung nach TRASK} = (Q_{25} - Q_{75}) / 2$$

$$\text{Schiefe nach TRASK} = Q_{25} \times Q_{75} / 2 \times Q_{50}$$

Die Sortierung ist ein Maß für die Gesamtbreite der Kornverteilung, sie wird am vollständigsten durch die Standardabweichung ausgedrückt. Je breiter die Kornverteilungen gestreut sind, desto schlechter ist die Sortierung bzw. umso höher ist der Sortierungswert. Die Schiefe kennzeichnet die Asymmetrie der Verteilungskurven. Für Kurven die auf der groben Seite abbrechen, aber auf der feinen Seite lang auslaufen, liegt die Schiefe nach TRASK (1932) zwischen 0 und 1. Kurven die auf der groben Seite auslaufen, sind durch Werte > 1 gekennzeichnet. Die Schiefe und die Sortierung einer

<sup>1</sup> Q<sub>x</sub> ist das kumulative Gewichtsprozent, auch abzulesen in der jeweiligen Summenkurve

Korngrößenverteilung sind stark umweltabhängig (TAIRA & SCHOLLE, 1979; FÜCHTBAUER, 1958), spiegeln also die Ablagerungsbedingungen gut wieder.

### AUSWERTUNG DER KORNGRÖßENANALYSEN NACH FRIEDMAN (1962)

Es gibt zahlreiche Ansätze verschiedenster Autoren durch die graphische Verknüpfung zweier Variablen Sedimentproben unterschiedlichen Ablagerungsräumen zuzuordnen. In der vorliegenden Arbeit soll eine Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN durchgeführt werden. FRIEDMAN (1961, 1962) und VAN DE GRAAF (1972) versuchten, durch die Verknüpfung der so genannten Momente, verschiedene Sande hinsichtlich ihren Genese und Ablagerungsbedingungen voneinander abzugrenzen.

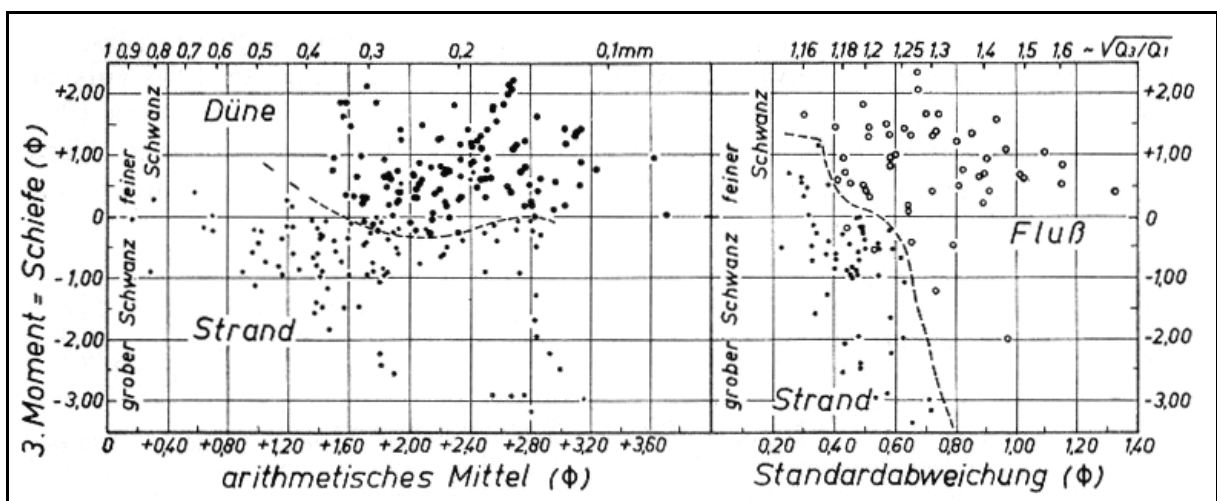


Abb. 4.-19.: Abgrenzung verschiedener Sande durch Momente  
(nach FRIEDMAN, 1961, 1962, aus FÜCHTBAUER, 1989)

So zeigt das rechte Diagramm in Abb. 4.-18. dass sich Fluss- und Strandsande relativ gut voneinander abgrenzen lassen. Strandsande sind etwas besser sortiert und beinhalten mehr grobes Sediment, d.h. ihre Kornverteilungskurven sind häufiger zur feinkörnigen Seite hin abgeschnitten als bei Flusssanden. Im rechten Diagramm sind das 3. Moment (Schiefe) und das 2. Moment (Standardabweichung) gegeneinander aufgetragen. Die Sortierung der Sande nach TRASK ist oben im rechten Diagramm abzulesen. Die Standardabweichung ist in  $\Phi$ -Werten angegeben. Die Millimeterangaben der Korngrößenanalyse werden in einen dimensionslosen Maßstab umgerechnet, dadurch entfällt die logarithmische Aufteilung der Achse.

$$\Phi = -\log_2(d/d_0)$$

$d$  = Korngrößendurchmesser,  $d_0$  = Einheitsdurchmesser (1 mm)

Das linke Diagramm in Abb. 4.-18. zeigt die Abgrenzung von Strand- und Dünensanden, durch die Variablen 3. Moment (Schiefe) und 1. Moment (arithmetisches Mittel). Das

arithmetische Mittel ist als  $\Phi$ -Wert angegeben, die entsprechenden mittleren Korngrößen sind oben links im Diagramm aufgetragen.

Während sich Dünensande gegen Strandsande bzw. Flusssande gegen Strandsande durch diese Methode gut abgrenzen lassen, ist die Unterscheidung von Dünen- und Flusssanden wesentlich schwerer. Beide besitzen einen erhöhten Anteil an Feinsediment. Allerdings ist der Anteil der feinen Kornfraktion bei Flusssanden etwas höher (FRIEDMAN, 1961). So ist durch diese Methode keine 100 %ige Abgrenzung von äolischem und fluviatilem Sediment möglich.

#### 4.3.3. MESSUNG DER MASSENSPEZIFISCHEN SUSZEPTIBILITÄT

Suszeptibilität kann als Maß für die Konzentration an magnetischen Mineralen in einem Sediment gelten. Die Messungen liefern einen Hinweis auf den Gehalt an ferrimagnetischen Sedimentpartikeln, insbesondere den Gehalt an Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ). Je mehr magnetische Partikel im Sediment vorhanden sind oder je stärker die Partikel magnetisiert sind, desto stärker ist das Signal (THOMSON & OLDFIELD, 1986). Die Messung der massenspezifischen Suszeptibilität oder auch molaren Suszeptibilität ( $\chi$ ) ist definiert als Volumensuszeptibilität dividiert durch die Dichte ( $\delta$ ), also  $\chi = \kappa/\delta$  mit der Einheit Kilogramm pro Kubikmeter ( $\text{m}^3/\text{kg}^{-1}$ ) (BUTLER, 1992).

An den getrockneten Sedimentproben wurde die massenspezifische Suszeptibilität mit dem Suszeptibilitätsmessgerät MS2 (Fa. Bartington) ermittelt. Die Messung erfolgte in SI-Einheiten ( $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). Das getrocknete, ansonsten unbehandelte Probenmaterial, wurde für die Messung in 12,5 ml PVC-Döschen gefüllt. Das genaue Gewicht der Probe musste ermittelt werden, da der Messsensor auf eine Masse von 10 g kalibriert war. Das Messergebnis (in  $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) errechnete sich wie folgt:

$$\chi = \text{gemessener Wert (in SI)} \times \text{kalibriertes Gewicht (10g)} / \text{Probengewicht}$$

Die Messung wurde für jede Probe dreimal wiederholt und anschließend der Mittelwert berechnet.

Die magnetische Suszeptibilität wird in dieser Arbeit als Sedimentparameter zum Vergleich bzw. zur Abgrenzung von Sedimenten genutzt. Die Region des Lena-Deltas ist bis in die heutige Zeit seismisch aktiv (siehe Abb. 3.-9. & 3.-10.) Möglicherweise lassen sich auch tektonische Versätze anhand von unterschiedlichen Suszeptibilitätswerten in Sedimentpaketen gleicher Höheniveaus erkennen.

In vielen Sedimentgesteinen zeigt der Verlauf der Suszeptibilitätswerte einen Zusammenhang mit den klimatischen Bedingungen während der Genese. So kann die Suszeptibilität auch als Paläoklimaindikator in terrestrischen, limnischen und marinen Sedimenten dienen (THOMSON & OLDFIELD, 1986; SINGER et al., 1996; EVANS et al., 1997).

Vergleiche mit marinen Sauerstoffisotopen dokumentieren, dass niedrige Suszeptibilitätswerte für kalt-aride Bedingungen und hohe Suszeptibilitätswerte für feucht-warme Klimabedingungen stehen (HELLER & EVANS, 1995). Beispielsweise kommt es in feucht-warmen Klimaten durch Kalklösung und pedogene Neubildung von Magnetit zur Anreicherung von ferromagnetischen Mineralen in den Böden. Wohingegen die Voraussetzungen dafür unter kalt-ariden Bedingungen fehlen (ANDERSON & HALLET, 1996). Liegen zwischen Liefergebiet und Sedimentationsraum große Entfernungen wird durch die Suszeptibilität des Sedimentkörpers eher das Liefer- bzw. Einzugsgebiet charakterisiert. Dies ist besonders für die Sedimente im Unterlauf großer Flusssysteme typisch (THOMSON & OLDFIELD, 1986).

#### 4.3.4. BESTIMMUNG DER KOHLENSTOFF- UND STICKSTOFFGEHALTE

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff ( $C_{org.}$ ), Gesamtkohlenstoff ( $C_{ges.}$ ) und Gesamtstickstoff (N) wurde mit einem Elementaranalysator (Fa. Elementar, Vario EL III) gemessen.

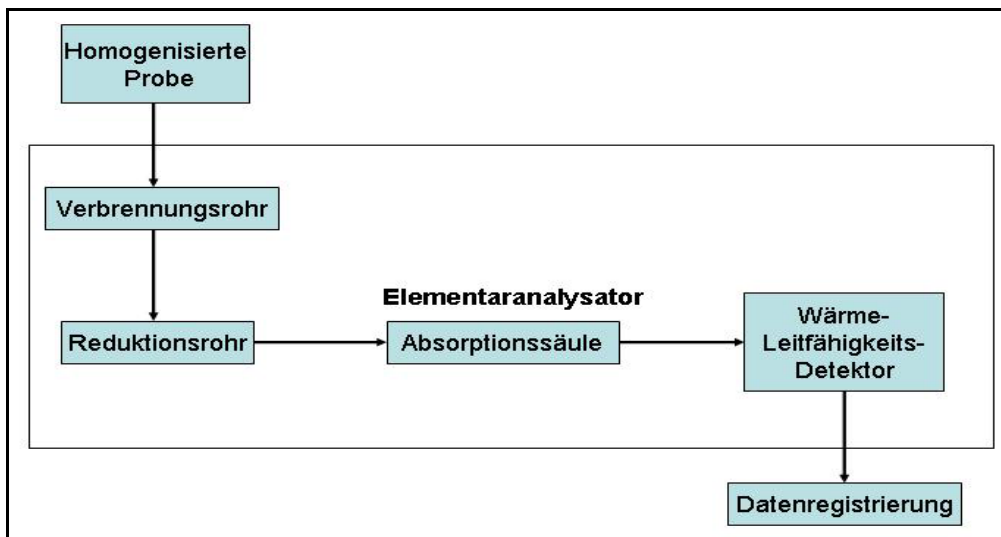
Die Teilproben (ca. 5 g je Probe) für die geochemischen Untersuchungen wurden in einer Planetenmühle (Fa. Fritsch, Pulverisette 5) bei 3000 U/min bis zu einer Analysefeinheit von  $< 1 \mu\text{m}$  gemahlen. Für die Messung am Elementaranalysator wurden  $2 \times 5 \text{ mg}$  der jeweiligen Probe in tarierte Zinnschiffchen eingewogen, verpackt und anschließend mit einem automatischen Probengeber dem Messgerät zugeführt.

Das Messsystem arbeitete nach dem Prinzip einer katalytischen Rohrverbrennung unter Sauerstoffzufuhr bei sehr hohen Temperaturen. Die Trennung der einzelnen Komponenten fand in speziellen Absorptionssäulen statt. Die Werte wurden mittels eines Wärmeleitfähigkeitsdetektors ermittelt. Durch die Verbrennung in hoch sauerstoffhaltiger Atmosphäre wurde das Probenmaterial aufgeschlossen. Aus den Elementen C, H, N und S entstanden so die Oxidationsprodukte  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{NO}_x$ ,  $\text{SO}_2$  und  $\text{SO}_3$ . Als Katalysator für die Bestimmung des Gesamtkohlenstoffes ( $C_{ges.}$ ) und des Gesamtstickstoffes (N) diente eine Kupferoxidfüllung im Verbrennungsrohr. Fluor-, Halogen- und Schwefelverbindungen wurden absorbiert und Stickoxide ( $\text{NO}_x$ ) im Reduktionsrohr zu  $\text{N}_2$  reduziert. Der Reaktionsgasstrom enthielt danach nur noch die Komponenten  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{N}_2$  und das Trägergas. Als Träger- und Spülgas diente hier Helium.  $\text{H}_2\text{O}$  wurde in einem zusätzlichen U-Absorptionsrohr abgeschieden. Anschließend wurde  $\text{CO}_2$  in der Absorptionssäule zurückgehalten und der  $\text{N}_2$ -Gehalt im Wärmeleitfähigkeitsdetektor gemessen. Danach wurde das  $\text{CO}_2$  thermisch desorbiert und gemessen (HANDBUCH ELEMENTAR VARIO EL III, 2001).

Die Ergebnisse wurden in Gewichtsprozent angegeben. Die Nachweisgrenze des Gerätes für Kohlenstoff lag bei 0,1 %, die Nachweisgrenze für Stickstoff bei 0,05 %. Bei Abweichungen  $> 0,05 \%$  zwischen den Messergebnissen einer Probe wurde die Analyse wiederholt.

Die Bestimmung des Gehaltes an organischem Kohlenstoff ( $C_{org.}$ ) erfolgte nach dem gleichen Prinzip. Allerdings wurde die gemahlene Probe vor der Messung entkarbonatisiert. Dazu wurden der jeweiligen Probe 20 ml 1,3 molare HCl zugegeben und diese 3 Stunden bei 95 °C erhitzt. Anschließend wurde die Probe bis zur Chloridfreiheit mit destilliertem Wasser gewaschen, zentrifugiert und getrocknet (Trockenschrank bei 50 °C). Die Einwaage der entkarbonatisierten Probe erfolgt wieder in tarierten Zinnschiffchen.

Der Elementaranalysator wurde täglich neu konditioniert, um die Kalibrierung auf die ständig veränderten Messbedingungen zu korrigieren. Die verwendeten Kalibriersubstanzen sollten möglichst dem Integralbereich der Proben ähneln. Durch das Einfügen von Kontrollsubstanzen in die Messreihen wurden die Messbedingungen regelmäßig überprüft.



**Abb. 4.-20.:** vereinfachtes Schema zur Funktionsweise eines Elementaranalysators  
(nach HANDBUCH ELEMENTAR VARIO EL III, 2001)

Die Gehalte an Kohlenstoff und Stickstoff in den Sedimentproben geben Aufschluss über enthaltene organische Bestandteile und deren Zustand. Es wurden, soweit möglich, auch die C/N-Verhältnisse für die jeweiligen Proben bestimmt. Das C/N-Verhältnis gibt den Gehalt von organischem Kohlenstoff und Stickstoff im Boden an. Das Verhältnis wird maßgeblich durch äußere, klimatische Bedingungen beeinflusst. Faktoren wie Niederschlag, Temperatur, Sauerstoffangebot und pH-Wert bestimmen das Maß der biologischen Aktivität im Bodenkörper (SCHULTZ, 1995). Die mikrobielle Zersetzung organischer Substanz läuft unter tropischen Bedingungen am schnellsten ab. Eine gute Bodendurchlüftung, hohe Temperaturen und Niederschläge bei guter Bodendrainierung verbessern das Wachstum von Mikroorganismen und damit die Zersetzung bzw. Mineralisierung und Humifizierung abgestorbener organischer Substanz. Mineralischer Stickstoff wird im Boden angereichert, Kohlenstoffverbindungen werden hingegen abgebaut (KUNTZE et al., 1994). Dadurch entsteht ein enges C/N-Verhältnis, das in guten Böden bei ca. 10 liegt (KUNTZE et al., 1994). Die weitesten C/N-Verhältnisse (> 25) findet

man in den Böden der Tundragebiete und der borealen Zone mit kalt-trockenem Klima. Hier beträgt die Primärproduktion an Biomasse pro Jahr nur  $\frac{1}{10}$  der Produktion in tropischen Regionen. Die Zersetzung eines organischen Materials dauert unter den ungünstigen Voraussetzungen in polaren und subpolaren Gebieten 100 bis 1000 Jahre länger (SCHULTZ, 1995). Trockenheit, Staunässe und niedrige Temperaturen verlangsamen den mikrobiellen Abbau drastisch (siehe auch Kap. 3.3. & 3.4.). In den Permafrostregionen taut der Boden nur für kurze Zeit des Jahres auf. Während der Frostphasen kann praktisch keine Zersetzung organischer Masse stattfinden. Es bilden sich mächtige Lagen an schwer zersetzbarem Rohhumus (BLUME, 2004). Folglich sind für das Lena-Delta, dort wo es zur Bodenbildung kommen konnte, weite C/N-Verhältnisse zu erwarten. In Substraten ohne Vegetationsbedeckung müsste das Verhältnis, aufgrund fehlender Organik, eher als eng einzustufen sein.

#### 4.3.5. ALTERSBESTIMMUNG

Um die Entstehung der Sedimente zeitlich einzuordnen, wurde für ausgewählte Proben das Radiokarbonalter ermittelt. Die Altersbestimmung der Sedimente erfolgte anhand des enthaltenen organischen Materials. Dazu wurden Pflanzenreste, Treibholz- und Aststückchen aus den getrockneten Proben entnommen. Die Bestimmung der  $^{14}\text{C}$ -Alters wurde am Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Christian-Albrechts-Universität in Kiel vorgenommen.

Das Messprinzip der Radiokarbondatierung an organischem Material beruht auf der Tatsache, dass alle lebenden Organismen über ihren Stoffwechsel mit der Erdatmosphäre in Wechselwirkung stehen und ständig Kohlenstoff aufnehmen bzw. abgeben. Dadurch stellt sich im Organismus das gleiche Verteilungsverhältnis ein wie es in der Atmosphäre vorliegt (WILLKOMM, 1976). Der in der Atmosphäre befindliche Kohlenstoff kommt in drei Isotopen vor. In der Luft beträgt der Anteil am Gesamtkohlenstoffgehalt für  $^{12}\text{C}$  etwa 98,89 %, für  $^{13}\text{C}$  etwa 1,11 % und für  $^{14}\text{C}$   $1 \times 10^{-10}$  %. Bei  $^{12}\text{C}$  und  $^{13}\text{C}$  handelt es sich um stabile Isotope, das  $^{14}\text{C}$ -Isotop ist radioaktiv (instabil) und hat eine Halbwertszeit von 5730 Jahren. Es wird durch Kernreaktionen in den oberen Schichten der Erdatmosphäre ständig neu gebildet (WIGLEY, 2000). Stirbt ein Organismus, kommt sein Stoffwechsel zum Erliegen, der Austausch von Kohlenstoff mit der Atmosphäre bricht ab. Über die Halbwertszeit, der im Organismus enthaltenen  $^{14}\text{C}$ -Isotope, ist der Todeszeitpunkt nachvollziehbar, da ab dem Erliegen des Stoffwechsels nur noch  $^{14}\text{C}$  zerfällt. So ist das Verhältnis zwischen  $^{14}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  und  $^{12}\text{C}$  eines organischen Materials ein Maß für die Zeit, die seit dem Tod vergangen ist. Aus der Halbwertszeit des  $^{14}\text{C}$ -Isotopes resultiert, dass nur Alter bis zu maximal 65000 Jahren (bei Anwendung der AMS-Technik) sicher nachgewiesen werden können (WAGNER, 1995).

Der Aufbereitungs- und Messvorgang wurde in den Protokollen des Labors folgendermaßen beschrieben: Das organische Material wurde unter dem Mikroskop auf Verunreinigungen kontrolliert und anschließend mit 1 %iger HCl und 1 %iger NaOH (bei 60 °C) versetzt und dann wieder mit 1 %iger HCl extrahiert. Die Verbrennung des organischen Materials erfolgte bei 900 °C in einer mit CuO und Silberwolle gefüllten Quarzampulle. Das entstandene CO<sub>2</sub> wurde anschließend mit H<sub>2</sub> bei 600 °C über einen Eisen-Katalysator zu Graphit reduziert und das Eisen-Graphit-Gemisch in einen Probenbehälter für die Massenspektrometer (AMS)-Messung gepresst.

Die <sup>14</sup>C-Konzentration der Proben ergab sich aus dem Vergleich der simultan ermittelten <sup>14</sup>C, <sup>13</sup>C und <sup>12</sup>C Gehalte mit CO<sub>2</sub>-Meßstandards (Oxalsäure II) sowie geeigneter Nulleffekt-Proben (Kohle). Das konventionelle <sup>14</sup>C-Alter berechnete sich anschließend nach STUIVER & POLACH (1977).

## 5. Ergebnisse

Die Ergebnisse der einzelnen Analysen werden zusammenfassend für die jeweilige Lokalität präsentiert. Eine tabellarische Auflistung aller Ergebnisse findet sich im Anhang. In Anlehnung an Kapitel 4. werden die jeweiligen Schürfe bzw. die Bohrung in der gleichen Reihenfolge behandelt. Eisgehalte und Gehalte an organischem Kohlenstoff ( $C_{org.}$ ) werden, wie in Kapitel 4.2.1. und 4.3.5. beschrieben in Massenprozent (Gew.-%) angegeben. Für die Bestimmung der Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte sind nur Werte oberhalb der Nachweisgrenzen ( $C = 0,1$  Gew.-%;  $N = 0,05$  Gew.-%) dargestellt. Die Ergebnisse der  $^{14}C$ -Datierungen sind als unkalibrierte Radiokarbonalter (Jahre v.H.) angegeben. Die Berechnung der Schiefe erfolgte nach TRASK (1932), wie in Kapitel 4.3.2. erläutert. Durch die Zuweisung von Buchstaben (a-m) und Farben sollen Bereiche mit ähnlichen bzw. unterschiedlichen Sedimentcharakteristika in den jeweiligen Profilen ausgegliedert werden. Horizonte mit ähnlichen Eigenschaften wurden mit gleichen Buchstaben bzw. Farben gekennzeichnet.

### 5.1. Untersuchungen auf Turakh Sise (zweite Terrasse)

#### 5.1.1. DIE BOHRUNG TUR-2 (72,974 °N; 123,7986 °O)

An Pflanzenresten aus fünf Proben der Bohrung Tur-2 wurde das  $^{14}C$ -Alter bestimmt. Alle Proben enthielten in etwa bzw. mehr als die für eine präzise Datierung empfohlene Mindestmenge von ca. 1 mg Kohlenstoff. Die  $\delta^{13}C$ -Werte lagen im Normalbereich für organische Proben, dass die Ergebnisse zuverlässig sind. Der gemessene  $^{14}C$ -Gehalt der Probe Tur-2-99 (-9,30 m ü.NN) war geringer als die doppelte Messunsicherheit. In diesem Fall wurde das Alter der Probe mit dem gemessenen  $^{14}C$ -Gehalt zuzüglich der doppelten Messunsicherheit als Mindestalter berechnet. Mit einer 98 %igen Wahrscheinlichkeit ist das gesuchte Probenalter für die Probe Tur-2-99 älter als 52110 Jahre v.H..

Die Eisgehalte betragen zwischen 13 und 26 Gew.-%. Von der Basis zum Top wurden sie tendenziell etwas geringer. Insgesamt befanden sich die Gehalte im charakteristischen Bereich (< 25 Gew.-%) der zweiten Terrasse.

Der unterste Bereich der Bohrung (a, blau markiert) von -7,73 bis -9,40 m ü.NN wies bei -9,65 m ü.NN mit  $576 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  eine sehr hohe massenspezifische Suszeptibilität auf. Um eine bessere Lesbarkeit der Grafik zu erreichen, ist dieser Wert nicht dargestellt. Es handelte sich hier um einen stark feinsandigen, schluffigen Mittelsand ( $M_e = 237 \mu\text{m}$ ) mit mäßiger Sortierung und einer Schiefe von 1.



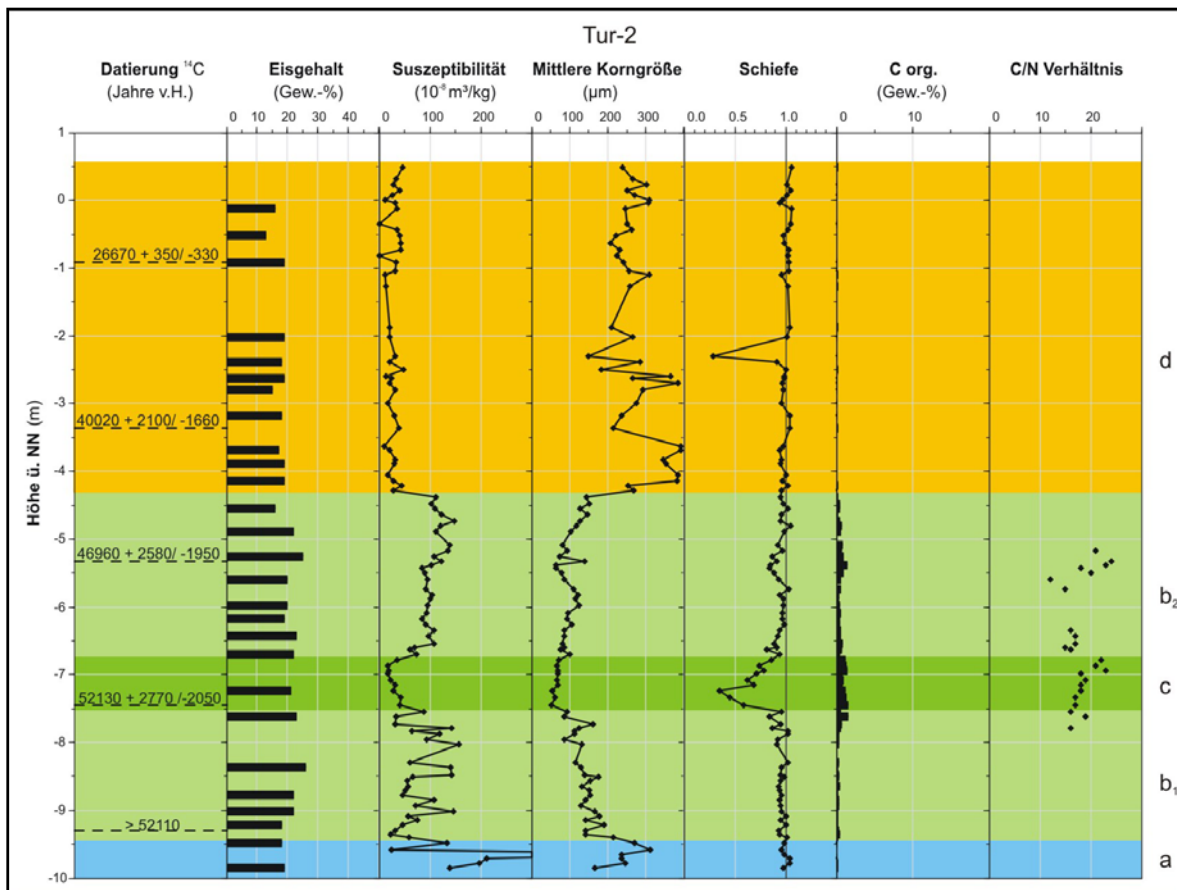


Abb. 5.-1.: zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen der Bohrung Tur-2

Wiederholte Messungen der Probe (Tur-2-104) bestätigten aber den hohen Messwert. Bis auf den extremen Suszeptibilitätswert der Probe Tur-2-104 schwankten die Werte zwischen 25 und  $212 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Die mittlere Korngröße lag zwischen 167 und  $311 \mu\text{m}$ , bei Schiefen nahe 1. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff betragen 0,1-0,2 Gew.-% bzw. lagen unter der Nachweisgrenze. Die feinsandigen Mittelsande, mit guter bis mäßiger Sortierung und einer Schiefe nahe 1, an der Basis gingen bei ca. -9,40 m ü.NN in mittelsandige Feinsande (b, hellgrün markiert) über.

Im anschließenden Abschnitt b<sub>1</sub> von -9,48 m bis zur Tiefe von -7,55 m ü.NN schwankte die mittlere Korngröße zwischen 189 und  $87 \mu\text{m}$ . Mit zunehmender Höhe ü.NN wurde das Sediment tendenziell feiner. Mit Zunahme der Sedimentfeinheit stieg der Gehalt an organischem Kohlenstoff von 0,2 auf 1,5 Gew.-% an. Die Sortierung der mittelsandigen Feinsande war bei Schiefen von 0,8 bis 1 überwiegend mäßig, teils gut. Bei -9,30 m ü.NN konnten im Sediment enthaltene Pflanzenreste auf ein Mindestalter von 52110 Jahren v.H. datiert werden.

Der dunkelgrün markierte Abschnitt c zwischen -6,78 und -7,45 m ü.NN bestand aus einer Wechsellagerung von schluffigen Feinsanden und feinsandigen Schluffen ( $M_e = 54-100 \mu\text{m}$ ) mit einem Gehalt an organischem Kohlenstoff von 0,6-1,6 Gew.-%. Bei Schiefen von 0,3 bis 1 waren die Sedimente sehr schlecht bis mäßig sortiert. Die Suszeptibilitätswerte

waren hier mit  $18-40 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  vergleichsweise gering. Die C/N-Verhältnisse lagen zwischen 16 und 22. An Pflanzenresten und kleinen Astfragmenten der Probe Tur-2-76 (-7,45 m ü.NN) wurde ein Radiokarbonalter von  $52130 \pm 2770 / -2050$  Jahren v.H. bestimmt.

Der hellgrün markierte Teil  $b_2$  von -6,70 bis -4,38 m ü.NN zeigte ähnliche Werte wie der Bereich  $b_1$  von -9,36 bis -7,73 m ü.NN. Allerdings schwankten die Werte der Suszeptibilität und mittleren Korngröße hier nicht so stark.

Von -6,70 bis -5,59 m ü.NN erstreckte sich ein Bereich schluffiger Feinsande ( $M_e = 76-125 \mu\text{m}$ ) mit Schiefen von 0,8 bis 1,0 und einer mäßigen Sortierung. Hier lagen die  $C_{\text{org}}$ -Werte zwischen 0,3-0,8 Gew.-%. Das C/N-Verhältnis betrug 12-17. Die massenspezifische Suszeptibilität lag bei mittleren bis hohen Werten von  $61-108 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

Die darüber liegenden, schluffigen Feinsande bei -5,49 bis -4,80 m ü.NN wiesen höhere Kohlenstoffgehalte von 0,5-1,4 Gew.-% auf. Sie waren ebenfalls mäßig sortiert, die Schiefe betrug 0,8 bis 1,1. Die massenspezifische Suszeptibilität hatte hohe Werte von  $85-139 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Die mittlere Korngröße in diesem Bereich betrug  $63-140 \mu\text{m}$ . Mit 18-24 wurde hier das weiteste C/N-Verhältnis der Bohrung erreicht. An Pflanzenresten aus der Probe Tur-2-50 (-5,32 m ü.NN) konnte ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $46960 \pm 2580 / -1950$  Jahren v.H. ermittelt werden.

Den Abschluss dieses Abschnittes bildete eine Lage mittelsandiger Feinsande (-4,73 bis -4,38 m ü.NN) mit geringeren  $C_{\text{org}}$ -Werten von 0,2-0,4 Gew.-% und mittleren Korngrößen von  $127-152 \mu\text{m}$ . Bei mäßiger Sortierung betrug die Schiefe 0,9-1,0. Die Suszeptibilität erreichte hohe Werte zwischen  $102-149 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

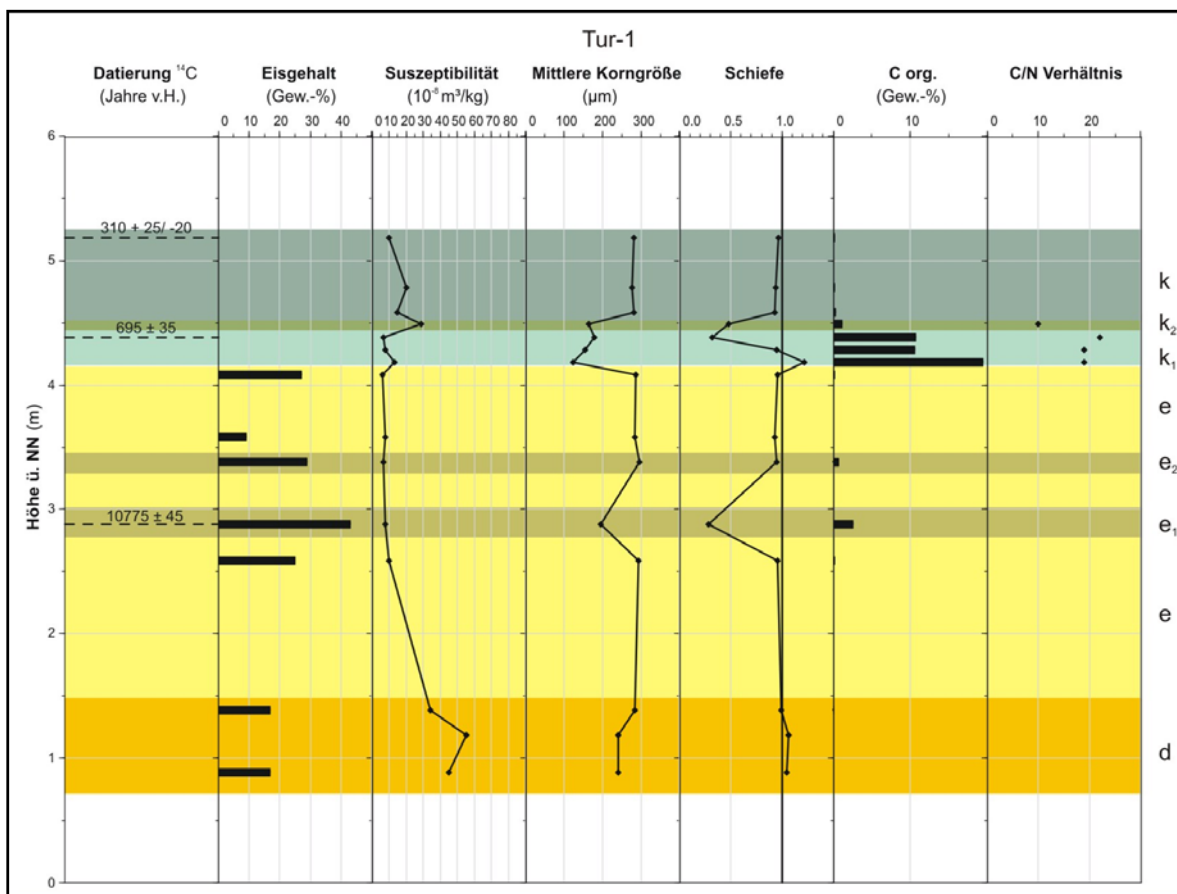
Der oberste Abschnitt der Bohrung (d, orange) von -4,28 bis 0,48 m ü.NN unterschied sich stark von den unterlagernden Horizonten. Die Suszeptibilität sank auf Werte zwischen  $10-48 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  und war damit vergleichsweise sehr gering. Die Sedimente waren organik-arm und gröber. C/N-Verhältnisse konnten nicht bestimmt werden.

Die mittlere Korngröße variierte in einem weiten Bereich. Das Sediment hatte im Bereich von -2,59 bis -4,28 m ü.NN die höchsten mittleren Korngrößen ( $214-392 \mu\text{m}$ ). Es handelte sich um Mittelsande und feinsandige Mittelsande mit überwiegend mäßiger, teilweise guter Sortierung und Schiefen von 0,9-1,0. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff waren mit Werten von 0,1 bis 0,2 Gew.-% sehr gering oder lagen unterhalb der Nachweisgrenze. Bei -3,36 m ü.NN konnte pflanzliches Material auf ein Alter von  $40020 \pm 2100 / -1660$  Jahren v.H. datiert werden.

Mit Werten von  $150-309 \mu\text{m}$  war die mittlere Korngröße im Bereich von -2,49 m ü.NN bis zum Top (0,48 m ü.NN) geringer, unterlag aber ebenso Schwankungen. Die feinsandigen bis stark feinsandigen Mittelsande mit Schiefen von 0,9 bis 1 hatten eine mäßige bis gute Sortierung. Die einzige Ausnahme bildete ein sehr schlecht sortierter, schluffiger

Mittelsand (-2,30 m ü.NN) mit einer Schiefe von 0,3. Bei der Feldansprache wurde diese Kernprobe als geschichteter Sand mit einer dünnen organischen Lage (1 mm) angesprochen. Ein erhöhter Gehalt an organischen Kohlenstoff wurde jedoch nicht gemessen. Die Kohlenstoffgehalte aller Proben des Abschnittes d lagen bei Werten  $\leq 0,2$  Gew.-%, zum Teil aber auch unter der Nachweisgrenze. Aus Pflanzenresten der Probe Tur-2-15 (-0,91 m ü.NN) wurde ein Radiokarbonalter von  $26670 \pm 350 / -330$  Jahren v.H. ermittelt.

### 5.1.2. DER AUFSCHLUSS TUR-1 (72,97401 °N; 123,79858 °O)



**Abb. 5.-2.:** zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Tur-1

Aus organischen Resten von zwei Proben (Tur-1-14, Tur-1-3) und einem Holzstück (Tur-1-10, Treibholz) wurden die  $^{14}\text{C}$ -Alter bestimmt. Die ermittelten Radiokarbonalter ordneten die Sedimente als spätpleistozän bis subrezent ein. Die Eisgehalte lagen zwischen 9 und 43 Gew.-%. Der hohe Eisgehalt von 43 Gew.-% wurde in der Probe Tur-1-3 (2,88 m ü. NN) gemessen. Es handelte sich hier um einen Torfeinschluss, der aufgrund seiner größeren Wasseraufnahmekapazität, mehr Eis (Wasser) enthielt als die angrenzenden sandigen Sedimente. Die restlichen Proben spiegelten die typischen Eisgehalte ( $< 25$  Gew.-%) der zweiten Terrasse wieder.

Die Sedimente im Abschnitt d (0,88-1,38 m ü.NN) zeigten ähnliche Charakteristika wie am Top der Bohrung Tur-2. Es handelte sich um gut sortierte, stark feinsandige Mittelsande, mit einer mittleren Korngröße von 240  $\mu\text{m}$  bzw. 280  $\mu\text{m}$ . Die Schiefe nach TRASK (1932) lag bei 1. Kohlenstoff- und Stickstoff waren nicht nachweisbar, nur für die Probe Tur-1-1 (1,38 m ü.NN) wurde ein sehr geringer  $C_{\text{org.}}$ -Gehalt von 0,1 Gew.-% ermittelt. Die Suszeptibilitäten lagen bei 34 bis  $55 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

Die Sedimente im Abschnitt d (0,88-1,38 m ü.NN) zeigten ähnliche Charakteristika wie am Top der Bohrung Tur-2. Es handelte sich um gut sortierte, stark feinsandige Mittelsande, mit einer mittleren Korngröße von 240  $\mu\text{m}$  bzw. 280  $\mu\text{m}$ . Die Schiefe nach TRASK (1932) lag bei 1. Kohlenstoff- und Stickstoff waren nicht nachweisbar, nur für die Probe Tur-1-1 (1,38 m ü.NN) wurde ein sehr geringer  $C_{\text{org.}}$ -Gehalt von 0,1 Gew.-% ermittelt. Die Suszeptibilitäten lagen bei 34 bis  $55 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

Der Abschnitt e (gelb) bestand aus gut sortierten, feinsandigen Mittelsanden mit Schiefen um 1. Die mittlere Korngröße lag zwischen 284 und 294  $\mu\text{m}$ . Die  $C_{\text{org.}}$ -Gehalte waren sehr gering (bis 0,2 Gew.-%). Sehr gering waren ebenfalls die gemessenen Suszeptibilitäten ( $< 10 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). Dieser Horizont enthielt mehrere Torfeinschlüsse.

Für den Torfeinschluss bei 2,88 m ü.NN (Abschnitt e<sub>1</sub>) konnte ein spätpleistozänes/frühholozänes Radiokarbonalter ( $10775 \pm 45$  Jahre v.H.) bestimmt werden. Es wurde eine massenspezifische Suszeptibilität von  $8 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , sowie eine mittlere Korngröße von 195  $\mu\text{m}$  gemessen. Der  $C_{\text{org.}}$ -Gehalt lag bei 2,5 Gew.-%. Der enthaltene schluffige Mittelsand war sehr schlecht sortiert. Der hohe Anteil an Feinsediment drückte sich in der geringen Schiefe von 0,3 aus. Ein weiterer kleiner Torfeinschluss (e<sub>2</sub>) wurde bei 3,38 m ü.NN beprobt. Der Eisgehalt lag bei 29 Gew.-%. Der enthaltene feinsandige Mittelsand war gut sortiert, die Schiefe lag bei 1. Die Suszeptibilität war bei  $7 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  sehr gering.

Die Sedimentproben im Abschnitt k, k<sub>1</sub> und k<sub>2</sub> entstammten der Auftauzone. In dem Bereich k<sub>1</sub> von 4,18-4,49 m ü.NN war sehr viel Schwemmtorf eingelagert. Das Sediment in dem torfigen Horizont war feinkörniger ( $M_e = 120-180 \mu\text{m}$ ). Die schluffigen Mittelsande bzw. mittelsandigen bis feinsandigen Schluffe waren sehr schlecht sortiert. Die Schiefe lag zwischen 0,3 und 1,2. Die Suszeptibilitäten waren bei 13 bis  $19 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  etwas höher als in dem unterlagernden Horizont (Abschnitt e). Es wurden Gehalte an organischem Kohlenstoff von 1,2 bis 19,5 Gew.-% gemessen. Für diesen Bereich konnte ein C/N-Verhältnis zwischen 10 und 22 bestimmt werden. Ein in dem Horizont enthaltenes Stück Treibholz wurde auf ein Alter von  $695 \pm 35$  Jahre v.H. datiert.

Die Probe Tur-1-11 (Abschnitt k<sub>2</sub>) wurde aus einem Paläobodenhorizont entnommen. Bei dem organik-reichen Substrat ( $C_{\text{org.}} = 1,2$  Gew.-%) handelte es sich um feinsandigen Mittelsand ( $M_e = 164 \mu\text{m}$ ) mit sehr schlechter Sortierung (Schiefe = 0,5). Die

Suszeptibilität lag bei  $29 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Es konnte ein C/N-Verhältnis von 10 ermittelt werden.

Die jungen Sedimente im Abschnitt k oberhalb der Schwemmtorfe wurden bei der Ansprache im Gelände als Dünenande klassifiziert. Es handelte sich um gut sortierte, feinsandige Mittelsande die geringe Kohlenstoffgehalte (0,1-0,3 Gew.-%) und geringe Suszeptibilitätswerte ( $\leq 15 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) aufwiesen. Die mittlere Korngröße betrug zwischen 276 und 282  $\mu\text{m}$ . Die mittlere Schiefe lag bei 1. Die Probe Tur-1-14 (5,18 m ü.NN) konnte auf ein subrezentes Alter von  $310 \pm 25/20$  Jahre v.H. datiert werden.

### 5.1.3. DER AUFSCHLUSS T021 (73,00 °N; 123,830 °O)

Im Abschnitt e unterhalb der Permafrostgrenze (1,25 m Tiefe) wurden gravimetrische Eisgehalte von 13 und 17 Gew.-% ermittelt. Die Suszeptibilitätswerte waren bei  $8\text{-}13 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  sehr gering. Die organik-armen, feinsandigen Mittelsande waren, bei mittleren Korngrößen von 274-285  $\mu\text{m}$ , gut sortiert. Sehr geringe Suszeptibilitätswerte  $< 10 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  und mittlere Korngrößendurchmesser von 250-300  $\mu\text{m}$  ließen sich auch im Abschnitt e des Schurfes Tur-1 nachweisen (vgl. Abb. 5.2.1). Vermutlich handelt es sich in beiden Aufschlüssen um Ablagerungen des gleichen Horizontes.

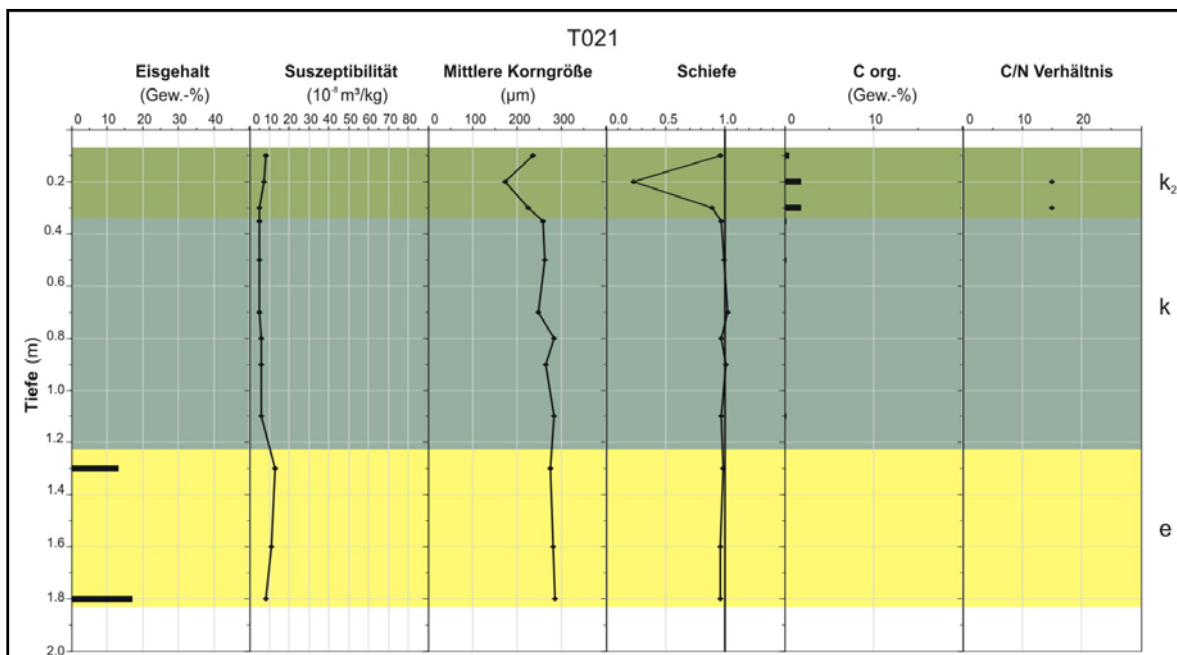


Abb. 5.-3.: zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils T021

Die Sedimente der Abschnitte k und k<sub>2</sub> befanden sich in der Auftauzone. In beiden Abschnitten wurden ebenfalls sehr geringe Suszeptibilitätswerte von  $5\text{-}8 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  gemessen. Die organik-armen, feinsandigen Mittelsande ( $M_e = 248\text{-}283 \mu\text{m}$ ) im Abschnitt k waren, bei Schiefen nahe 1 gut sortiert. Nur Proben im Abschnitt k<sub>2</sub> wiesen bei mittleren Korngrößen von 173-236  $\mu\text{m}$  etwas feineres Sediment auf. Sie wurden bei der Geländeansprache als organik-reiche, äolische Ablagerungen klassifiziert. Hier waren die

Gehalte an organischem Kohlenstoff, mit 0,4-1,8 Gew.-% auch deutlich höher als im restlichen Profil. Für zwei der oberen Proben konnten C/N-Verhältnisse von 15 ermittelt werden. Das Sediment war mäßig sortiert, die Probe T021-1 (0,2 m Tiefe) war sehr schlecht sortiert (Me = 173  $\mu\text{m}$ ). Die Schiefe dieses schluffigen Mittelsandes betrug nur 0,2.

#### 5.1.4. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE ZU UNTERSUCHUNGEN AUF TURAKH SISE

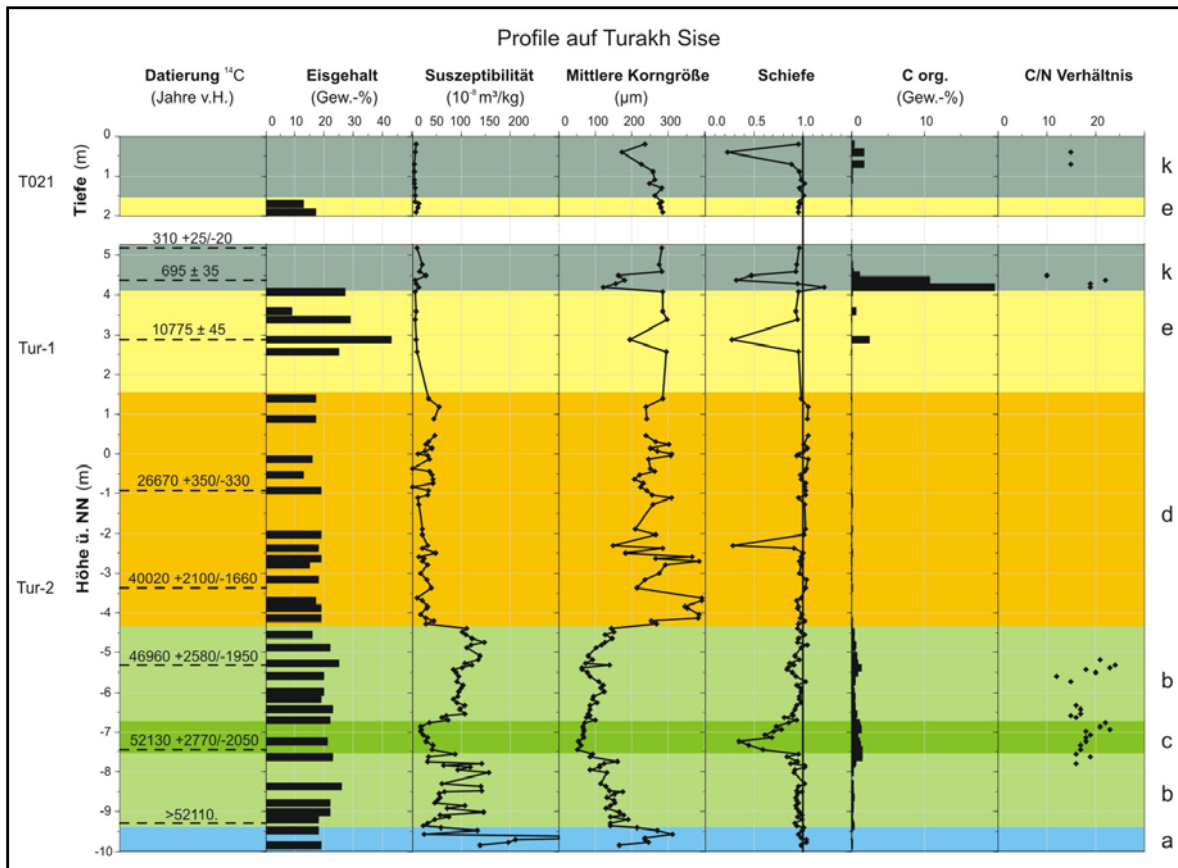


Abb.5.-4.: zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen der Profile auf Turakh Sise

In der Abb. 5.-4. sind Analyseergebnisse der drei Profile auf der Insel Turakh zusammenfassend dargestellt. Für den Aufschluss T021 wurde während der Felduntersuchungen keine Höhe ü.NN ermittelt. Er befand sich am Ufer eines Thermokarstsees nördlich von den Lokalitäten Tur-1 und Tur-2 (siehe auch Abb. 4.-1.).

Die gravimetrischen Eisgehalte aller Proben zeigten typischen Werte für die zweite Terrasse (< 25 Gew.-%). Die einzige Ausnahme bildete der beprobte Torfeinschluss (43 Gew.-%) im Profil Tur-1 bei 2,88 m ü.NN.

Von der Basis der Bohrung Tur-2 bis zu einer Höhe von ca. -4,30 m ü.NN handelt es sich vorwiegend um organik-reiche Schluffe (Abschnitt c) und Feinsande (Abschnitte b), mit mittleren bis hohen Suszeptibilitäten und mäßiger bis sehr schlechter Sortierung. Nur

direkt an der Basis (Abschnitt a) war das Sediment organik-arm und grobkörniger. Dort wurden sehr hohe Suszeptibilitäten gemessen. Die  $^{14}\text{C}$ -Gehalte in organischen Resten datierten den unteren Teil der erbohrten Sande auf ein spätpleistozänes Alter ( $> 52110$  bis  $46960 \pm 2580/-1950$  Jahre v.H.).

Oberhalb  $-4,30$  m ü.NN veränderten sich die Sedimenteigenschaften abrupt (Abschnitt d). Das Sediment wurde gröber und enthielt kaum Organik. Es bestand vorwiegend aus Mittelsanden mit mäßiger Sortierung. Die Suszeptibilitäten sanken auf mittlere bis niedrige Werte ab. In Richtung Top der Bohrung nahm die mittlere Korngröße, bei schwankenden Werten, leicht ab. Die Datierungen ergaben für den Abschnitt d ein spätpleistozänes Alter ( $-3,36$  m ü.NN  $40020 \pm 2100 / -1660$  Jahre v.H. und  $-0,91$  m ü.NN  $26670 \pm 350/-330$  Jahre v.H.).

Die Sedimenteigenschaften des Abschnitt d setzten sich bis zur Basis des Schurfes Tur-1 fort. Dort handelte es sich ebenfalls um organik-arme Mittelsande ( $M_e \approx 240 \mu\text{m}$ ) mit niedrigen bis mittleren Suszeptibilitäten. Die Sande waren gut sortiert.

Die darüber liegenden Sedimente des Schurfes Tur-1 bestanden bis zur Auftauzone (k) aus gut sortierten, organik-armen Mittelsanden, in denen kleinere und größere Torfeinschlüsse enthalten waren (Abschnitt e). Die Suszeptibilitäten erreichten hier nur noch sehr niedrige Werte. Bis auf die beprobten Torfeinschlüsse hatten alle Proben eine ähnliche mittlere Korngröße von  $\approx 300 \mu\text{m}$ . Nach den vorliegenden Datierungen können die Sedimente in diesem Horizont als spätpleistozän bis holozän eingestuft werden.

Organik-arme Mittelsande guter Sortierung mit sehr geringen Suszeptibilitäten  $< 10 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  und mittleren Korndurchmessern von  $\approx 300 \mu\text{m}$  befanden sich auch im Permafrostbereich des Schurfes T021. Es handelte sich offensichtlich um den gleichen Horizont, der auch am Schurf Tur-1 beprobt wurde.

Die Sedimente in der Auftauzone k (Tur-1 & T021) bestanden zum Teil aus organik-armen, gut sortierten Mittelsanden, nahe der Oberfläche aber auch aus organik-reichem, schlecht sortiertem Sediment. Direkt über der Permafrostgrenze befand sich im Aufschluss Tur-1 eine Schwemmtorflage. Ein in den Torfen enthaltenes Treibholz und Pflanzenreste aus dem Top des Schurfes wurden auf ein subrezentens Alter datiert.

Anhand der Analyseergebnisse ließen sich folgende Abschnitte für die beprobten Lokalitäten auf der Insel Turakh Sise ausgliedern.

Tab. 5.1.: Sedimenttypen und ihre Charakteristika auf Turakh Sise

Typ	<sup>14</sup> C-Datierung	Eigenschaften	Lokalität
a	spätpleistozän, > 52110 Jahre v.H.	organik-arme, schluffige bis feinsandige Mittelsande; $C_{org.} \leq 0,2$ Gew.-%, mittlere bis sehr hohen Suszeptibilitäten bis $576 \times 10^{-8}$ $m^3/kg$ , keine bestimmbareren C/N-Verhältnisse, Eisgehalte < 25 Gew.-%, Feldansprache: schwache Wechsellagerung, schwarze, kohle-artige Einschlüsse	Tur-2
b	spätpleistozän, > 52110 bis 46960 + 2580/ -1950 Jahre v.H.	organik-reiche, schluffige bis mittelsandige Feinsande mit überwiegend mäßiger Sortierung; $C_{org.} \leq 1,4$ Gew.-%, mittlere und hohe Suszeptibilitäten bis $150 \times 10^{-8} m^3/kg$ , C/N-Verhältnis 12-24, Eisgehalte < 25 Gew.-%, Feldansprache b <sub>1</sub> : Wechsel von Fein- und Mittelsanden, teilweise Glimmerplättchen enthalten, in unteren Sanden keine Pflanzenreste enthalten, mit zunehmender Höhe organik-reiche Einschlüsse und Lagen Feldansprache b <sub>2</sub> : Wechsellagerung, viele Pflanzenreste und organische Einlagerungen, Lagen mit Rostbänderung, von -4,55 bis -4,90 m ü.NN mit pedogenen Merkmalen	Tur-2
c	spätpleistozän, 52130 + 2770 / -2050	organik-reiche, sehr schlecht bis mäßig sortierte schluffige Feinsande, feinsandige Schluffe und schluffige Mittelsande; $C_{org.} \leq 1,8$ Gew.-%, geringe Suszeptibilitätswerte bis $40 \times 10^{-8} m^3/kg$ , C/N-Verhältnis 16 bis 22, Eisgehalte < 25 Gew.-% Feldansprache: schwache Wechsellagerung, organik-reiche Lagen und Pflanzenreste enthalten	Tur-2
d	spätpleistozän bis frühholozän, 40020 + 2100 / -1660 Jahre v.H.	organik-arme Mittelsande mit überwiegend mäßiger, teilweise guter Sortierung; $C_{org.} \leq 0,2$ Gew.-%, geringe und mittlere Suszeptibilitäten bis $55 \times 10^{-8} m^3/kg$ , keine bestimmbareren C/N-Verhältnisse, Eisgehalte < 25 Gew.-% Feldansprache: nur im Übergangsbereich zu b <sub>2</sub> noch organische Bestandteile, ansonsten organik-frei, Schichtung und Schrägschichtung der Sedimente, stellenweise laminierte Bereiche mit siltigem Material	Tur-2 und Tur-1



**Tab. 5.-1.:** Sedimenttypen und ihre Charakteristika auf Turakh Sise (Fortsetzung)

Typ	<sup>14</sup> C-Datierung	Eigenschaften	Lokalität
e	spätpleistozän/ frühholozän, 10775 ± 45 Jahre v.H.	organik-arme, gut sortierte, feinsandige Mittelsande; C <sub>org.</sub> ≤ 0,2 Gew.-%, sehr geringe Suszeptibilitäten bis 15 × 10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> /kg, keine bestimmbaren C/N-Verhältnisse, Eisgehalte < 25 Gew.-%, Subhorizont e <sub>1</sub> ; Torfeinschlüsse, C <sub>org.</sub> ≤ 19 Gew.-%, höhere Eisgehalte ≤ 50 Gew.-% Subhorizont e <sub>2</sub> ; Torfeinschluss, C <sub>org.</sub> ≤ 0,7 Gew.-%, Eisgehalt = 29 Gew.-% Feldansprache: organik-arme Sedimente mit Torfeinschlüssen, massive Kryostruktur, Netz aus steil stehenden Eisadern	Tur-1 und T021
k	subrezent, Tur-1; 695 ± 35 Jahre v.H., 310 + 25/- 20 Jahre v.H.	Auftauzone: organik-arme, gut sortierte feinsandige Mittelsande; C <sub>org.</sub> ≤ 0,2 Gew.-%, sehr geringe Suszeptibilitäten bis 20 × 10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> /kg, keine bestimmbaren C/N-Verhältnisse, Subhorizont k <sub>1</sub> ; Schwemmtorfe, C <sub>org.</sub> ≤ 20 Gew.-%, C/N-Verhältnis 19 bis 22, Subhorizont k <sub>2</sub> ; organik-reiche, sehr schlecht bis mäßig sortierte, schluffige bis feinsandige Mittelsande, C <sub>org.</sub> ≤ 1,8 Gew.-% Feldansprache: Bereiche am Top aus äolischem Sediment, teilweise durchwurzelt und Bodenbildung	Tur-1 und T021

Für die Profilabschnitte b, c, e und k konnten C/N-Verhältnisse ermittelt werden.

In den organik-reichen Sanden der Abschnitte b und c wurden C/N-Verhältnisse von 10 bis 24 bestimmt, wobei die meisten C/N-Verhältnisse zwischen 15 und 21 lagen. Diese mittleren Verhältnisse resultieren aus einer relativ guten Zersetzung des organischen Materials. In den Proben waren überwiegend feine Pflanzenreste sowie kleine Astfragmente enthalten. Bei Staunässe und anaeroben Bedingungen wären die Verhältnisse sicherlich weiter. Das Material muss demnach längere Zeit feuchten aeroben Bedingungen ausgesetzt gewesen sein.

Die C/N-Verhältnisse der Torfeinschlüsse im Schurf Tur-1 (Auftauzone k) lagen bei 19 und 22. Die umverlagerten Torfstücke befanden sich in einem sandigen Substrat das während der Auftauphasen besser drainiert und durchlüftet war als beispielsweise ton- und schluff-reiche Substrate oder mächtige Torfkörper. Vermutlich befand sich das Material nach seiner Sedimentation auch einige Zeit direkt an der Oberfläche und konnte so besser zersetzt werden.

Gut zersetzt war auch die Organik im ungefrorenen Sediment des Schurfes T021. Es handelte sich hier vorrangig um feine Wurzeln der rezenten bzw. subrezentem Vegetation. Die engen C/N-Verhältnisse von 15 belegen eine gute oberflächennahe Drainierung und Durchlüftung des sandigen Substrates während der Auftauphase.

Die Gehalte des Gesamtkohlenstoffes und des organischen Kohlenstoffes lagen, soweit nachweisbar, in allen Profilen dicht beieinander (siehe Anhang I). Es handelte sich bei den gemessenen Kohlenstoffwerten also vorrangig um organischen Kohlenstoff. Anorganischer Kohlenstoff in Form von Karbonaten war kaum enthalten. Die Stickstoffgehalte lagen in den meisten Proben unterhalb der Nachweisgrenze.

## 5.2. Untersuchungen auf Ebe Basyn Sise (zweite Terrasse)

### 5.2.1. DER AUFSCHLUSS EBE-4 (72,965 °N; 123,807 °O)

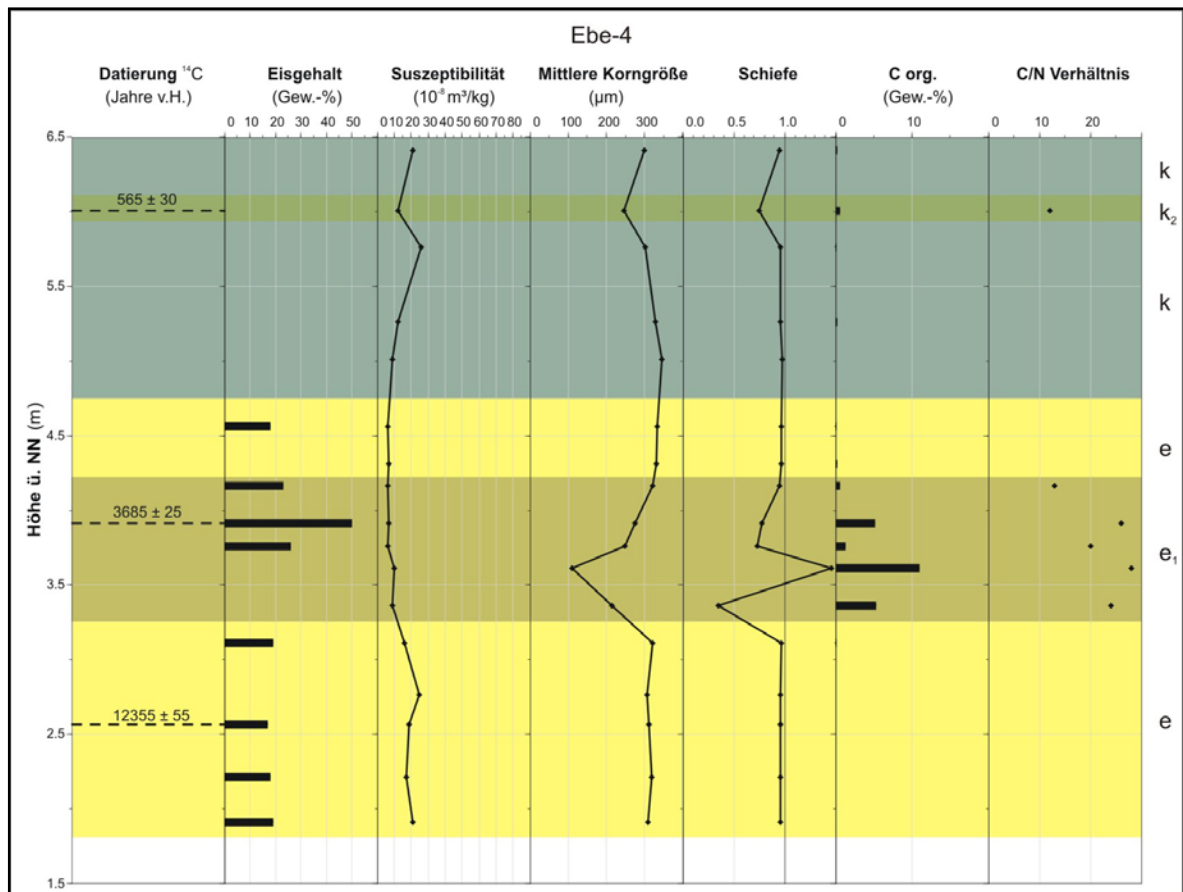


Abb. 5.-5.: zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Ebe-4

Für den Schurf Ebe-4, der sich am Süd-Ufer des Arynskaya Kanals gegenüber den Lokalitäten Tur-1 und Tur-2, befand (siehe Abb. 4.-1.), konnte aus drei Proben das  $^{14}\text{C}$ -Alter ermittelt werden. Für die Probe Ebe-4-15 (2,56 m ü.NN) nahe der Basis ergab sich ein spätpleistozänes Alter von  $12355 \pm 55$  Jahren v.H.. Bei 3,91 m ü.NN (Ebe-4-9)

konnten pflanzliche Reste aus einem Torfeinschluss auf ein holozänes Alter von  $3685 \pm 25$  Jahren v.H. datiert werden. Der hohe Eisgehalt von 50 Gew.-% dieser Probe resultierte aus der hohen Wasseraufnahmekapazität gegenüber den umliegenden Sanden. Die dritte Datierung, nahe dem Top des Schurfes (Ebe-4-2, 6,01 m ü.NN), ergab ein relativ junges Radiokarbonalter von  $565 \pm 30$  Jahren v.H.

Der Abschnitt e setzte sich aus organik-armen Mittelsanden ( $Me = 306-333 \mu\text{m}$ ) mit überwiegend guter Sortierung und Schiefen von 0,7 bis 1 zusammen. Die Suszeptibilität war mit  $6$  bis  $29 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  sehr gering.

In dem sandigen Horizont befanden sich mehrere kleine und große Torfeinschlüsse (Abschnitt e<sub>1</sub>), in denen Gehalte an organischem Kohlenstoff bis zu 10,9 Gew.-% gemessen wurden. In den Torfen waren schluffige Mittelsande (3,36 m ü.NN) und fein- bis mittelsandige Schluffe (3,61 m ü.NN) mit extremen Schiefen (0,4 und 1,5) und sehr schlechter Sortierung enthalten. Es wurden C/N-Verhältnisse von 13 bis 28 errechnet.

Die Auftauzone k bestand aus zwei übereinander liegenden Bodenhorizonten. Das Substrat aus gut sortierten, feinsandigen Mittelsanden ( $Me = 245-345 \mu\text{m}$ ) enthielt teilweise kleinere Wurzelreste. Die Suszeptibilitäten lagen bei sehr geringen Werten von 9 bis  $26 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

Nur für die Probe Ebe-4-2 bei 6,01 m ü.NN (Abschnitt k<sub>2</sub>) konnte ein etwas erhöhter Gehalt an organischem Kohlenstoff ( $C_{\text{org.}} = 0,6$  Gew.-%) nachgewiesen werden. Es wurde ein geringer Stickstoffgehalt von 0,07 % bestimmt. Das C/N-Verhältnis betrug 12.

### 5.2.2. DER AUFSCHLUSS EBE-5 (72,92 °N; 123,68 °O)

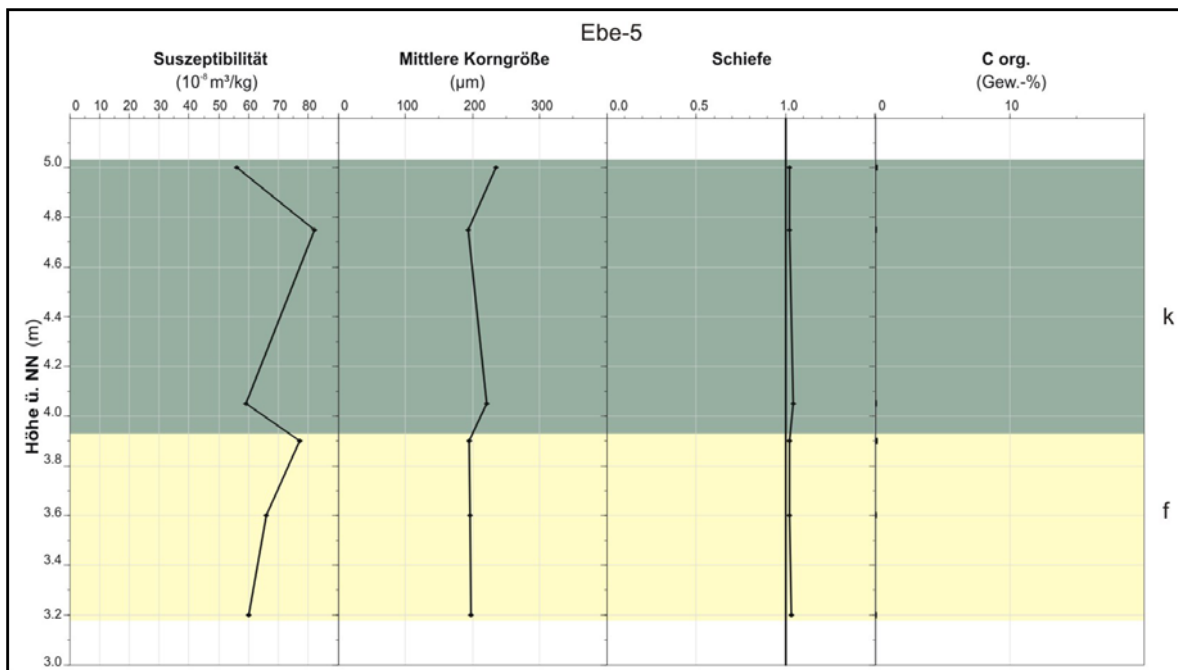


Abb. 5.-6.: zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Ebe-5

Bis zur Höhe von 3,90 m ü.NN waren die Sedimente (Abschnitt f) gefroren. Eisgehalte wurden an diesem Aufschluss nicht ermittelt. Alle Proben sowohl im Permafrost, als auch in der Auftauzone (k) bestanden aus organik-armen Fein- und Mittelsanden (Me = 194-235  $\mu\text{m}$ ) mit guter Sortierung. Nur bei der Probe Ebe-5-6 am Top des Schurfes (5,00 m ü.NN) handelte es sich um einen stark feinsandigen Mittelsand mit mäßiger Sortierung. Für alle Proben wurden Schiefen mit Werten geringfügig  $> 1$  errechnet. Die  $C_{\text{org.}}$ -Gehalte lagen bei  $\leq 0,2$  Gew.-%. Es wurden mittlere Suszeptibilitäten von 56 bis  $82 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  gemessen.

### 5.2.3. DIE AUFSCHLÜSSE EBE-2 (72,929 °N; 123,608 °O) & EBE-3 (72,927 °N; 123,608 °O)

Die beiden Aufschlüsse wurden gemeinsam betrachtet, da sie räumlich sehr dicht beieinander lagen (siehe Abb. 4.-1.) und eine ähnliche Sedimentabfolge beinhalteten.

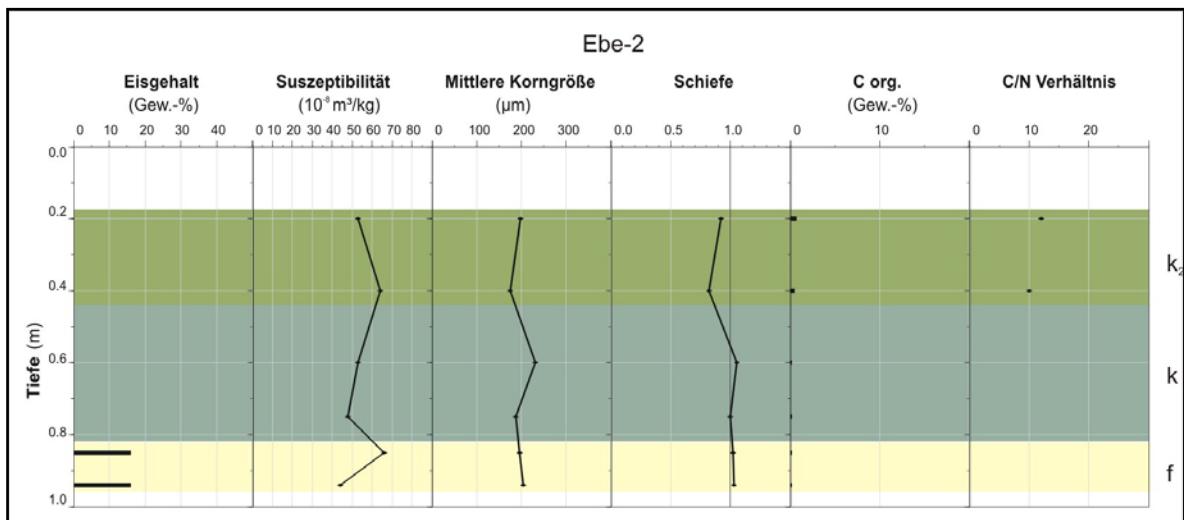


Abb. 5.-7.: zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Ebe-2

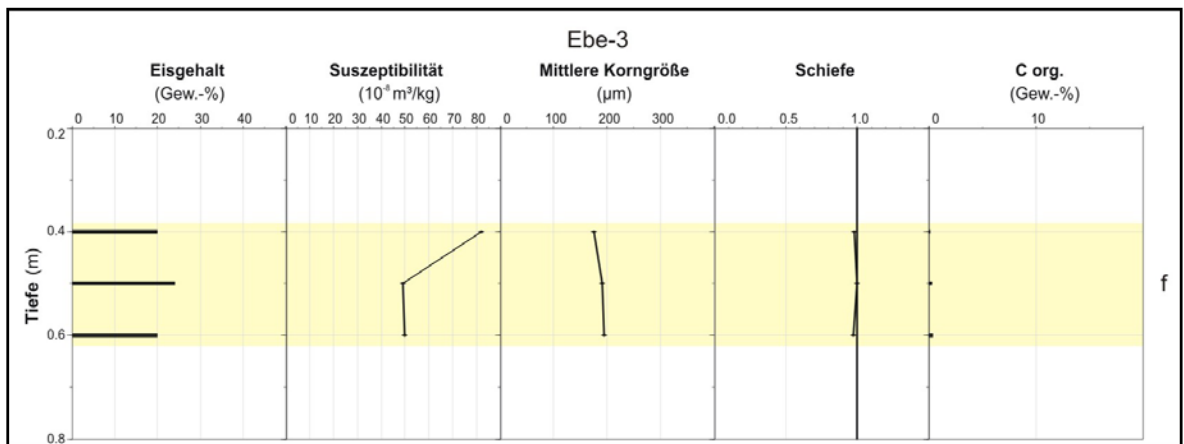


Abb. 5.-8.: zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Ebe-3

Es handelte sich um überwiegend mäßig sortierte Fein- und Mittelsande mit Schiefen von 0,8 bis 1, die in ihren Sedimenteigenschaften sehr denen im Profil Ebe-5 ähnelten. Die mittleren Korngrößen lagen bei 175-203  $\mu\text{m}$  und die Suszeptibilitätswerte bei  $44-82 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . In der Auftauzone k des Schurfes Ebe-2 war ein moderner Bodenhorizont aufgeschlossen. Im Abschnitt  $k_2$  wurden Gehalte an organischem Kohlenstoff bis zu 0,7 Gew.-% gemessen. Am Schurf Ebe-3 wurde der active layer nicht beprobt. Die Eisgehalte im Profil Ebe-3 waren mit 20-24 Gew.-% etwas höher als im Profil Ebe-2 (16 Gew.-%).

#### 5.2.4. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE ZU UNTERSUCHUNGEN AUF EBE BASYN SISE

Eine zusammenfassende Grafik wie für die Insel Turakh Sise wurde nicht erstellt, da sich Bereiche der Schürfe Ebe-4 und Ebe-5 in gleicher Höhe ü.NN befanden und es dadurch zur Überlagerung bei der Darstellung von Ergebnissen kommen würde.

Die untersuchten Sedimente auf Ebe Sise Basyn bestanden fast ausschließlich aus organik-armen, mäßig bis gut sortierten Fein- und Mittelsanden. Das Profil Ebe-4, am Nordostufer der Insel, beinhaltete etwas gröbere Sedimente ( $M_e = 245-345 \mu\text{m}$ ) bei sehr geringen Suszeptibilitätswerten ( $6-26 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). In den Sanden befand sich ein Horizont mit größeren Torfeinschlüssen. Die Radiokarbondatierungen am Schurf Ebe-4 ordneten die Sedimente an der Basis (2,56 m ü.NN;  $12335 \pm 55 \text{ J. v.H.}$ ) als spätpleistozän ein. Darüber lagen holozäne (3,91 m ü.NN;  $3685 \pm 25 \text{ J. v.H.}$ ) und subrezente (5,18 m ü.NN;  $565 \pm 30 \text{ J. v.H.}$ ) Sedimente

Die Sedimente der weiter südwestlich gelegenen Profile Ebe-2, Ebe-3 und Ebe-5 waren hingegen bei mittleren Korngrößen um 200  $\mu\text{m}$  etwas feiner. Die massenspezifische Suszeptibilität war hier bei mittleren Werten von  $44-82 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  deutlich höher als im Profil Ebe-4.

In der Tabelle sind die einzelnen Abschnitte mit ihren wichtigsten Eigenschaften aufgelistet.

**Tab. 5.-2.:** Sedimenttypen und ihre Charakteristika auf Ebe Basyn Sise

Typ	<sup>14</sup> C-Datierung	Eigenschaften	Lokalität
e	spätpleistozän $12355 \pm 55$ Jahre v.H. bis holozän $3685 \pm 25$ Jahren v.H.	organik-arme, gut sortierte, feinsandige Mittelsande; $C_{\text{org.}} \leq 0,2 \text{ Gew.-%}$ , sehr geringe Suszeptibilitäten bis $29 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , keine bestimmbar C/N-Verhältnisse, Eisgehalte $< 25 \text{ Gew.-%}$ , Subhorizont $e_1$ ; Torfeinschlüsse, $C_{\text{org.}} \leq 11 \text{ Gew.-%}$ , Eisgehalte $\leq 50 \text{ Gew.-%}$ Feldansprache: organik-arme Sedimente mit Torfeinschlüssen, Netz aus steil stehenden Eisadern	Ebe-4

Tab. 5.-2.: Sedimenttypen und ihre Charakteristika auf Ebe Basyu Sise (Fortsetzung)

Typ	<sup>14</sup> C-Datierung	Eigenschaften	Lokalität
k	subrezent, Ebe-4; 565 ± 30 Jahren v.H.	Auftauzone: organik-arme, mäßig bis gut sortierte Fein- und Mittelsande; $C_{org.} \leq 0,3$ Gew.-%, geringe Suszeptibilitäten bis $26 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ bei Ebe-4, mittlere Suszeptibilitäten bis $65 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ bei Ebe-2, Subhorizont $k_1$ ; teilweise größere Torfeinschlüsse, $C_{org.} \leq$ 11 Gew.-%, C/N-Verhältnis 12 bis 28, Subhorizont $k_2$ ; organik-reiche, sehr schlecht bis mäßig sortierte, schluffige bis feinsandige Mittelsande, $C_{org.} \leq 0,7$ Gew.-%, C/N-Verhältnis 10 bis 12, Feldansprache: geschichtete oder gebänderte Horizonte, aber auch kryoturbirte, strukturlose Sedimente, teilweise durchwurzeltete Horizonte mit Bodenbildung	Tur-1 und T021
f	keine Datierungen	organik-arme, überwiegend gut sortierte Fein- und Mittelsande; $C_{org.} \leq 0,3$ %, mittlere bis hohe Suszeptibilitäten bis $90 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , keine bestimmaren C/N-Verhältnisse, Eisgehalte < 25 Gew.-% Feldansprache: geschichtete, organikarme Fein- und Mittelsande, teilweise mit Rippelmarken	Ebe-2, Ebe-3 und Ebe-5

Für die Torfeinschlüsse in den organik-armen Sanden des Abschnittes e im Profil Ebe-4 und für einen Bodenhorizont im Profil Ebe-2 (Abschnitt  $k_2$ ) konnten C/N-Verhältnisse ermittelt werden.

Für die größeren Torfstücke im Abschnitt e ergaben sich Verhältnisse von 20 bis 28. Die mittlere bis schlechte Zersetzung steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem großen Volumen der Torfkörper. Es konnte nur das organische Material an der Oberfläche der Einschlüsse etwas besser zersetzt werden. Ein enges Verhältnis von 13 wurde in einem kleineren Torfeinschluss der Probe Ebe-4-8 bei 4,16 m ü.NN ermittelt. Aufgrund des geringeren Verhältnisses von Oberfläche zu Volumen war das Material dort besser zersetzt.

Für den Bodenhorizont  $k_2$  am Top des Profils Ebe-2 ergaben sich C/N-Verhältnisse von 10 und 12. Die engen Verhältnisse waren das Resultat der Materialfeinheit der Organik (Pflanzenreste und Graswurzeln) sowie der guten Drainage und Durchlüftung des mittelsandigen Substrates.

Wie in den Profilen auf Turakh Sise unterscheiden sich Messergebnisse von Gesamtkohlenstoff und organischem Kohlenstoff nur geringfügig (siehe Anhang I). Es handelte sich bei den Gehalten also vorrangig um organischen Kohlenstoff, wobei die Werte für organischen Kohlenstoff und Stickstoff oft nahe bzw. unter der Nachweisgrenze lagen. Die höchsten Werte wurden im Profil Ebe-4 bei Höhen zwischen 3,36-3,91 m ü.NN gemessen. Die hier eingelagerten Torfkörper sind als allochtone Verlagerungsprodukte einzustufen.

### 5.3. Untersuchungen auf Khardang (dritte Terrasse)

Zum besseren Verständnis ist nochmals die Überblicksgrafik zu den einzelnen Profilen und Subprofilen auf der Insel Khardang eingefügt.

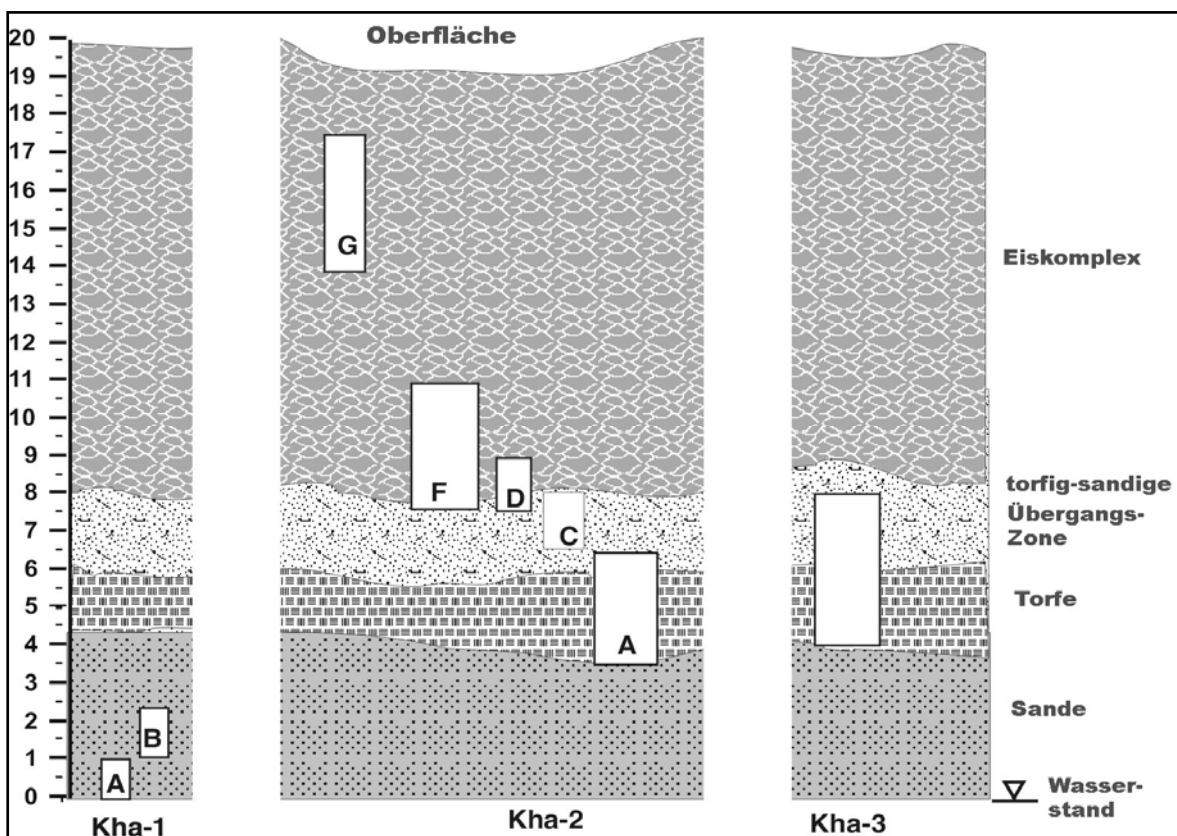


Abb. 5.-9.: Überblick der Profile auf Khardang (erstellt von: SCHIRMEISTER, 2006, verändert)

#### 5.3.1. DER AUFSCHLUSS KHA-1 (72,9500 °N; 124,2080 °O)

Die Sedimente am nordöstlichen Kliff der Insel Khardang konnten bei der Geländeansprache in vier unterschiedliche Horizonte untergliedert werden (siehe Abb. 5.-9.). Das Profil Kha-1 entstammte der untersten, sandigen Einheit, die dort ca. 5 m mächtig aufgeschlossen war. Vermutlich setzte sich der sandige Horizont in die Tiefe fort. Die Subprofile Kha-1A und Kha-1B wurden zusammenfassend betrachtet.

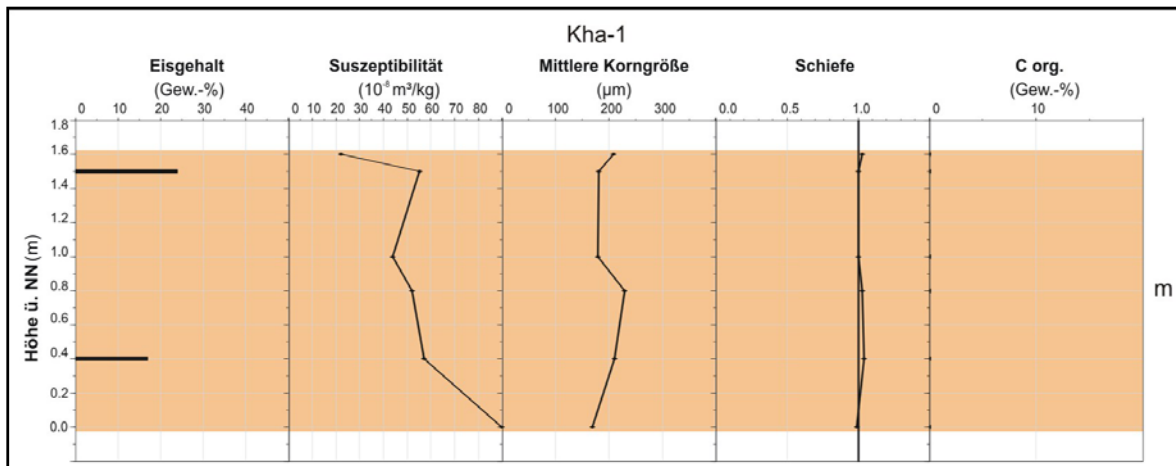


Abb. 5.-10.: zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Kha-1

Die Eisgehalte betragen 17 bis 24 Gew.-% und lagen damit eher im Bereich der typischen Eisgehalte der zweiten Terrasse. Die Werte der massenspezifische Suszeptibilität erreichten zwischen  $90 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  an der Basis und  $22 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  am Top. Die mittleren Korngrößen lagen zwischen 169 und 230  $\mu\text{m}$ . Von der Basis bis zu einer Höhe von 0,8 m ü.NN konnten die Sedimente als Fein- und Mittelsande mit mäßiger Sortierung klassifiziert werden. Bei den darüber liegenden Sedimenten handelte es sich um Fein- und Mittelsande mit guter Sortierung. Die Schiefen lagen bei 1. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff lagen mit Werten von 0,1 Gew.-% an der Grenze zur Nachweisbarkeit.

### 5.3.2. DER AUFSCHLUSS KHA-2 (72,9510 °N; 124,2220 °O)

Die Ergebnisse der einzelnen Subprofile des Schurfes Kha-2 sind in einer zusammenfassenden Grafik dargestellt (Abb. 5.-11.).

#### DAS SUBPROFIL KHA-2A

Das Profil Kha-2A wurde im Torfbodenhorizont oberhalb der sandigen Ablagerungen (Kha-1) angelegt. Der Torfhorizont, Abschnitt g, ist grau markiert (siehe Abb. 5.-9.).

Die Eisgehalte betragen zwischen 21 und 51 Gew.-%. Sie nahmen in Richtung Top des Subprofils zu. Die mittleren Körngrößen lagen zwischen 41 und 121  $\mu\text{m}$  bei stark schwankenden Suszeptibilitätswerten von 18 bis  $73 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Auch die Schiefen in dem torfigen Horizont unterlagen starken Schwankungen (0,5-1,1). Es handelte sich um sehr schlecht bis schlecht sortierte Schluffe und Feinsande an der Basis, die in Richtung Top in feinsandige bis stark feinsandige Schluffe mit sehr schlechten bis schlechten Sortierungen übergangen. In einer schluffigen Lage nahe dem Top wurde der höchste Gehalt an organischem Kohlenstoff (5,20 m ü.NN, 8,5 Gew.-%) ermittelt. Hier wurde auch



das weiteste C/N-Verhältnis von 40 errechnet. Der geringste  $C_{org.}$ -Wert von 0,4 Gew.-%, mit dem geringsten C/N-Verhältnis von 12 wurde bei 4,4 m ü.NN gemessen. Die restlichen C/N-Verhältnisse lagen zwischen 20 und 36 (Ausnahme bei 5,8 m ü.NN;  $C_{org.}$  = 1,4 Gew.-%; C/N = 13).

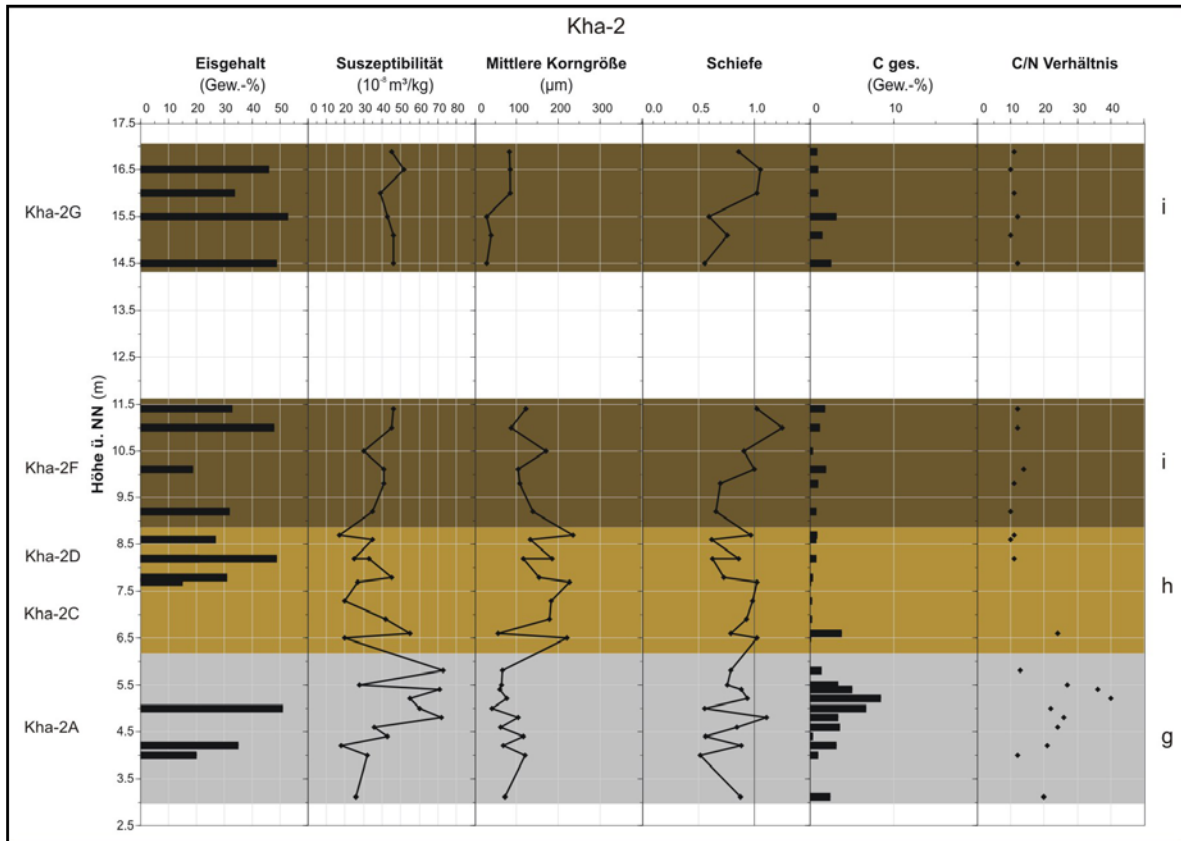


Abb. 5.-11.: zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Kha-2

### DIE SUBPROFILE KHA-2C UND KHA-2D

Die beiden Subprofile befanden sich in der torfig-sandigen Übergangszone h (hellbraun) zum Eiskomplex und werden deshalb gemeinsam betrachtet. Auch der unterste Teil des Subprofils Kha-2F lag in dieser Übergangszone. Dieses Profil wird aber im Anschluss gesondert behandelt.

Messungen der Eisgehalte wurden nur am Profil Kha-2D vorgenommen. Die Werte lagen zwischen 21 und 31 Gew.-%. Das Sediment bestand aus Mittel- und Feinsanden mit sehr schlechter bis guter Sortierung, die mittleren Korngrößen reichten von 133 bis 220  $\mu\text{m}$ . Die Schiefe variierte zwischen Werten von 0,6 bis 1. Die Suzeptibilität schwankte zwischen 20 und  $45 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . In den Sanden war viel feines organisches Material und Torfeinschlüsse enthalten. Es wurden  $C_{org.}$ -Werte von 0,1 bis 0,8 Gew.-% gemessen. Für einen größeren Torfeinschluss bei 6,60 m ü.NN (Kha-2-13) wurde ein  $C_{org.}$ -Wert von 3,8 Gew.-% bestimmt. Der enthaltene schlecht sortierte, stark feinsandige Schluff hatte eine

mittlere Korngröße von 56  $\mu\text{m}$  und eine massenspezifische Suszeptibilität von  $55 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Das C/N-Verhältnis betrug 24.

### **DAS SUBPROFIL KHA-2F**

Die untersten Proben des Profils entstammten der sandig-torfigen Übergangszone h. Die feinsandigen Mittelsande (Kha-2-19, 7,70 m ü.NN; Kha-2-21, 8,70 m ü.NN) und der feinsandige Schluff (Kha-2-20, 8,20 m ü.NN) hatten eine mäßige bzw. sehr schlechte Sortierung. Die mittleren Korngrößen lagen bei 227 und 234  $\mu\text{m}$  bzw. 117  $\mu\text{m}$ . Die  $C_{\text{org}}$ -Werte betragen 0,2, 0,8 und 0,9 Gew.-%. Der feinsandige Schluff hatte einen Eisgehalt von 49 Gew.-%. Der stark feinsandige Mittelsand bei 7,70 m ü.NN enthielt nur 15 Gew.-% Eis. Die Suszeptibilitäten lagen zwischen 17 und  $33 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Für die Proben Kha-2-20 und Kha-2-21 konnte ein C/N-Verhältnis von 11 bestimmt werden.

Ab einer Höhe von ca. 9,20 m ü.NN wechselte die sandig-torfige Übergangszone in Eiskomplexablagerungen (Abschnitt i, braun). Die dort anstehenden feinsandigen Schluffe waren sehr schlecht sortiert und wechselten nahe der Übergangszone mit Fein- und Mittelsanden sehr schlechter und mäßiger Sortierung und Schiefen von 0,9 und 0,7. Die mittlere Korngröße der Schluffe lag zwischen 86 und 122  $\mu\text{m}$  bei Schiefen von 0,7 bis 1,2. Die Eisgehalte betragen 19 bis 48 Gew.-%. Die Suszeptibilitäten erreichten Werte von 41 bis  $46 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . In den fein- und mittelsandigen Zwischenlagen wurden Werte von 30 bis  $35 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  gemessen.

In den organik-reichen Sedimenten wurden  $C_{\text{org}}$ -Werte von 0,4-2,0 Gew.-% ermittelt. Für fast alle Eiskomplexproben konnten C/N Verhältnisse bestimmt werden. Die Werte lagen bei 10-14.

### **DAS SUBPROFIL KHA-2G**

Der Profilabschnitt i, nahe der Hangkante des Kliffs, bestand aus sehr schlecht sortierten, feinsandigen bis stark feinsandigen Schluffen mit Schiefen von 0,6 bis 1. Besonders zwischen 14,5 bis 15,5 m ü.NN war das Sediment bei mittleren Korngrößen von 28-39  $\mu\text{m}$  sehr fein. Der Anteil an organischem Kohlenstoff betrug hier 2,6, 1,5 und 3,2 Gew.-%. Die Suszeptibilität lag bei Werten von 43 und  $46 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Das Sediment war mit 49 bis 53 Gew.-% sehr eisreich. Oberhalb der organik-reichen Feinschlufflage wurde das Sediment etwas gröber ( $M_e = 83-85 \mu\text{m}$ ). Für die vorwiegend stark feinsandigen Schluffe wurden Schiefen von 0,9 bis 1 berechnet. Die  $C_{\text{org}}$ -Gehalte gingen auf 0,9-0,1 Gew.-% zurück. Die massenspezifische Suszeptibilität betrug  $39-52 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Die Eisgehalte waren mit 34-46 Gew.-% etwas geringer als in den unterlagernden, feineren Sedimenten. Im gesamten Profil wurden enge C/N-Verhältnisse von 10 bis 12 ermittelt.

### 5.3.3. DER AUFSCHLUSS KHA-3 (72,94975 °N; 124, 21307 °O)

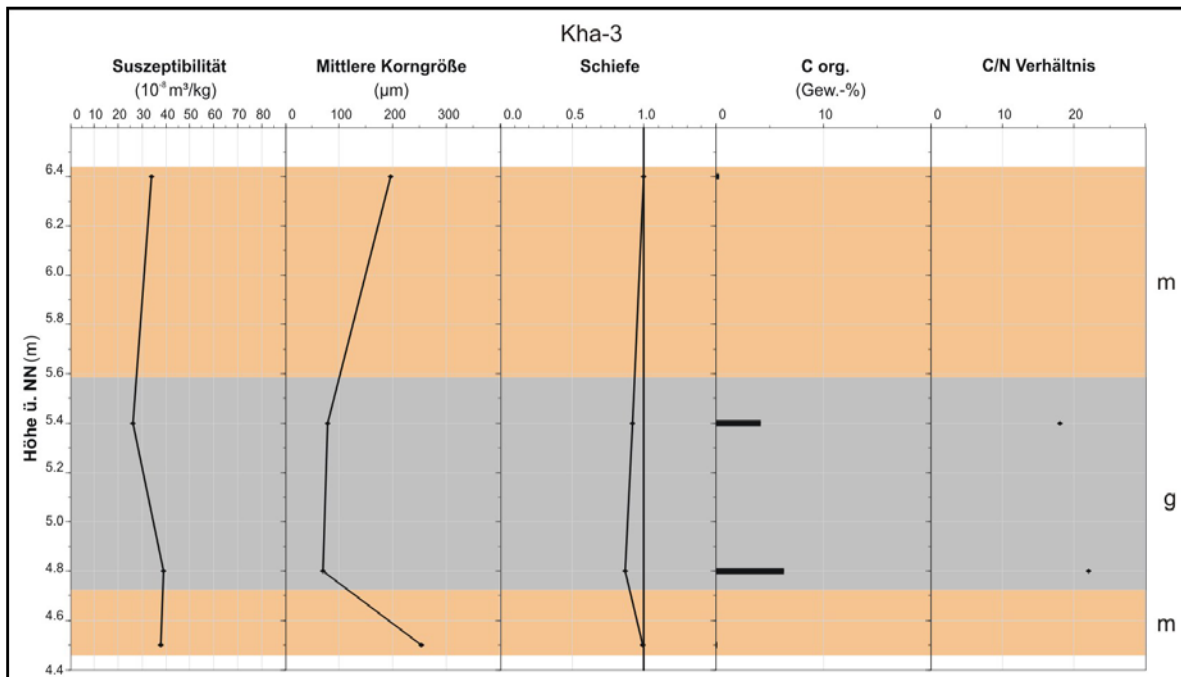


Abb. 5.-12.: zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen des Profils Kha-3

Im Schurf Kha-3 waren sowohl ein Teil des Torfbodenhorizontes g, als auch organik-arme Sande des Sedimenttyps m aufgeschlossen. Proben zur Bestimmung des Eisgehaltes wurden an diesem Schurf nicht entnommen.

Bei den Sanden handelte es sich um mäßig sortierte Fein- und Mittelsande mit Schiefen nahe 1. Nur für den feinsandigen Mittelsand bei 4,50 m ü.NN konnte ein sehr geringer  $C_{org.}$ -Wert von 0,2 Gew.-% ermittelt werden. Die Sedimenteigenschaften der Sande ( $Me = 252$  und  $197 \mu m$ ,  $38$  und  $34 \times 10^{-8} m^3/kg$ ) ähnelten denen im Profil Kha-1.

In dem Torfhorizont ( $C_{org.} = 5,4$  und  $3,7$  Gew.-%) war das enthaltene Sediment feiner ( $Me = 70$  und  $78 \mu m$ ). Für die sehr schlecht bis schlecht sortierten stark feinsandigen Schluffe wurden C/N-Verhältnisse von 22 und 18 errechnet.

### 5.3.4. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE ZU UNTERSUCHUNGEN AUF KHARDANG

In der Grafik (Abb. 5.-13.) sind die Ergebnisse der Schürfe Kha-1 und Kha-2 zusammenfassend dargestellt. Die Ergebnisse der Schurfes Kha-3 sind nicht enthalten, da es zu Überlagerungen mit dem Profil Kha-2 kommen würde. Die beprobten Sande des Profils Kha-3 haben allerdings ähnliche Charakteristika wie im Profil Kha-1 (Sedimenttyp m). Auch die Sedimenteigenschaften der untersuchten Torfe des Profils Kha-3 finden sich im Torfhorizont (g) Kha-2A wieder.

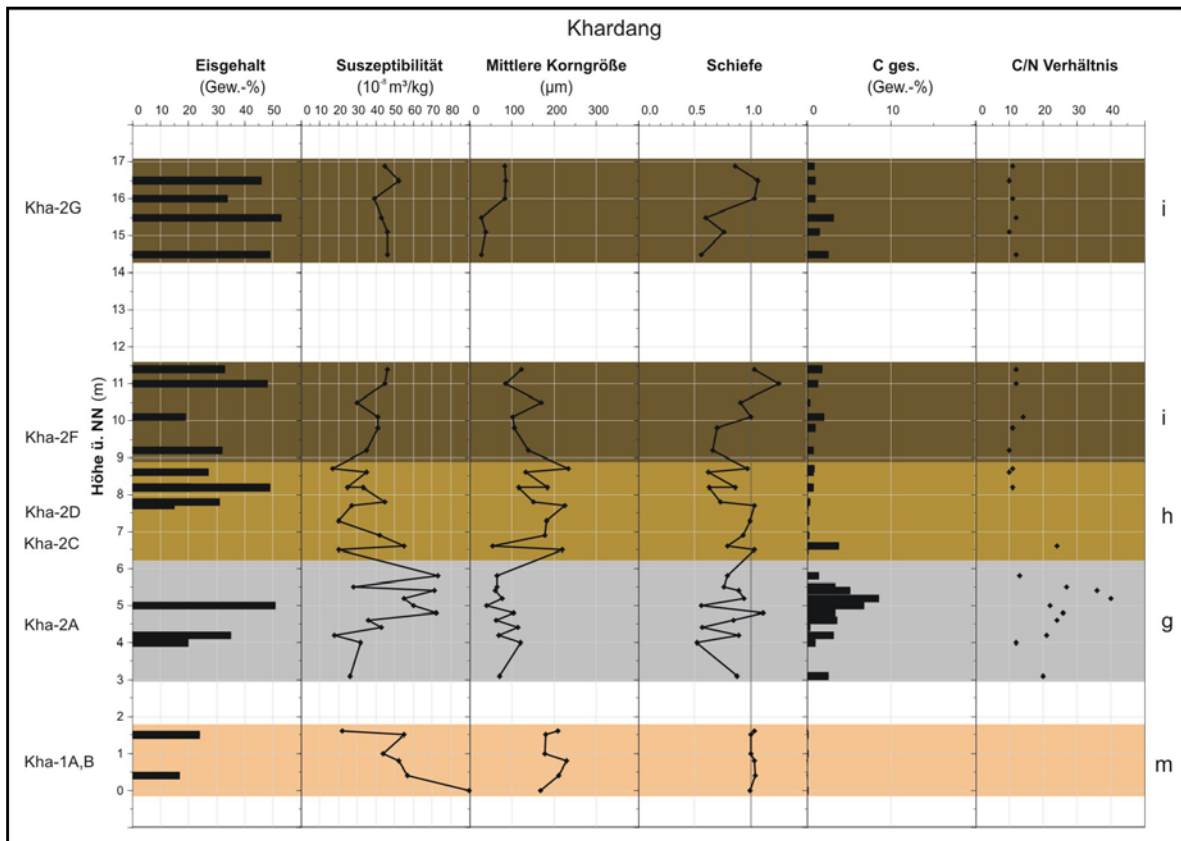


Abb. 5.-13.: zusammenfassende Darstellung von Ergebnissen der Profile auf Khardang

Die bereits bei der Geländeansprache dokumentierte Gliederung der Sedimente in vier verschiedene Horizonte spiegelte sich auch in den Ergebnissen der Laboranalysen wieder. Die Basis (Abschnitt m) bildeten organik-arme, mäßig bis gut sortierte Fein- und Mittelsande mit Eisgehalten die eher für Ablagerungen der zweiten Terrasse typisch waren.

Über den Sanden folgte ein eisreicher Torfhorizont (g) mit veränderten Sedimenteigenschaften. Die enthaltenen Schluffe hatten eine sehr schlechte bis schlechte Sortierung, bei stark schwankende Suszeptibilitäten.

Die organik-reiche, torfig-sandige Übergangszone h war sehr inhomogen aufgebaut. Eine Wechsellagerung aus Schluffen, Fein- und Mittelsanden mit sehr schlechter bis guter Sortierung, sowie schwankenden mittleren Korngrößen und Suszeptibilitäten charakterisierte die Sedimente. Das Sediment war stellenweise sehr eisreich.

Der im Schurf Kha-2 ca. 10 m mächtige Eiskomplex (Abschnitte i) bildete den Abschluss des Profils. Typisch für diesen Horizont waren die hohen Eisgehalte. Die organik-reichen, schluffigen Sedimente waren fast durchgängig sehr schlecht sortiert. Die überwiegend mittleren Suszeptibilitäten schwankten nicht so stark wie in den unterlagernden Sedimenten des Profils Kha-2.

Tab. 5.-3.: Sedimenttypen und ihre Charakteristika auf Khardang

Typ	<sup>14</sup> C-Datierung	Eigenschaften	Lokalität
m	keine Datierungen	organik-arme, überwiegend gut sortierte Fein- und Mittelsande; C <sub>org.</sub> ≤ 0,7 Gew.-%, mittlere bis hohe Suszeptibilitäten bis $90 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , C/N-Verhältnis 10 bis 12, Eisgehalte < 25 Gew.-%, Feldansprache: wechselgelagerte Sande, mit massiver Kryostruktur, teilweise kreuzgeschichtet	Kha-1, Kha-3
g	keine Datierungen	Torflage mit sehr schlecht bis schlecht sortierten Schluffen und Feinsanden, C <sub>org.</sub> ≤ 8,5 Gew.-%, stark schwankende, geringe und mittlere Suszeptibilitäten bis $70 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , C/N-Verhältnis 12 bis 40, Eisgehalte ≤ 50 Gew.-%, Feldansprache: gefrorener Moos-Torf-Horizont, vermutlich autochthone Entstehung, im unteren Teil laminierte Sande mit Torffragmenten	Kha-2
h	keine Datierungen	organik-reiche Mittel- und Feinsande mit sehr schlechter bis guter Sortierung; C <sub>org.</sub> ≤ 0,8 Gew.-%, schwankende, geringe und mittlere Suszeptibilitäten bis $55 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , C/N-Verhältnis 10 bis 11, Eisgehalte ≤ 30 Gew.-%, in den Sanden sind Torfeinschlüsse mit hohen C <sub>org.</sub> -Werten (bis 4 Gew.-%) und höheren Eisgehalten ≤ 50 Gew.-% enthalten, Feldansprache: verstellte, schräggeschichtete und strukturlose Sande, kryoturbierte Paläobodenhorizonte, kleine Eiskeile, Torfeinschlüsse	Kha-2
i	keine Datierungen	organik-reiche, schlecht sortierte, feinsandige bis stark feinsandige Schluffe; C <sub>org.</sub> ≤ 2 Gew.-%, geringe und mittlere Suszeptibilität bis $50 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , C/N-Verhältnis 10 bis 14, hohe Eisgehalte ≤ 50 Gew.-%, Feldansprache: Lagen aus feinem, organik-reichem Sediment mit Torfeinschlüssen und Bodenhorizonten, teilweise massive Kryostrukturen, sehr eisreiches Sediment	Kha-2

Mit Ausnahme der organik-armen Sande in den Profilen Kha-1 und Kha-3 (Sedimenttyp m), konnten in allen Horizonten C/N-Verhältnisse ermittelt werden.

Die überwiegend weiten C/N-Verhältnisse des Torfhorizontes von 20-40 sprechen für eine autochthone Entstehung. Mächtige Torfkörper sind typisch für kalte Tundrenregionen.

Durch Faktoren wie Frost, Staunässe und niedrige Temperaturen werden mikrobielle Abbauprozesse gehemmt. Kohlenstoffverbindungen werden nur sehr langsam abgebaut. Es wird wenig mineralischer Stickstoff relativ angereichert.

Enge Verhältnisse von 10 und 11 wurden in der torfig-sandigen Übergangszone (h) im Kontaktbereich mit dem Eiskomplex bestimmt. Ähnlich wie bei den Sanden der zweiten Terrasse sind die Substrateigenschaften (Wechselagerung aus Schluffen, Fein- und Mittelsanden) und die Feinheit des organischen Materials (kleine Pflanzen- und Wurzelreste) ausschlaggebend für die gute Zersetzung. Ein größerer Torfeinschluss nahe der Basis dieses Horizontes (C/N-Verhältnis = 24) war aufgrund der veränderten Relationen von Oberfläche zu Volumen schlechter zersetzt.

Die beprobten organik-reichen Eiskomplexablagerungen zeigten enge C/N-Verhältnisse von 10 bis 15. Die enthaltenen Paläobodensequenzen sprechen für Phasen der Sedimentationsruhe, in denen Bodenbildung und die damit verbundenen Prozesse, wie erhöhter mikrobieller Stoffumsatz und chemische Verwitterung möglich waren. Warum in den Substraten in dieser kalt-ariden Region solch enge C/N-Verhältnisse erreicht werden, kann hier nicht abschließend geklärt werden. Das feine Substrat mit schlechter Drainierung ist während der Tauphasen von Staunässe und damit anaerobe Bedingungen geprägt. Dies spiegelt sich auch in den hohen Eisgehalten wieder. Daher wären eher weite C/N-Verhältnisse zu vermuten.

Wie aus dem Anhang I ersichtlich ist, lagen die Gehalte an organischem Kohlenstoff und Gesamtkohlenstoff der beprobten Sedimente auf Khardang dicht beieinander. Es handelte sich also auch hier vorrangig um organischen Kohlenstoff der pflanzlichen Resten und deren Zersetzungsprodukten entstammte.

In der Tabelle 5.-6. sind alle ausgegliederten Sedimenttypen noch einmal zusammenfassend dargestellt.

**Tab. 5.-4.:** Zusammenfassung der Sedimenttypen und ihrer Charakteristika

Typ	<sup>14</sup> C-Datierung	Eigenschaften	Lokalität
a	spätpleistozän, älter als 52110 Jahre v.H.	organik-arme, schluffige bis feinsandige Mittelsande; C <sub>org.</sub> ≤ 0,2 Gew.-%, mittlere bis sehr hohen Suszeptibilitäten bis 576 × 10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> /kg, keine bestimmaren C/N-Verhältnisse, Eisgehalte < 25 Gew.-% Feldansprache: schwache Wechselagerung, schwarze, kohle-artige Einschlüsse	Tur-2, Insel Turakh Sise, zweite Terrasse

Tab. 5.-4.: Zusammenfassung der Sedimenttypen und ihrer Charakteristika (Fortsetzung)

Typ	<sup>14</sup> C-Datierung	Eigenschaften	Lokalität
b	spätpleistozän, > 52110 bis 46960 + 2580 / -1950 Jahre v.H.	organik-reiche, schluffige bis mittelsandige Feinsande mit überwiegend mäßiger Sortierung; $C_{org.} \leq 1,4$ Gew.-%, mittlere und hohe Suszeptibilitäten bis $150 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , C/N-Verhältnis 12-24, Eisgehalte < 25 Gew.-% Feldansprache: Wechsel von Fein- und Mittelsanden, teilweise Glimmerplättchen enthalten, Lagen mit Rostbänderung, viele Pflanzenreste u. Wurzeln von -4,55 bis -4,90 m ü.NN mit pedogenen Merkmalen	Tur-2, Insel Turakh Sise, zweite Terrasse
c	spätpleistozän, 52130 + 2770 / -2050 Jahre v.H.	organik-reiche, sehr schlecht bis mäßig sortierte schluffige Feinsande, feinsandige Schluffe und schluffige Mittelsande; $C_{org.} \leq 1,8$ Gew.-%, geringe Suszeptibilitätswerte bis $40 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , C/N-Verhältnis 16 bis 22, Eisgehalte < 25 Gew.-%, Feldansprache: schwache Wechsellagerung, organik- reiche Lagen mit Pflanzenresten	Tur-2, Insel Turakh Sise, zweite Terrasse
d	spätpleistozän bis frühholozän, 40020 + 2100 / -1660 Jahre v.H.	organik-arme Mittelsande mit überwiegend mäßiger, teilweise guter Sortierung; $C_{org.} \leq 0,2$ Gew.-%, geringe und mittlere Suszeptibilitäten bis $55 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , keine bestimmbar C/N-Verhältnisse, Eisgehalte < 25 Gew.-%, Feldansprache: Horizontal- und Schrägschichtung der Sedimente, stellenweise laminierte Bereiche mit siltigem Material	Tur-2 und Tur-1, Insel Turakh Sise, zweite Terrasse
e	spätpleistozän/ frühholozän, 10775 ± 45 Jahre v.H. (Tur-1), 3685 ± 25 Jahre v.H. u. 12355 ± 55 Jahre v.H. (Ebe-4)	organik-arme, gut sortierte, feinsandige Mittelsande; $C_{org.} \leq 0,2$ Gew.-%, sehr geringe Suszeptibilitäten bis $15 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , keine bestimmbar C/N-Verhältnisse, Eisgehalte < 25 Gew.-%, enthalten Torfeinschlüsse, $C_{org.} \leq 20$ Gew.-%, höhere Eisgehalte ≤ 50 Gew.-%, Feldansprache: organik-arme Sedimente mit Torfeinschlüssen, massive Kryostruktur, Netz aus steil stehenden Eisadern	Tur-2, Tur-1 und T021 Insel Turakh Sise, Ebe-4, Insel Ebe Basyn Sise, zweite Terrasse
f	keine Datierungen	organik-arme, überwiegend gut sortierte Fein- und Mittelsande; $C_{org.} \leq 0,3$ %, mittlere bis hohe Suszeptibilitäten bis $90 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , keine bestimmbar C/N-Verhältnisse, Eisgehalte < 25 Gew.-%, Feldansprache: geschichtete, organik-arme Fein- und Mittelsande, teilweise mit Rippelmarken	Ebe-2, Ebe- 3, Ebe-5 auf Insel Ebe Basyn Sise, zweite Terrasse, Kha-1 und Kha-3 auf Insel Khardang, dritte Terrasse

Tab. 5.-4.: Zusammenfassung der Sedimenttypen und ihrer Charakteristika (Fortsetzung)

Typ	<sup>14</sup> C-Datierung	Eigenschaften	Lokalität
g	keine Datierungen	Moos-Torf-Lage mit sehr schlecht bis schlecht sortierten Schluffen und Feinsanden, C <sub>org.</sub> ≤ 8,5 Gew.-%, stark schwankende, geringe und mittlere Suszeptibilitäten bis 70 × 10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> /kg, C/N-Verhältnis 12 bis 40, Eisgehalte ≤ 50 Gew.-%, Feldansprache: gefrorener Moos-Torf-Horizont, vermutlich autochthone Entstehung, im unteren Teil laminierte Sande mit Torffragmenten	Kha-2 auf Insel Khardang, dritte Terrasse
h	keine Datierungen	organik-reiche Mittel- und Feinsande mit sehr schlechter bis guter Sortierung; C <sub>org.</sub> ≤ 0,8 Gew.-%, schwankende, geringe und mittlere Suszeptibilitäten bis 55 × 10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> /kg, C/N-Verhältnis 10 bis 11, Eisgehalte ≤ 30 Gew.-%, Pflanzenreste, Astfragmente u. Torfeinschlüsse enthalten, Feldansprache: verstellte, schräggeschichtete und strukturlose Sande, kryoturbirte Paläobodenhorizonte, kleine Eiskeile, Torfeinschlüsse	Kha-2 auf Insel Khardang, dritte Terrasse
i	keine Datierungen	organik-reiche, schlecht sortierte, feinsandige bis stark feinsandige Schluffe; C <sub>org.</sub> ≤ 2 Gew.-%, geringe und mittlere Suszeptibilität bis 50 × 10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> /kg, C/N-Verhältnis 10 bis 14, hohe Eisgehalte ≤ 50 Gew.-%, Feldansprache: Lagen aus feinem, organik-reichem Sediment mit Torfeinschlüssen und Bodenhorizonten, massive Kryostrukturen	Kha-2 auf Insel Khardang, dritte Terrasse
m	keine Datierungen	organik-arme, überwiegend gut sortierte Fein- und Mittelsande; C <sub>org.</sub> ≤ 0,7 Gew.-%, mittlere bis hohe Suszeptibilitäten bis 90 × 10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> /kg, C/N-Verhältnis 10 bis 12, Eisgehalte < 25 Gew.-%, Feldansprache: wechselgelagerte Sande, mit massiver Kryostruktur, teilweise kreuzgeschichtet	Kha-1 und Kha-3 auf Insel Khardang, dritte Terrasse
k	subrezent, Tur-1; 695 ± 35 Jahre v.H., 310 + 25/- 20 Jahre v.H., subrezent, Ebe-4; 565 ± 30 Jahren v.H.	Auftauzone (active layer): bestehend aus jungen Sedimenten, entlang der Delta-Kanäle Mischung aus fluviatilen und äolischem Sediment, auf den Oberflächen der Terrassen vorwiegend äolische Sedimente, enthalten Bodensequenzen (auch Paläo-Bodensequenzen)	alle untersuchten Lokalitäten der zweiten u. dritten Terrasse



### 5.4. Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN

Am für diese Arbeit untersuchten Probenmaterial wurde eine Sedimentklassifizierung nach FRIEDMAN (1961, 1962) durchgeführt, um weitere Hinweise auf die Genese und die Ablagerungsbedingungen der Sedimente zu bekommen (siehe Kap. 4.3.2.). Hierfür wurden die Variablen 1., 2. und 3. Moment nach MARSAL (1976) benutzt. Die Standardabweichung (2. Moment) und das arithmetische Mittel (1. Moment) sind in  $\Phi$ -Graden angegeben.

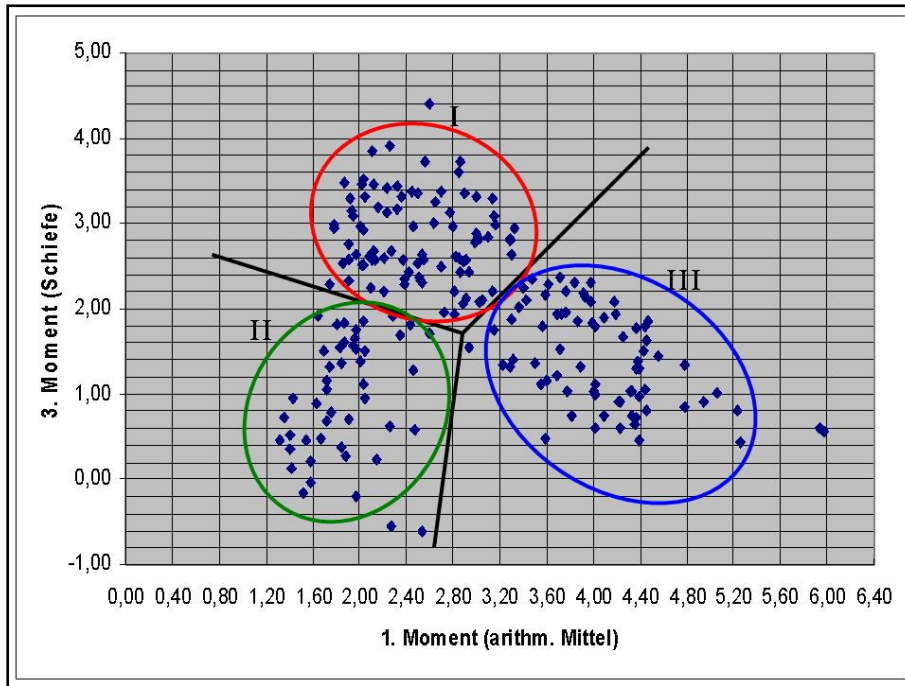


Abb. 5.-14.: Klassifizierung nach FRIEDMAN 2. & 3. Moment

Gruppe I: mS,fs & mS,fs<sup>-</sup> mit mäßiger bis guter Sortierung

Gruppe II: mS,fs & mS,fs<sup>-</sup> mit guter Sortierung

Gruppe III: fS,ms; fS,u; U,fs & U,fs<sup>-</sup> mit überwiegend schlechter Sortierung

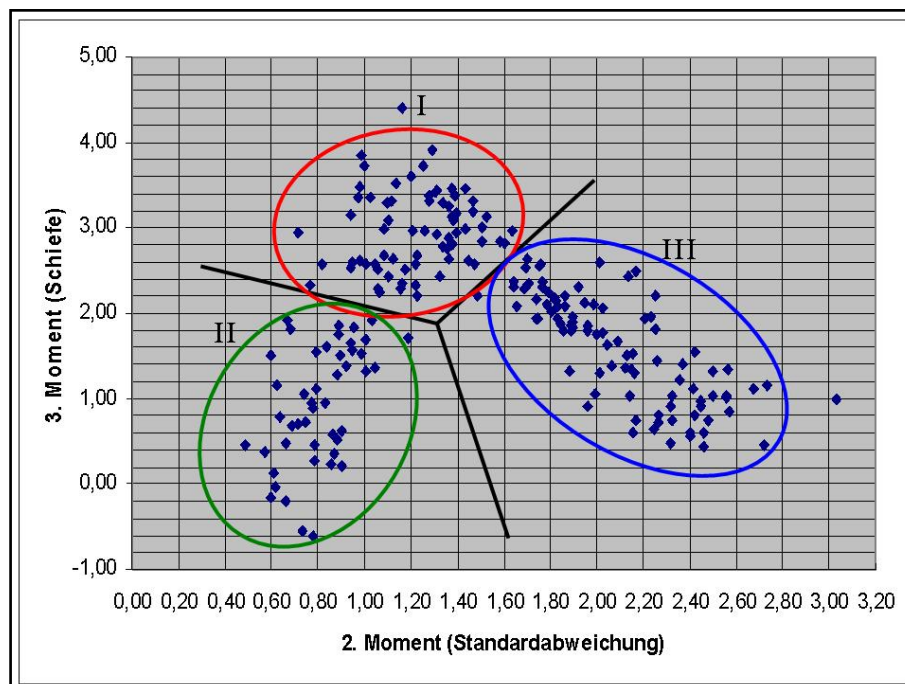


Abb. 5.-15.: Klassifizierung nach FRIEDMAN 2. & 3. Moment

In den Diagrammen sind die Werte von 227 Proben enthalten. Die Werte der Schiefe, Standardabweichung und des arithmetischen Mittels wurden mittels Sedi-Vision 2.0 (Software für Korngrößenanalysen) bestimmt.

Nach der Methode von FRIEDMAN ließen sich die hier untersuchten Proben als Fluss- bzw. Dünenande klassifizieren (vgl. Abb.4.-18.). Wie bereits erwähnt, ist die Abgrenzung von äolischem und fluviatitem Sediment nach dieser Methode schwierig, da diese beiden Sedimenttypen sich in ihren Eigenschaften sehr ähneln. Deshalb wurde versucht die Sedimenteigenschaften durch Bildung von Untergruppen besser zu definieren. Die Grenzen wurden visuell anhand der Punktwolken festgelegt.

Wie aus den Grafiken zu erkennen ist, wurden jeweils drei Gruppen gebildet (I, II, III), die im Wesentlichen in beiden Grafiken die gleichen Sedimentproben voneinander trennten bzw. den gleichen Gruppen zuordneten.

Im Anhang II findet sich die graphische Darstellung zur Gruppenbildung. Für die Gruppen I-III wurden die bereits in Abb. 5.-14. & 5.-15. benutzten Farben gewählt.

Bei der in rot umrandeten Gruppe I handelte es sich um mäßig bis gut sortierte feinsandige und stark feinsandige Mittelsande, sowie mittelsandige und stark mittelsandige Feinsande. Sie sind überwiegend organik-arm ( $C_{org.} \leq 0,8$  Gew.-%). Die Suszeptibilitäten schwanken in einem weiten Bereich zwischen niedrigen, mittleren und hohen Werten. Bis auf wenige Proben an der Basis der Bohrung Tur-2 wurden Suszeptibilitäten von  $160 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  in dieser Gruppe nicht überschritten.

Ein Wechsel von mäßiger und guter Sortierung kommt im Unterlauf von Flüssen mit jahreszeitlich stark schwankendem Wasserangebot vor (FÜCHTBAUER, 1988). Je nach Transportenergie bilden sich Lagen mit feinem bzw. gröberem Sediment (v. ENGELHARDT, 1973).

Die grün eingerahmte Gruppe II beinhaltete gut sortierte, feinsandige und stark feinsandige Mittelsande, die in Ausnahmefällen auch mäßig und sehr gut sortiert waren. Der Gehalt an Organik war bei bis zu 0,2 %  $C_{org.}$  sehr gering oder lag unter den Nachweisgrenze. Nur in wenigen Proben wurde eine mittlere massenspezifische Suszeptibilität von  $60 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  überschritten.

Äolisch verfrachtetes Sediment in ariden Gebieten ist meist gut sortiert, allerdings besteht es aus feinerem Sediment ( $\leq$  Feinsand). Aber auch im Unterlauf von Flüssen finden sich gut sortierte Sedimente (FÜCHTBAUER, 1988).

Die blau markierte Gruppe III bestand aus schluffigen und mittelsandigen Feinsanden bzw. feinsandigen bis stark feinsandigen Schluffen, deren Sortierung von sehr schlecht

bis mäßig reichte. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff lagen zum Großteil zwischen 1-10 %. Bei vielen Proben dieser Gruppe lag der Stickstoffgehalt oberhalb der Nachweisgrenze, so dass oft C/N-Verhältnisse bestimmt werden konnten. Die Suszeptibilität schwankte zwischen sehr geringen bis hohen Werten von  $10-140 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

Das Zusammenspiel verschiedener Transportmechanismen führt oft zu einem inhomogenen Sedimentaufbau. Schlecht sortiertes Sediment findet man beispielsweise in Gebirgsschwemmfächern („mud flows“, „debris flows“) (FÜCHTBAUER, 1988). Feines Sediment mit schlechter Sortierung ist typisch für die polygenetisch entstandenen Sedimente des Eiskomplexes (SCHIRRMEISTER et al, 2003).

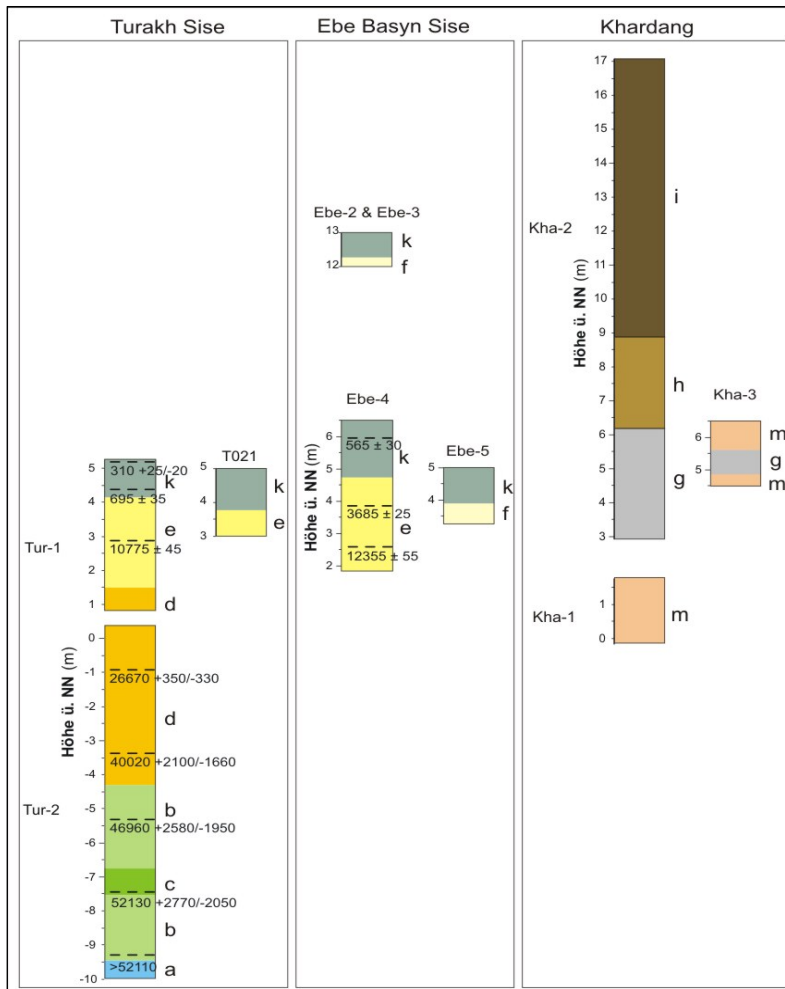
## 6. Interpretation und Diskussion

Die Interpretation und Diskussion der vorliegenden Ergebnisse stützt sich unter anderem auf die in Abbildung 6.-1. dargestellte Paläoumweltrekonstruktion. Die Zusammenstellung basiert auf den Ergebnissen unterschiedlichster Untersuchungen der letzten Jahre. Eine wesentliche Grundlage der Rekonstruktion bilden die Ergebnisse von SCHIRRMEISTER et al. (2003). Diesen Annahmen liegen Untersuchungen im südwestlichen und südlichen Lena-Delta zugrunde.

Zeitskala	Umweltbedingungen	Meeresspiegel
spätes Holozän 5000-0 Jahre v.H.	rezente Umweltbedingungen arktische Polygontundra kaltes, trockenes Klima	heutiges Niveau
frühes Holozän 10000-5000 Jahre v.H.	Birken-Erlen-Zwergstrauch Tundra hydromorphe Böden Thermokarstdepressionen feuchtes, wärmeres Klima	ca. 60 m tiefer, Anstieg auf heutiges Niveau
obereres Weichsel-Stadial 33000-10000 Jahre v.H.	karge Steppenv egetation weite Flachlandbereiche nördlich des Chekanovsky-Gebirges kaltes, trockenes Klima	ca. 60-70 m tiefer als rezentes Niveau
mittleres Weichsel-Interstadial 50000-33000 Jahre v.H.	Tundra-Steppe (Gras, Sträucher) weite Flachlandbereiche nördlich des Chekanovsky-Gebirges feuchtes, wärmeres Klima	ca. 60 m tiefer als rezentes Niveau
unteres Weichsel-Stadial 100000-50000 Jahre v.H.	spärliche Gras-Seggen-V egetation weite Flachlandbereiche nördlich des Chekanovsky-Gebirges kaltes, trockenes Klima	ca. 70-80 m tiefer als rezentes Niveau

**Abb. 6.-1.:** Rekonstruktion der Paläoumweltbedingungen für das Gebiet des heutigen Lena-Deltas, mittleres Pleistozän bis spätes Holozän  
(Zusammenstellung aus: BAUCH et al., 2001, SCHWAMBORN et al., 2002, SCHIRRMEISTER et al., 2003, HUBBERTEN et al., 2004., KIENAST et al., 2005)

Die Abbildung 6.-2. resultiert aus den Ergebnissen der Felduntersuchungen und Laboranalysen, wie in den Kapiteln 3. und 5. dargestellt. Es ließen sich mehrere Horizonte mit unterschiedlicher Sedimentfazies ausgliedern, deren Genese im Folgenden interpretiert und diskutiert werden soll. Eine genauere Beschreibung der einzelnen Analyseergebnisse und Sedimenttypen wurde bereits im Kapitel 5. vorgenommen. Die Faziesbeschreibungen der einzelnen Profile finden sich im Kapitel 4.. Für die Profile T021, Ebe-2 und Ebe-3 konnten nachträglich die Höhen ü.NN aus einem digitalen Geländemodell (ULRICH, 2006) ermittelt werden.



**Abb. 6.-2.:**  
zusammenfassende  
Darstellung der  
Sedimentanalysen

### 6.1. Die Sedimente der zweiten Terrasse

Laut den vorliegenden Datierungen haben die untersten beprobten Sedimente auf der Insel Turakh Sise ein Alter von mehr als 50000 Jahren v.H.. Während dieser Zeit lag der Meeresspiegel in der Laptevsee-Region ca. 60 m tiefer als heute. Die Küstenlinie der Laptevsee befand sich mehr als 150 km weiter nördlich, so dass sich im Vorland des Chekanovsky-Gebirges ein ausgedehnter Tieflandsbereich erstreckte (BAUCH et al., 2001). Dieses flache Gebirgsvorland wurde seit dem späten Pleistozän bereits von der Lena durchflossen (LUNGERSGAUZEN, 1961).

Alle untersuchten Sedimente wurden unter kontinuierlichen Permafrostbedingungen akkumuliert, die seit mindestens 400000 Jahren in Nord-Ost-Sibirien andauern (ROMANOVSKII & HUBBERTEN, 2001). Frostprozesse und die damit einhergehende Kryoturbation haben typische Akkumulations-Strukturen der Sedimente überprägt und verändert.

Die im Profil Tur-2 (Abb. 6.-2.) erbohrten Sedimente werden als Ablagerungen eines flachen, verflochtenen Flusssystems der Paläo-Lena interpretiert.

Bei den Ablagerungen an der Basis der Bohrung Tur-2 (Bereich a) handelt es sich um überwiegend gut sortierte Sedimente, wie sie im Unterlauf von Flüssen vorkommen. Die schwach geschichteten, organik-armen Mittelsande sind durch sehr hohe Suszeptibilitäten gekennzeichnet. In den Sanden sind auch kleinere holzkohle-artige Reste enthalten. Die wechselnden mittleren Korngrößen zwischen den einzelnen Lagen weisen auf Veränderungen der durchschnittlichen kinetischen Energie des Ablagerungsmediums hin (FÜCHTBAUER, 1988). Auch in heutiger Zeit schwankt der Abfluss der Lena im Jahresverlauf sehr stark. Sehr hohe Abflussraten werden während der Schneeschmelze im Frühjahr erreicht. Im überwiegenden Teil des Jahres sind der Abfluss und damit auch die Transportenergie eher gering (siehe Kap. 3.1.).

Die Sedimente der Abschnitte b und c weisen auf eine sukzessive Verlandung hin, wie sie beispielsweise bei Flussbettverlagerung oder Sandbank-Bildung auftritt. Der Abschnitt b zwischen -9,50 und -7,50 m ü.NN repräsentiert die Sedimentfazies einer Flachwasserzone bei abnehmender Energie des Transportmediums. Die massenspezifische Suszeptibilität schwankt hier stark zwischen mittleren und hohen Werten. Die teilweise strukturlosen, aber auch schwach wechselgelagerten Feinsande gehen mit zunehmender Höhe im Abschnitt c in eine Wechsellagerung aus Feinsanden und Schluffen über.

Die Suszeptibilität der feineren sehr schlecht bis schlecht sortierten Sedimente im Abschnitt c ist gering. Es sind viele organische Bestandteile in Form von kleinen Wurzeln, Astfragmenten und anderen Pflanzenresten enthalten. Die Wurzeln deuten auf autochthone Vegetation hin. Astfragmente und feine Organik können auch während periodischer Überflutungen der Ufer- bzw. Sandbank-Bereiche eingetragen worden sein. Im Gegensatz zu den unterlagernden Sedimenten enthalten die Ablagerungen Eisenoxid-Flecken. Diese weisen auf Verlandung bzw. wechselnde Wasserstände während bzw. nach der Sedimentation hin.

In den Überflutungsbereichen kommt es durch die plötzliche Verringerung von Tiefe und Gefälle zu einer bedeutenden Herabsetzung der Transportkraft. Das von den Flutwässern transportierte Material, vor allem die feine Schwebfracht, wird mit einem Mal akkumuliert, woraus die extrem schlechte Sortierung dieser Sedimente resultiert (V. ENGELHARDT, 1973).

Der Abschnitt b von -4,40 bis -6,70 m ü.NN besteht aus schluffigen bis mittelsandigen Feinsanden mit mäßiger Sortierung. Auch hier ist viel organisches Material in Form von Pflanzen- und Astfragmenten ( $\varnothing \leq 2$  mm) enthalten. Die Sande sind zum Teil schwach geschichtet und enthalten zahlreiche bräunlich gefärbte, oxidierte Stellen. Die Suszeptibilität steigt auf hohe Werte ( $100-150 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) an. Bei -5,00 bis -4,40 m ü.NN handelt es sich möglicherweise um einen Auenhorizont, der nur noch während Hochwasserereignissen überflutet wurde. Die Ablagerungen zeigen Merkmale von

Bodenbildung. Das Sediment ist sehr organik-reich. Es sind verbraunte Lagen und Eisenoxidbänderungen enthalten.

Ab einer Höhe von ca. -4,40 m ü.NN verändern sich die Sedimenteigenschaften schlagartig. Das Sediment wird gröber, die Suszeptibilitäten fallen auf geringe und mittlere Werte. Die mäßig bis gut sortierten Mittelsande (Abschnitt d) enthalten wesentlich weniger Organik als die unterlagernden Sande. Stellenweise sind feine Laminierungen aus siltigem Sediment und Mittelsanden enthalten. Auslöser für diesen abrupten Fazieswechsel könnten tektonische Ereignisse und/oder klimatische Veränderungen sein, die zu Flussbettverlagerungen und raschen Flutungen von Sandbank- bzw. Uferbereichen führten. Das heutige Lena-Delta befindet sich in einer seismisch sehr aktiven Zone. Viele Autoren betonen den tektonischen Einfluss bei der Genese der Sedimente (siehe Kap. 3.6.1.).

Die organik-reichen unteren Ablagerungen der Bohrung Tur-2 bildeten sich unter günstigeren arktischen Vegetationsbedingungen (relativ feuchtes, wärmeres Klima). Ab ca. 33000 Jahren v.H. wurde das Klima trockener und kälter (siehe Abb. 6.-1.).

SCHIRRMEISTER et al. (2003) untersuchten die Ablagerungen der dritten Terrasse entlang des Olenyokskaya- und des Arynskaya-Kanals im südwestlichen und südlichen Delta (Abb. 6.3., Punkte 1-4).

Die den Eiskomplex unterlagernden Sande weisen ähnliche Charakteristika wie die in Tur-2 erbohrten Sedimentabfolgen auf. Exemplarisch wird das Untersuchungsgebiet am südwestlichen Ufer der Insel Ebe Basyn Sise (Abb. 6.-3., Punkt 4) mit den vorliegenden Ergebnissen dieser Arbeit verglichen.

Das am Olyenokskaya Kanal befindliche Profil ist in Abb. 6.-4. dargestellt. Die sandigen Ablagerungen waren 10 bis 20 m mächtig. Die Eisgehalte betragen zwischen 20 und 37 Gew.-%.

Der unterste Horizont der Sande am Olenyokskaya Kanal ähnelt den Abschnitten b und c der Bohrung Tur-2. Er bestand aus einer feinen Wechsellagerung (1-3 mm) von Fein- und Mittelsanden, mit einem hohen Anteil an Organik (Pflanzenreste, Wurzeln etc.). In den Sedimenten wurden mittlere bis hohe Suszeptibilitäten ( $70-100 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) gemessen. Mit zunehmender Höhe wechselte die Fazies zu siltigen Sanden mit Zwischenlagen aus Mittelsand und Feinkies. Teilweise waren Rippelmarken erkennbar. Der Anteil an Organik nahm stark ab. Vereinzelt waren Horizonte mit Wurzeln und Strauchresten enthalten. Die Suszeptibilität lag dort ebenfalls bei mittleren bis hohen Werten ( $50-100 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). Für diese Sedimente wurden spätpleistozäne Radiokarbonalter von  $53030 \pm 3880$  bis  $2600$  bis  $> 54000$  Jahre v.H. ermittelt.

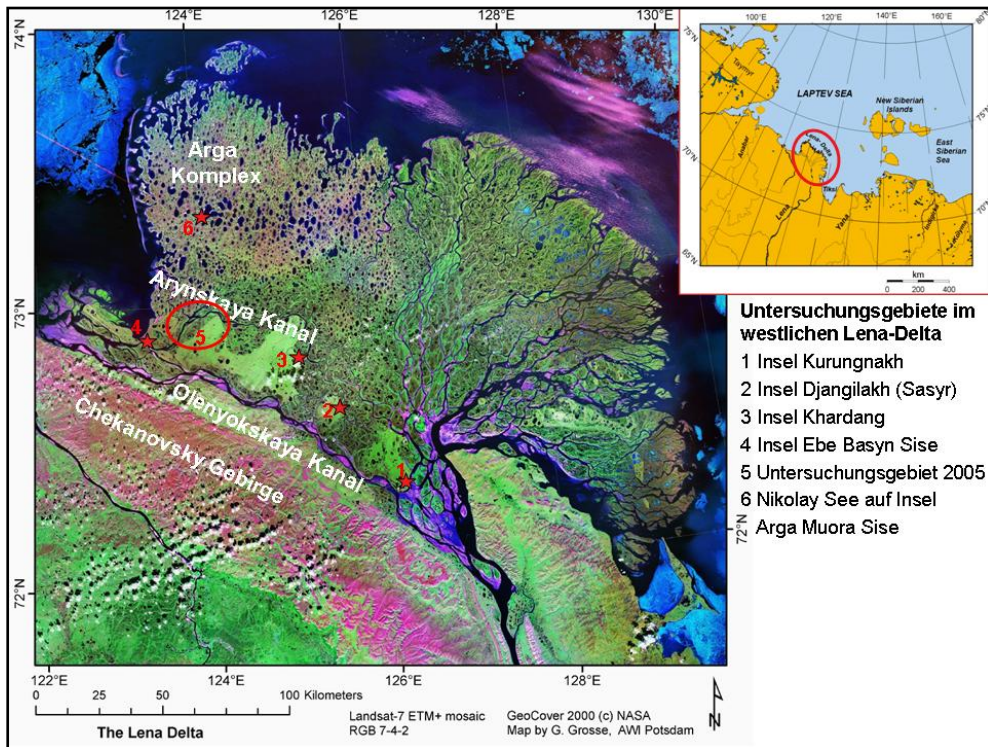
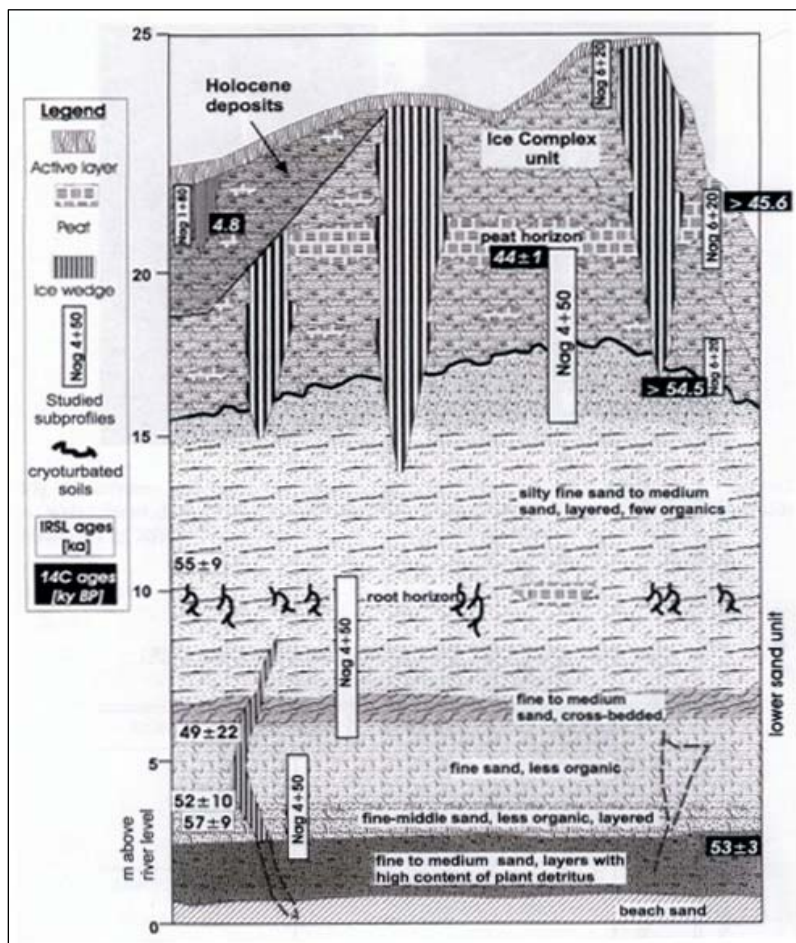


Abb. 6.-3.: Untersuchungsgebiete im westlichen Lenadelta (erstellt von: SCHIRRMEISTER, 2006, verändert)





SCHIRRMEISTER et al. (2003) interpretierte die sandigen Abfolgen als fluviatile Sedimente der Paläo-Lena, welche sich unter Flachwasserbedingungen in einem weit verzweigten Flusssystem ablagerten.

Die Sedimente des Eiskomplexes überlagerten mit einer scharfen Faziesgrenze die unteren sandigen Abfolgen. An der Faziesgrenze befand sich ein 0,5 bis 1 m mächtiger Paläobodenhorizont. Die Sande waren im obersten Bereich von dem Paläoboden überprägt. Als Ursache für den abrupten Wechsel wurden tektonische und/oder klimatische Veränderungen vermutet, die eine starke Umstellung des hydrologischen Regimes verursachten. Der Paläobodenhorizont wurden auf ein Radiokarbonalter von  $44220 \pm 1000$  - 890 Jahre v.H. datiert. Die ältesten Eiskomplexablagerungen hatten ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $42930 \pm 3100$  - 2230 Jahren v.H..

Eine abrupte Veränderung der Sedimenteigenschaften ist auch zwischen den Abschnitten b und d im Profil Tur-2 zu beobachten. Anhand der vorliegenden Radiokarbonalter (siehe Abb. 6.-2.) lässt sich dieses Ereignis in den gleichen spätpleistozänen Zeitraum datieren. Möglicherweise handelte es sich in beiden Fällen um Faziesveränderungen die auf dasselbe Ereignis zurückzuführen sind.

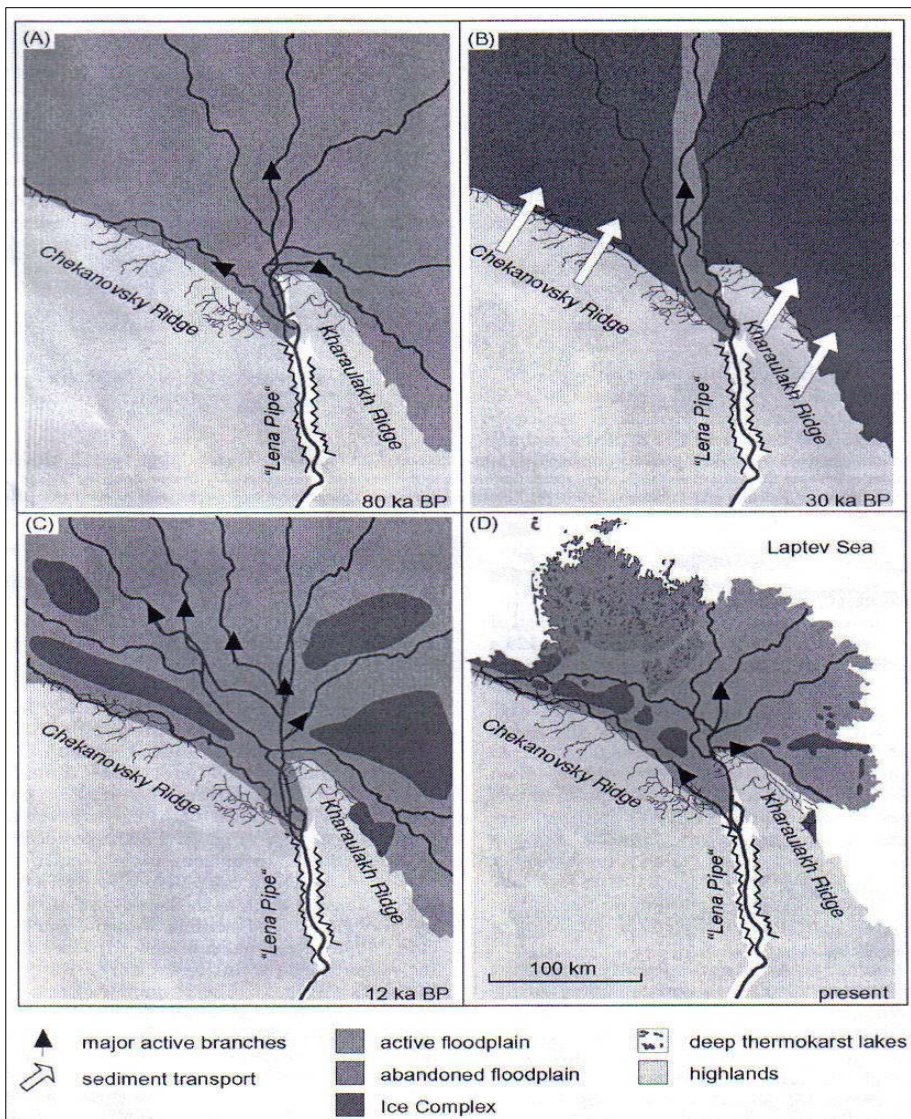
Vorstellbar wäre demnach eine Hebung des Bereiches der heutigen dritten Terrasse bzw. eine Absenkung der nördlich gelegenen Zone der heutigen zweiten Terrasse. Bedeutende tektonische Aktivitäten traten bis ins späte Pleistozän auch in den südlich und südöstlich des heutigen Deltas gelegenen Gebirgszügen auf (ROMANOVSKII, 1978).

Der im Süd-West-Delta gelegene Olenyokskaya Kanal verläuft entlang der Lena-Tamyr-Verwerfung (vgl. Abb. 3.-10. & 6.-3.). Diese Störungszone wird mit der Hebung des kontinentalen Bereiches (südlich der Verwerfung) bzw. mit der relativen Absenkung der vorgelagerten Flachlandbereiche während des Pleistozäns in Verbindung gebracht (MIKULENKO & TIMIRSIRSHIN, 1996, in SCHWAMBORN et al., 2002).

GALABALA (1987) fertigte zu seinen Untersuchungen des westlichen Lena-Deltas das Profil Abb. 3.-12. an. Es zeigt einen Schnitt von der Insel Khardang (dritte Terrasse) im Süden bis zur Insel Arga Muora Sise (zweite Terrasse) im Norden. Nach den Interpretationen GALABALAS verläuft der Arynskaya Kanal ebenfalls entlang einer Ost-West streichenden Störungszone. Die Scholle südlich des Kanals (Insel Khardang) wurde relativ gehoben, während sich die Scholle nördlich der Störung dazu relativ absenkte. GALABALA stuft diese tektonischen Aktivitäten als präholozän ein. Diese Annahme stützen auch die Untersuchungsergebnisse der Inseln Ebe Basyn Sise und Turakh Sise. Der Sedimenthorizont e ist zu beiden Seiten des Arynskaya Kanals im gleichen Höhenniveau ausgeprägt (Abb. 6.-2.) und wurde auf ein spätpleistozänes bis holozänes Alter datiert. Wenn die Störung auch dort entlang des Arynskaya Kanals verläuft, ist der Versatz als präholozän einzustufen.

Die Bereiche der heutigen dritten Terrasse wurden ab ca. 43000 Jahren v.H. von der Lena nicht mehr erreicht. Dies belegen Datierung der ältesten Eiskomplexablagerungen und eine deutlich andere Schwermineralsignatur dieser Abfolge (vgl. SCHWAMBORN et al., 2002, SCHIRRMAYER et al., 2003).

Der Eiskomplex konnte nur während einer Inaktivität der Paläo-Lena entstehen. Anderenfalls wären die feinen Sedimente von der Lena erodiert worden (SCHWAMBORN et al., 2002). SCHWAMBORN et al. (2002) gehen weiterhin davon aus, dass tektonische Aktivitäten im späten Pleistozän zu einer nördlich gerichteten Flussbettverlagerung der Lena führten und große Teile des flachen Vorgebirgslandes von Eiskomplexablagerungen bedeckt waren (Abb. 6.-5.).

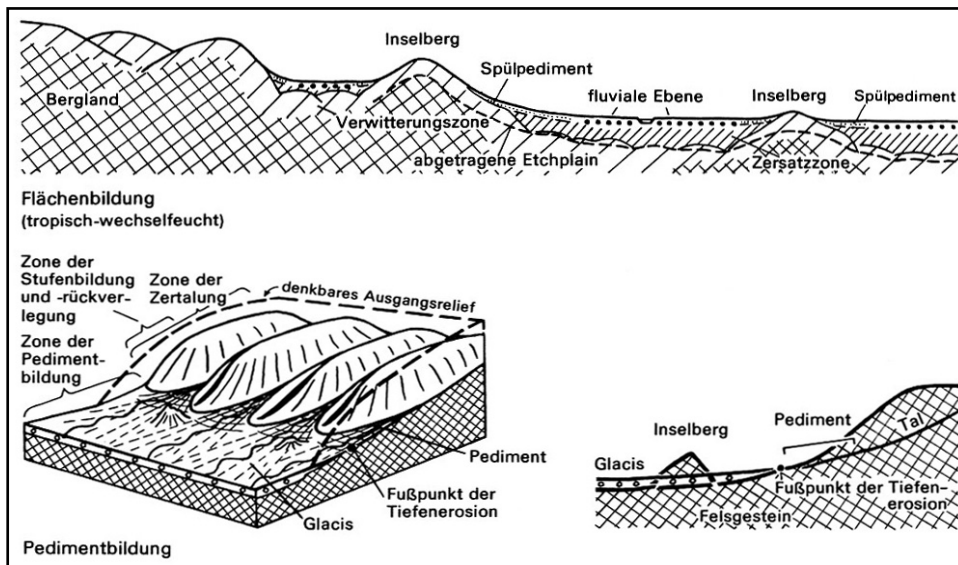


**Abb. 6.-5.:**  
spätquartäre  
Entwicklung des  
Lena-Deltas  
(aus SCHWAMBORN et  
al., 2002)

- (A) exponierter  
Laptevsechiff  
mit hydrolog-  
ischem Regime
- (B) Phase der  
Eiskomplex-  
Ablagerung aus  
den nördlichen  
Hochländern,  
Flussaktivität  
nur noch in  
nördlicher  
Richtung
- (C) Akkumulation  
der  
Arga-Sande
- (D) rezentes Delta

Die Datierungen im Abschnitt d der Bohrung Tur-2 (Abb. 6.-2.) belegen allerdings, dass die Lena während des späten Pleistozäns auch im Gebiet des heutigen westlichen Deltas kontinuierlich ihre Sedimente akkumulierte. Die Ausdehnung der Eiskomplexablagerungen muss in etwa auf die heutige Fläche der dritten Terrasse

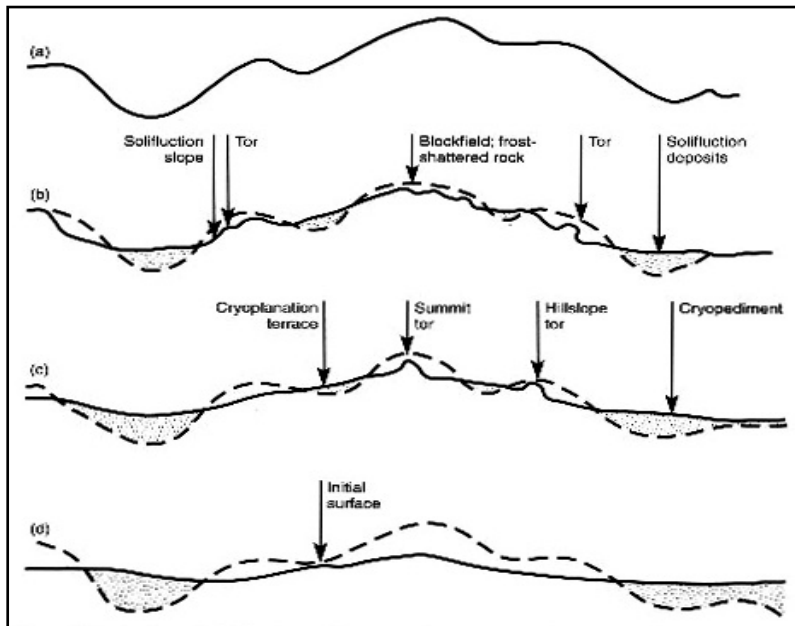
reduziert gewesen sein. Die Zone der Eiskomplexformation entspräche demnach einer Pedimentfläche (Kryopedimentfläche) am Fuße des Chekanovsky-Gebirges (Abb. 6.-6.).



**Abb. 6.-6.:**  
Entstehung von  
Pediment-, bzw.  
Kryoplanations-  
flächen  
(aus HENDL &  
LIEDTKE, 1997)

Pedimentflächenbildung kommt sowohl unter semiariden, tropischen Bedingungen, als auch in der ariden periglazialen Zone vor (FRENCH, 1996). In der subarktisch-kalten Frostwechselzone bilden sich am Fuß von Gebirgen pedimentartige Kryoplanationsflächen (HENDL & LIEDTKE, 1997). Als Kryoplanation wird die Flächenbildung unter dem Einfluss periglazialer Prozesse bezeichnet (EHLERS, 1994). Durch frostwechselbeeinflusste Gravitationsprozesse, Nivation und starken fluvialen Transport während der Tauphasen werden die Verwitterungsprodukte (vornehmlich aus Frostverwitterung) hangabwärts transportiert (HENDL & LIEDTKE, 1997; EHLERS, 1994). Dadurch kommt es zur Aufschüttung seitenerosiv erweiterter, breiter Zwischentalflächen. Im Ober- und Mittellauf von Gebirgsflüssen herrscht, aufgrund der intensiven Frostverwitterung und der stoßweisen, extremen Wasserführung in Tauphasen, eine starke rückschreitende Erosion, die zu beträchtlichen Taleintiefungen führt (HENDL & LIEDTKE, 1997). In den Gipfelregionen entstehen durch fortschreitende Kryoplanation Tore und abgestufte Verebnungsflächen (Abb. 6.-7.), auf denen kaum noch Materialtransport stattfindet. Man spricht hier von Kryoplanationsterrassen (DEMEK, 1969; FRENCH, 1996). In den aufgeschütteten Zwischentalbereichen entstehen, ebenfalls durch Kryoplanation, schwach geneigte Bereiche die als Pedimentflächen bzw. Kryopedimentflächen bezeichnet werden (PELTIER, 1950; in FRENCH, 1996). Solifluktion und Spülabtragung verlagern feineres Material während der folgenden Tauphasen weiter hangabwärts. Am Fuß der Gebirge wachsen die Kryopedimentströme einzelner Täler zu großen Flächen, den sogenannten Glacis (siehe Abb. 6.-6.), zusammen (HENDL & LIEDTKE, 1997). Mit zunehmender Entfernung vom Gebirge wird das Material aufgrund des Verwitterungsgrades, der sich verringenden Reliefenergie bzw. der nachlassenden Transportkraft immer feiner (FÜCHTBAUER, 1988). In trockenen, vegetationsarmen

Gebieten nimmt die Intensität von wassergebundenen Prozessen ab und die Wirkung äolischer Deflation und Akkumulation zu (HENDL & LIEDTKE, 1997).



**Abb. 6.-7.:** Zyklus der periglazialen Landschaftsentwicklung (nach PELTIER, 1950; aus FRENCH, 1996; verändert)

- (a) Ausgangsrelief
- (b) beginnende Veränderung unter periglazialen Bedingungen
- (c) fortgeschrittenes Stadium der Flächenbildung
- (d) vollkommene Verebnung durch Kryoplanation

Über dem Abschnitt d der Bohrung Tur-2 schließen sich Sedimente des Typs e an, die an mehreren Aufschlüssen der zweiten Terrasse untersucht wurden (siehe auch Abb. 4.-1.). Es handelt sich um gut sortierte, organik-arme Mittelsande mit sehr geringen Suszeptibilitäten ( $\leq 15 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). Die mittleren Korndurchmesser liegen bei  $\approx 300 \mu\text{m}$ . In der sandigen Matrix mit massiver Kryostruktur sind kleinere und größere Torfeinschlüsse eingelagert. Der Horizont enthält Eisenoxidimprägnierungen und -bänderungen. Die Sande sind von einem Netz steil stehender Eisadern ( $\varnothing$  einige cm bis dm) durchzogen. An der Basis der Schürfe Ebe-4 und Tur-1 sind die Sande geschichtet bzw. schräg geschichtet. Laut der vorliegenden Datierungen fand die Sedimentation vom Spätpeitsozän/Frühholozän bis zum jüngeren Holozän statt (siehe Abb. 6.-2.). Bei homogenem, gut sortiertem Material handelt es sich oft um äolische Ablagerungen (FÜCHTBAUER, 1988), allerdings sind die Sedimente zu grobkörnig um durch Wind verfrachtet worden zu sein. Die enthaltenen Torfklasten deuten auf fluviatilen Transport hin.

Zu Beginn des Holozäns wurde das Klima wärmer und feuchter. Ein lokales, holozänes Klimaoptimum wurde vor ca. 7000 Jahren v.H. erreicht (SCHWAMBORN et al., 2000). Im Zusammenhang mit diesem Optimum steht auch die Bildung der zahlreichen Thermokarstdepressionen, die bis heute die Oberfläche der zweiten Terrasse prägen (GRIGORIEV, 1993, SCHWAMBORN et al., 2002, u.a., siehe auch Kap. 3.5. & 3.6.2.).

Viele Autoren gehen von lokalen Vergletscherungen in den nordostsibirischen Gebirgszügen während des späten Weichsel-Stadials aus (siehe Kap. 3.6.). Wobei die

nord-jakutischen Tieflandsgebiete seit den letzten 50000 Jahren v.H. eisfrei waren (ROMANOVSKII et al., 2000).

SCHWAMBORN et al. (2000) untersuchten die oberflächennahen Sedimente der zweiten Terrasse am Nikolay See auf der Insel Arga Muora Sise (Abb. 6.-3., Punkt 6). Diese entstanden zwischen 15000 und 11000 Jahren v.H.. Es handelt sich um organik-arme, strukturlose Feinsande mit mäßiger bis guter Sortierung und Eisgehalten von  $\leq 20$  Gew.-%. Die Sedimente waren ebenfalls von einem Netz steil stehender Eisadern durchzogen. Geophysikalische Messungen ergaben, dass die Arga-Sande eine Mächtigkeit von mindestens 60 m besitzen (SCHWAMBORN et al., 2000).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die massenspezifischen Suszeptibilitäten an den von SCHWAMBORN et al. (2000) untersuchten Sedimenten nachträglich ermittelt. Die Ergebnisse sind im Anhang III aufgeführt. Mehr als zwei Drittel der Messergebnisse lagen bei Werten  $\leq 10 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Wie bei den Sedimenten des Abschnitts e (Tur-1, T021, Ebe-4) sind die Suszeptibilitäten durchgängig sehr gering.

SCHWAMBORN et al. (2000) interpretierten die obersten sandigen Sedimente als fluviatile Bodenfracht eines periglazialen Flusssystemes mit hohen Akkumulationsraten. Extreme Abflussspitzen während der frühjährlichen Schneeschmelze transportierten auch in den europäischen, periglazialen Flusssystemen am Ende der letzten Eiszeit (17000 bis 12000 Jahre v.H.) vorrangig feinkörnige Sedimente (SIDORCHUK & BORISOVA, 2000, in SCHWAMBORN et al., 2002). Dabei wurden bis zu achtmal höhere Abflussspitzen als in heutiger Zeit erreicht (SIDORCHUK et al., 2000, in SCHWAMBORN et al., 2002).

Bei den als spätpleistozän datierten unteren Sedimenten des Typs e auf den Inseln Turakh Sise und Ebe Basyn Sise (Abb. 6.-2.) handelt es sich vermutlich um die gleiche Sedimentfazies die von SCHWAMBORN et al. (2000) auf der Insel Arga Muora Sise (am Nikolay See) untersucht wurde.

Im frühen Holozän wurde der Westteil des heutigen Deltas entlang einer Nord-Süd verlaufenden Störungszone gehoben (siehe Abb. 3.-10.). Die Hebung des Westdeltas führte zu erneuten Veränderungen im hydrologischen Regime. Die Lena verlagerte ihren Lauf in nord-östlicher Richtung. Im Bereich des heutigen Westdeltas schnitten sich die Kanäle in ältere Sedimente ein. Der Hauptanteil der Sedimentfracht wurde seit diesem tektonischen Ereignis weiter nordöstlich bzw. seit dem mittleren Holozän vorwiegend im heutigen östlichen Deltabereich abgelagert (ARE & REIMNITZ, 2000; GRIGORIEV, 1993).

Durch die hydrologischen Veränderungen nahm vermutlich der Anteil an äolisch verfrachtetem Sediment im West-Delta stark zu. Während der frühjährlichen Hochwässer wurden aber auch Teile der zweiten Terrasse (vorwiegend Uferbereiche entlang der Kanäle) weiterhin überflutet. Dies belegen die als holozän bis subrezent datierten Torfeinschlüsse der Schürfe Tur-1 und Ebe-4. Die in den oberen Sanden enthaltenen Torfklasten können nur während der jährlichen Hochwässer dort akkumuliert worden

sein. Die oberen Sedimente des Abschnittes e bestehen demnach aus einer Mischung äolischer und fluviatiler Sedimente.

Bei den für Abschnitt e typischen, steil stehenden Eisadern handelt es sich vermutlich um postgenetisch entstandene Strukturen. Im Laufe des regionalen, frühholzänen Klimaoptimums konnten sich verstärkt Taliki (siehe Abb. 2.-2. & 2.-9.) in den oberflächennahen Sedimenten der zweiten Terrasse ausbilden (SCHWAMBORN et al., 2000). Beim Rückfrieren dieser Talikzonen, während der zweiten Hälfte des Holozäns, bildeten sich Schrumpfungsrisse im sandigen Sedimentkörper, in denen sich Eis sowohl von der Oberfläche her als auch durch Segregation anreicherte. Diese speziellen Eisstrukturen des Argakomplexes werden nicht als Eiskeile angesehen.

Die oberflächennahen Sedimente des Typs f auf der Insel Ebe Sise Basyn können ebenfalls als fluviatile Flachwassersedimente angesprochen werden. Sie sind etwas feiner ( $M_e \approx 200 \mu\text{m}$ ) als die Sedimente auf der Insel Turakh Sise (Typ e). Die mäßig bis gut sortierten Fein- und Mittelsande im Permafrostbereich sind geschichtet und weisen Rippelmarken (Ebe-5) auf bzw. sind geschichtet und gebändert (Ebe-2). Im Schurf Ebe-3 enthielten die Sande auch konzentrische Eisenoxidimprägnerungen. Die Suszeptibilitäten liegen bei mittleren bis hohen Werten ( $45-80 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). Die Sande sind organik-arm und beinhalten keinerlei größere organische Einschlüsse. Im Profil Ebe-5 setzen sich die gut sortierten Fein- und Mittelsande in sehr feiner Schichtung (1-7 cm mächtige Lagen) in der Auftauzone k bis zum Top des Schurfes fort. Die feine Schichtung spiegelt die wechselnde Transportenergie in einem flachen fluviatilen Milieu mit jahreszeitlich schwankenden Abflussraten wieder.

Strömungsrippeln in fluviatilen Milieu entstehen vorrangig unter Flachwasserbedingungen in sandigem Sediment an der Gewässersohle. Die Fließgeschwindigkeit ist gering, muss aber dennoch hoch genug sein um sandiges Sediment entlang der Flusssohle rollend und/oder saltierend zu transportieren (v. ENGELHARDT, 1973).

Bei steigender Strömungsgeschwindigkeit nimmt der Anteil an Bodenfracht (rollend, saltierend) zu, die Bodenrauigkeit nimmt hingegen ab. Dies führt im fluviatilen Sediment zum Übergang der Rippelstrukturen zur Horizontalschichtung (FÜCHTBAUER, 1988).

Die Ablagerungen des Typs f im Profil Ebe-5 befinden sich in etwa auf gleichem Höhenniveau mit den Ablagerungen des Typ e (siehe Abb. 6.-2.). Datierungen wurden an den Profilen Ebe-2, Ebe-3 und Ebe-5 auf Ebe Basyn Sise nicht vorgenommen. Möglicherweise handelt es sich aber um spätpleistozäne Sedimente der Lena, die relativ zu den nördlich gelegenen Ablagerungen der Insel Turakh Sise gehoben wurden. Vor allem die stark unterschiedlichen Suszeptibilitäten der Sedimenttypen e und f schließen eine zeitgleiche Bildung der räumlich dicht beieinander liegenden Sedimente aus.

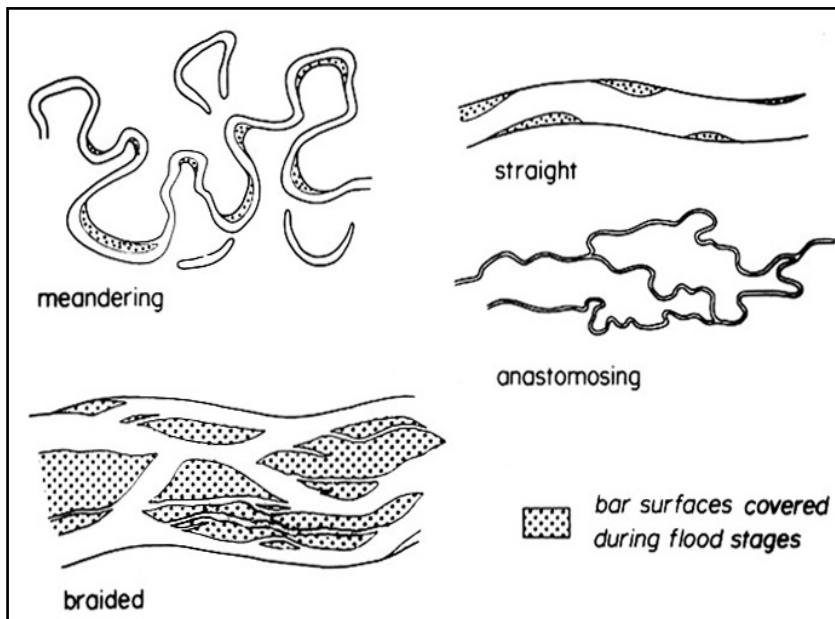
Die Sedimente der Auftauzone k bestehen an den beprobten Lokalisationen auf den Inseln Turakh Sise und Ebe Basyn Sise aus einer teils bewachsenen, äolischen Deckschicht. Darunter befinden sich rezente (Ebe-2, Ebe-3) und subrezente (Ebe-4) Bodenhorizonte, aber auch subrezente Torflagen (Tur-1,  $695 \pm 35$  Jahre v.H.) die während der jährlichen Hochwässer angeschwemmt wurden. Auch SCHWAMBORN et al. (2000, 2002) stellten bei ihren Untersuchungen auf der zweiten Terrasse eine holozäne, äolische Überprägung der oberflächennahen, fluviatilen Sedimente fest.

Schwermineralanalysen an den Sedimenten der drei Terrassen des Lena-Deltas belegen, dass die sandigen Abfolgen aller drei geomorphologischen Einheiten die gleiche schwermineralogische Signatur aufweisen. Es handelt sich um die selbe Signatur wie sie auch in den rezenten Sedimenten der Lena im heutigen Delta zu finden ist. Nur die Ablagerungen des Eiskomplexes unterscheiden sich stark in ihrer schwermineralogischen Zusammensetzung von den sandigen Abfolgen (vgl. SCHWAMBORN et al., 2002; SCHIRRMEISTER et al., 2003).

Die untersuchten Sedimente der zweiten Terrasse (Insel Turakh Sise und Ebe Basyn Sise) bestehen aus vorwiegend organik-armen Fein- und Mittelsanden. Die zwischengeschalteten Subhorizonte mit höherem Organikanteil (Wurzeln, Pflanzenreste, Astfragmente, Torfklasten etc.) weisen auf Verlandungsphasen hin. Rippelmarken, Horizontal- und Schrägschichtungen der Sedimente deuten einen Wechsel von Flachwasser- und Strombettsedimenten an (FÜCHTBAUER, 1988). Durch Kryoturpation ist die typische Struktur in vielen Horizonten verändert worden.

Die sandigen Abfolgen entstammen einem „braided river“ System (verwildertes Flusssystem) wie in Abbildung 6.-7. dargestellt. Die verwilderte/verflochtene Struktur mit vielen flachen, breiten Rinnen, Sand- und Kiesbänken ist typisch für das untere hydrologische Regime arider, periglazialer Flachlandsgebiete. Das Verhältnis von Breite zu Tiefe beträgt dort  $> 40$  (FÜCHTBAUER, 1988). Während der kurzen jährlichen Tauphase im Liefergebiet kommt es zu extremen Abflussereignissen, begleitet von intensivem Sedimenttransport und Materialverlagerung. Grobes Material wird bereits im Mittel- und Oberlauf abgelagert. Die Feinkies- und Sandfraktion lagert sich vorrangig in den flachen Tieflandbreichen ab (STRAHLER & STRAHLER, 1992). Dabei werden die flachen Rinnen im Unterlauf teilweise von der Sedimentfracht verstopft, sodass sich die Wassermassen neue Fließwege suchen und es zu einer stetigen Veränderung des Gewässernetzes kommt. Mit nachlassender Transportkraft lagern sich die feineren Sedimente im Unterlauf seitlich und stromabwärts zu mächtigen Sandbänken an (FÜCHTBAUER, 1988). In der restlichen Zeit des Jahres ist der Abfluss gering. Viele flache Sandbänke fallen trocken, sodass feine Sedimente auch äolisch verfrachtet werden (HENDL & LIEDTKE, 1997). Das Gewässernetz fließt bis zum nächsten Hochwasserereignis in flachen Rinnen zwischen den eigenen Sedimentaufschüttungen. In der Flachwasserzone bilden sich Rippelmarken

aus, die bei zunehmender Transportenergie wieder in Horizontal- und teilweise auch Schrägschichtung übergehen (v. ENGELHARDT, 1973).



**Abb. 6.-8.:**  
Struktur unterschiedlicher  
Gewässernetze (Flusstypen)  
in Abhängigkeit von Gefälle,  
Sedimentfracht und  
Wasserführung  
(FÜCHTBAUER, 1988)

Ausschlaggebend für die Struktur der Sedimente (Flussbettverlagerungen, Fazieswechsel etc.) sind auch tektonische und klimatische Veränderungen in der Region des heutigen Lena-Deltas seit dem späten Pleistozän.

Anzeichen für eine glaziale Entstehung der Arga-Sande durch sub- und proglaziale Schmelzwässer (GROSSWALD, 1998; GROSSWALD & HUGHES, 1999) konnten nicht bestätigt werden. Typisch wäre ein geschichteter Sedimentkörper mit stark wechselnden Korngrößen zwischen den einzelnen Schüttungen. Die Sedimente würden auch gröbere Bestandteile (Grobsand und Kies) enthalten. Auch umgelagerte Blöcke gefrorenen Sedimentes, die fossil als verkippte Schollen im Sedimentkörper sichtbar sind, wären typisch (FÜCHTBAUER, 1988). Eine derartige Sedimentfazies wurde weder während den Felduntersuchungen der Lena-Delta-Expedition 2005, noch bei früheren Expeditionen (GRIGORIEV, 1993; SCHWAMBORN et al., 2000, 2002 u.a.) gefunden.

Einen besonderen Einfluss auf Ausprägung und Struktur des Gewässernetzes hatte sicherlich die enge Passage der Lena zwischen Chekanovsky- und Kharaulakh-Gebirge, die auch als „Lena-Pipe“ (Abb. 6.-4.) bezeichnet wird (SCHWAMBORN et al., 2002).

Südlich des engen Grundgebirgsdurchbruches staut sich die Lena und verliert, aufgrund des natürlichen Hindernisses, an Transportenergie. Größere Sedimente werden als Folge des Energieverlustes vermutlich in weiterer Entfernung abgelagert, feineres Sediment wird nahe der engen Gebirgspassage akkumuliert. Aufgrund des entstehenden enormen hydraulischen Staudruckes werden die Wassermassen mit hoher Energie durch die Talenge transportiert. Die plötzliche Energiezunahme produziert höchst wahrscheinlich einen starken Sog im Eingangsbereich der engen Passage. In Folge dessen werden die dort abgelagerten feineren Sedimente remobilisiert. Dieser Effekt wird durch die jahreszeitlich stark schwankende Wasserführung zusätzlich verstärkt bzw. abgeschwächt.



Am Ausgang der Talenge verliert der Strom schlagartig an Transportenergie, was unter den spätpleistozänen Tieflandsbedingungen möglicherweise zu einer fächerartigen Akkumulationsstruktur in der näheren Umgebung der Gebirgsrücken führte.

## 6.2. Die Sedimente der dritten Terrasse

Bis auf die Sedimente des Typs m (Abb. 6.-2.) unterscheiden sich die Ablagerungen der dritten Terrasse grundlegend von der typischen Fazies der zweiten Terrasse.

Bei Sedimenttyp m handelt es sich ebenfalls um Ablagerungen eines „braided river“ Systems. Die Ablagerungen sind aus einer Wechsellagerung organik-armer Fein- und Mittelsande mit siltigen Zwischenlagen aufgebaut. Im unteren Teil des Schurfes Kha-1 ist das Sediment kreuzgeschichtet (Abb. 4.-10.). Die gefrorenen Ablagerungen sind kryptoturbiert. Die Eisgehalte liegen bei Werten  $< 25$  Gew.-%. Die Suszeptibilitäten erreichen mittlere bis hohe Werte ( $\leq 90 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). Eigenschaften und Fazies ähneln stark den Sedimenttypen d und f der zweiten Terrasse bzw. den von SCHIRRMEISTER et al. (2003) untersuchten sandigen Abfolgen (obere organik-arme Wechsellagen) der dritten Terrasse (Abb. 6.-4.). Möglicherweise entstanden die Ablagerungen in einem ähnlichen Zeitraum. Datierungen liegen derzeit noch nicht vor.

Die mäßige bis gute Sortierung, sowie Kreuz- und Wechsellagerung der feinkörnigen Sedimente weisen auf eine Genese im tieferen Bereich eines flachen Flussarmes hin.

Über den organik-armen Sanden des Typs m schließt sich ein ca. 2 m mächtiger Torfbodenhorizont Typ g an. An der Basis liegen laminierte Schluffe und Feinsande mit Torffragmenten, die stark kryptoturbiert sind und weiter oberhalb Sackungsstrukturen aufweisen. Darüber lagert ein ca. 0,8 m mächtiger Moos-Torf-Horizont (siehe Abb. 4.-11.). Die Eisgehalte erreichen bis zu 50 Gew.-%. Die Sortierung ist schlecht bis sehr schlecht. Die Suszeptibilitäten liegen bei niedrigen bis mittleren Werten ( $20-70 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). Die überwiegend weiten C/N-Verhältnisse des Torfhorizontes von 20-40 sprechen für eine autochthone Entstehung. Mächtige Torfkörper sind typisch für kalte Tundrenregionen (HENDL & LIEDTKE, 1997).

Der Horizont entstand in einer Zeit stabiler Umweltbedingungen bzw. relativer Sedimentationsruhe in einem verlandeten Bereich. Möglicherweise hat eine mit der Verlandung zusammenhängende Flussbettverlagerung auch tektonische Ursachen (vgl. Abb. 3.-12.). Ob die Ereignisse mit der bereits diskutierten Entwicklung der zweiten Terrasse (Inseln Turakh Sise und Ebe Basyn Sise) in direktem Zusammenhang stehen, kann hier nicht abschließend geklärt werden. Eventuell ermöglichen die noch ausstehenden Datierungen am Probenmaterial der Insel Khardang weitere Rückschlüsse. Ähnliche Torfboden- und Bodenhorizonte wurden in zahlreichen Aufschlüssen der dritten Terrasse an der Basis des Eiskomplexes beschrieben (vgl. SCHIRRMEISTER et al., 2003).

Oberhalb des Torfbodenhorizontes schließen sich die Ablagerungen des Eiskomplexes (Typ f) an. Sie waren im Untersuchungsgebiet ca. 10 m mächtig. Der zwischengelagerte, ca. 2 m mächtige, torfig-sandige Abschnitt h stellt eine Übergangszone zwischen dem Torfbodenhorizont und den Eiskomplexablagerungen dar.

Der Abschnitt h (Abb. 6.-2.) ist stark kryoturbiert und beinhaltet sowohl verstellte Lagen des Torfbodenhorizontes, als auch geschichtete und ungeschichtete Schluffe, Fein- und Mittelsande, die mit zunehmender Höhe organik-reicher (kleine Torfeinschlüsse, Astfragmente etc.) werden. Teilweise sind einzelne Sedimentpakete durch kleinere Eiskeile voneinander getrennt (Abb. 4.-12.). Die Sedimente sind bei geringen bis mittleren Suszeptibilitäten im unteren Teil mäßig bis gut, im oberen Teil mäßig bis sehr schlecht sortiert.

Der Eiskomplex besteht aus stark kryoturbierten Lagen von Schluffen und Feinsanden die mit torfigen Paläobodensequenzen wechseln. Die Sedimente sind sehr eisreich ( $\leq 50$  Gew.-%) und sehr schlecht bis schlecht sortiert. Die Suszeptibilitäten erreichen geringe bis mittlere Werte ( $\leq 50 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). Typisch für diesen Sedimentkomplex sind mächtige Eiskeile (GRIGORIEV, 1993, SCHWAMBORN et al., 2002, SCHIRRMEISTER et al., 2003), die aber an den beprobten Lokalisationen nicht aufgeschlossen waren.

Die schlechte Sortierung, der Organik-Reichtum und die hohen Eisgehalte der feinen Sedimente weisen auf völlig veränderte Ablagerungsbedingungen gegenüber den Sedimenten der zweiten Terrasse bzw. den unterlagernden sandigen Abfolgen hin. Die enthaltenen Bodensequenzen belegen Phasen relativer Sedimentationsruhe.

Die Ablagerungen des Eiskomplexes sind weit verbreitet in den nordost-sibirischen Vorgebirgstiefländern (SCHIRRMEISTER et al., 2001). Schwermineralanalysen belegen, dass die Ablagerungen im Bereich des heutigen Lena-Deltas aus dem nahe gelegenen Chekanovsky-Gebirge stammen (SCHWAMBORN et al., 2002, SCHIRRMEISTER et al., 2003). Anhand von Datierungen in den Sedimenten entlang des Olenyokskaya Kanals lässt sich die Entstehung zwischen 50000-10000 Jahre v.H. einordnen. Die Genese ist wahrscheinlich in zwei Zyklen mit wechselnden klimatischen Bedingungen unterteilt (SCHIRRMEISTER et al., 2003). Die ältesten Ablagerungen entstanden während des mittleren Weichsel-Interstadials unter relativ wärmeren und feuchteren klimatischen Bedingungen. Die jüngeren Ablagerungen wurden während des oberen Weichsel-Stageals akkumuliert (siehe Abb. 6.-1.).

Der Eiskomplex ist das Produkt polygentischer Akkumulationsprozesse. Eine Mischung aus alluvialen, nival-äolischen Transportvorgängen verlagerte das feine, großteils aus Schneefeldern stammende Material während der frühjährlichen Schmelz- und Auftauphase ins Vorgebirge (SCHIRRMEISTER et al, 2001 & 2003). Wie bereits beschrieben (siehe S. 90-91) werden die Ablagerungen des Eiskomplexes als Kryopedimentfläche des Chekanovsky Gebirges interpretiert. Dort wo die Sedimente das verflochtene

Gewässernetz der Paläo-Lena erreichten, wurden sie vermutlich schnell erodiert. Nur außerhalb des hydrologischen Einflusses der Paläo-Lena konnten sich die mächtigen Eiskomplexablagerungen ausbilden. Möglicherweise markiert der nördliche geschwungene Verlauf der dritten Terrasse im West-Delta (siehe Abb. 6.-3. & 3.-5.) die spätpleistozäne Sedimentationsgrenze zwischen den Eiskomplexablagerungen und dem „braided river“ System der Paläo-Lena.

### **6.3. Die spätquartäre Entwicklungsgeschichte des westlichen Lena-Deltas**

Tektonische Ereignisse im späten Pleistozän führten zu einer Verlagerung des Laufes der Paläo-Lena in nordöstlicher Richtung (LUNGERSGAUZEN, 1961). Seit dieser Zeit fließt die Lena durch eine enge Gebirgspassage zwischen Chekanovsky- und Kharaulakh-Gebirge in das nördlich liegende Gebirgsvorland (ALEKSEEV & DROUCHITS, 2004).

Die sandigen Ablagerungen der zweiten und dritten Terrasse entstammen dem flachen, verflochtenen, periglazialen Flusssystem der Paläo-Lena, das im Spätpleistozän bis Frühholozän im nordostsibirischen Vorgebirgsland existierte.

Der Meeresspiegel lag bis zum Beginn des Holozäns in der Laptevsee-Region bis zu 70 m tiefer, so dass sich im heutigen Schelfbereich ausgedehnte Tiefländer erstrecken (BAUCH et. al, 2001). Erst mit dem Erreichen des rezenten Meeresniveaus im mittleren Holozän begann die Genese des modernen Lena-Deltas (SCHWAMBORN et al., 2002). Folglich handelt es sich bei den untersuchten Sedimenten des heutigen Westdeltas um Abfolgen, die unter kontinentalen Tieflandsbedingungen auf dem trocken liegenden Laptevschelf entstanden.

Bisherige Untersuchungsergebnisse dokumentieren einen Beginn der fluviatilen Sedimentationsprozesse nördlich des Chekanovsky-Gebirges vor ca. 100000 Jahren v.H. (SCHIRRMEISTER et al., 2003). Die Sedimente wurden unter wechselnden klimatischen Bedingungen akkumuliert (siehe Abb. 6.-1.).

Einen besonderen Einfluss auf Ausprägung und Struktur des Gewässernetzes hatte wahrscheinlich die enge Passage zwischen Chekanovsky- und Kharaulakh-Gebirge („Lena-Pipe“, Abb. 6.-4.) (SCHWAMBORN et. al., 2002).

Vor ca. 50000-10000 Jahren v.H. entstanden die Ablagerungen des Eiskomplexes, die heute die südliche Grenze des Lena-Deltas bilden (SCHIRRMEISTER et al., 2003). Es handelt sich um polygenetische Ablagerungen, die den nahen Chekanovsky-Gebirgszügen (SHER et al., 1987; SCHWAMBORN et al., 2002; SCHIRRMEISTER et al., 2003;) entstammen.

Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit belegen, dass die Eiskomplexablagerungen der dritten Terrasse des Lena-Deltas sich auf die nähere Umgebung des Chekanovsky-Gebirges beschränkten. Es handelt sich bei den Ablagerungen um eine Kryopedimentfläche des Gebirges. Zeitgleich mit den Eiskomplexablagerungen erfolgte eine fluviatile Sedimentation der Lena nur wenige Kilometer nordwestlich.

Viele Autoren betonen den tektonischen Einfluss bei der Entwicklung der einzelnen geomorphologischen Einheiten des heutigen Deltagebietes (GALABALA, 1987; GRIGORIEV, 1993; ARE & REIMNITZ, 2000; u.a.). Dies wird auch durch die hier vorliegenden neuen Ergebnisse bestätigt.

Vermutlich führten tektonische Prozesse während des späten Pleistozäns (50000 Jahre v.H.) zu einer nördlich gerichteten Verlagerung des Gewässernetzes der Paläo-Lena. Die gehobenen Bereiche wurden vom hydrologischen Regime der Lena nicht mehr erreicht. Dort bildeten sich die Ablagerungen des Eiskomplexes (dritte Terrasse). In den vorgelagerten Tieflandbereichen akkumulierte die Lena weiterhin. Dies belegen die Datierungen von fluviatilen Sanden aus einer Permafrostbohrung am Südufer der Insel Turakh Sise (zweite Terrasse).

Entlang einer Nord-Süd verlaufenden Störungszone wurden die westlich liegenden Tieflandsbereiche zu Beginn des Holozäns gehoben. Dadurch verlagerte die Lena ihr Hauptsedimentationsgebiet in die, östlich der Störung gelegenen, Flachlandbereiche (GRIGORIEV, 1993; ARE & REIMNITZ, 2000). Weite Teile der zweiten Terrasse fielen trocken. Entlang der noch existierenden Gewässernetze erfolgte eine tiefe Einschneidung. Die steilen, hohen Ufer der dritten Terrasse im West-Delta bildeten sich heraus. Die Datierungen an den oberen Sanden im Untersuchungsgebiet der zweiten Terrasse (Insel Turakh Sise) belegen das ufernahe Bereiche während der jährlichen Hochwässer weiterhin überflutet wurden.

Mit dem Erreichen des rezenten Meeresspiegels im mittleren Holozän begann die Entwicklung der, vorwiegend im Ostdelta ausgebildeten, ersten Terrasse, deren Ablagerungen als echte Deltasedimente bezeichnet werden können (SCHWAMBORN et al., 2002).

## 7. Schlussfolgerungen

Die sedimentologischen Eigenschaften der beprobten Horizonte zeigen, dass es sich bei den sandigen Horizonten der zweiten und dritten Terrasse um fluviatile Abfolgen der Paläo-Lena handelt. Diese entstanden in einem hochenergetischen, verflochtenen Flusssystem, dessen Ausprägung für den Unterlauf von Flüssen in periglazialen Gebieten typisch ist. Der Wechsel von vorwiegend fein- und mittelsandigen Sedimenten mit organik-armen und organik-reichen Subhorizonten dokumentiert die Entstehung in einem dynamischen System mit jahreszeitlich stark wechselndem Wasserangebot, Phasen der Verlandung und stetigen Veränderungen im Gewässernetz.

Die ältesten erbohrten fluviatilen Sedimente der Insel Turakh Sise (zweite Terrasse) konnten auf ein Mindestalter von 50000 Jahren v.H. datiert werden. Anhand weiterer Datierungen konnte eine kontinuierliche fluviatile Sedimentationsabfolge bis ins frühe Holozän nachgewiesen werden. Damit ist belegt, dass sich die sandigen Abfolgen der zweiten Terrasse über einen langen spätpleistozänen Zeitraum, parallel zur Eiskomplexformation entwickelten.

Weiterhin zeigen die vorliegenden Untersuchungen, dass sich der Eiskomplex nur in unmittelbarer Nähe des Chekanovsky Gebirges, in Form von pedimentartigen Kryoplanationsflächen ausbilden konnte, und nicht, wie von einigen Autoren angenommen, weite Teile des trockenen Laptevsehes bedeckte.

Sowohl für den abrupten Fazieswechsel zwischen den unteren sandigen Abfolgen und dem Eiskomplex der dritten Terrasse, als auch für abrupte Veränderungen in der Sedimentfazies der zweiten Terrasse werden tektonische Aktivitäten vermutet.

Die für die oberen Arga-Sande typischen Eisnetzstrukturen werden von zahlreichen Autoren erwähnt. Allerdings finden sich in der Literatur noch keine Theorien zu deren Genese. Wahrscheinlich entstand das Netz aus steil stehenden Eisadern postgenetisch während des mittleren bis späten Holozäns durch das Rückfrieren von Talikzonen, die sich im frühholozänen, lokalen Klimaoptimum der Laptevsee Region ausbilden konnten.

Die Erkenntnisse der Diplomarbeit können die Grundlage für weiterführende Untersuchungen bilden. Noch ausstehende pollenanalytische Untersuchungen des Probenmaterials sowie weitere Altersdatierungen könnten eine hochauflösende Rekonstruktion der lokalen spätpleistozänen Umweltbedingungen im Gebiet des heutigen westlichen Lena-Deltas ermöglichen.

## 8. Literaturverzeichnis

- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. Stuttgart.
- ALABYAN, A.M., CHALOV, R.S., KOROTAEV, V.N., SIDORCHUK, A.U. & ZAYTSEV, A.A. (1995): Natural and technologic water and sediment supply to the Laptev Sea. IN: KASSENS, H., PIEPENBURG, D., THIEDE, J., TIMOKHOV, L., HUBBERTEN, H.-W. & PRIAMIKOV, S.M. (Hrsg.). Russian-German Cooperation: Laptev Sea System. Reports on Polar Research 176. S. 265–271.
- ALEKSEEV, M.N. & DROUCHITS, V.A. (2004): Quarternary fluvial sediments in the Russian Arctic and Subarctic: Late Cenozoic development of the Lena River system, northeastern Siberia. Proceedings of the Geologist's Association 115. S. 339–346.
- ALEKSEEV, M.N. (1961): The stratigraphy of continental Neogene and Quaternary sediments in the Viluy depression and the lower reaches of the Lena river valley. Trudy Geologicheskogo instituta AN SSR. Moskau. (in Russisch).
- ALEKSSANDROVA, V.D. (1977): Geobotanische Gliederung der Arktis und Antarktis. Komarov-Vorträge XXIX, Nauka. Leningrad. (in Russisch).
- ANDERSON, R. & HALLET, B. (1996): Simulating magnetic susceptibility profiles in loess as an aid in quantifying rates of dust deposition and pedogenic development. Quarternary Research 45. S. 1-16.
- ANTONOV, V.S. (1967): The mouth area of the Lena river. Gidrometeoizdat. Leningrad.
- ARE, F., GRIGORIEV, M. N., HUBBERTEN, H.-W., RACHOLD, V., RAZUMOV, S., SCHNEIDER, W. (2000): Comparative Shoreface Evolution along the Laptev Sea Coast. Polarforschung 70. S. 135-150.
- ARE, F. & REIMNITZ, E. (2000): An overview of the Lena River Delta setting: Geology, Tectonics, Geomorphology and Hydrology. Journal of Coastal Research 16. S. 1083–1093.
- AVETISOV (1999): Geodynamics of the zone of continental continuation of Mid-Arctic earthquakes belt (Laptev Sea). Physics of the earth and planetary interiors 1. S. 59-70.
- BAUCH, H.A.; MUELLER-LUPP, T., TALDENKOVA, E., SPIELHAGEN, R.F., KASSENS, H., GROOTES, P.M., THIEDE, J., HEINEMEIER, J. & PETRYASHOV, V.V. (2001): Chronology of the Holocene Transgression at the North Siberian Margin. Global and Planetary Change 31. S. 125-139.
- BLISS, L.S. (1960): Adaptation of arctic and alpine plants to environmental conditions. Journal of the Arctic Institute of North America 15.
- BLÜMEL, W.D. (1999): Physische Geographie der Polargebiete. Stuttgart.
- BLUME, H.-P. (Hrsg.) (2004): Handbuch des Bodenschutzes. Bodenökologie und –belastung. Vorbeuge und abwehrende Maßnahmen. Augsburg.
- BUTLER, R. (1992): Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Cambridge.
- CHERNOV, Y.J. (1985): Sreda i soobshchestva tundrovoi zony. IN: CHERNOV, Y.J.:

- Soobshechstva Krainego Severa I chelovek. Nauka. Moskau. (in Russisch).
- CHERNOV, Y.I. & MATVEYEVA, N.V. (1997): Arctic ecosystem in Russia. IN: WIELGOLASKI, F.E. (Hrsg.). Ecosystems of the world 3: Polar and Alpine Tundra. Elsevier Science B.V. S. 361–507.
- CÔTÉ, M.M. & BURN, C.R. (2002): The Oriented Lakes of Tuktoyaktuk Peninsula, Western Arctic Coast, Canada. A GIS-based Analysis. Permafrost and Periglacial Processes 13. S. 61-70.
- CZUDEK, T. & DEMEK, J. (1970): Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief. Quaternary Research 1. S. 103-120.
- DEMEK, J. (1969): Cryogene processes and the development of cryoplanation terraces. Biuletyn Peryglacjalny 18. S. 115-125. (in Russisch).
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. Stuttgart.
- EMBELTON, C. & KING, C.A.M. (1975): Periglacial geomorphology. London.
- ENGELHARDT, W. VON (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. Stuttgart.
- EVANS, M., HELLER, F., BLOEMENDAL, J., THOUVENY, N. (1997): Natural magnetic archives of past global change. Survey in Geophysics 18. S. 183-196.
- EVERDINGEN, R.O.V. (Hrsg) (2005): Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground Ice Terms. International Permafrost Association. Calgary.  
<http://nsidc.org/fgdc/glossary>. Zugriff am 17.11.2006.
- EVERETT, K.R., VASSILJEVSKAYA, V.D., BROWN, J. & WALKER, B.D. (1981): Tundra and analogous soils. IN: BLISS, L.C., HEAL, O.W. & MOORE, J.J. (Hrsg.). Tundra ecosystems a comparative analysis. Cambridge University Press. S. 139–179. Cambridge.
- FAO (1998): World Reference Base for Soil Resources. International Society of Soil Science. International Soil Reference and Information Centre. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rom.
- FRENCH, H.M. (1996): The Periglacial Environment. Longman. Harlow.
- FRENCH, H.M. (1999): Past and present permafrost as an indicator of climate change. Polar Research 18. S. 269–274.
- FREY, W. & LÖSCH, R. (2004): Lehrbuch der Geobotanik Pflanze und Vegetation in Raum und Zeit. München.
- FRIEDMAN, G.M. (1961): Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. Journal of Sedimentation and Petrology 31. S. 514-529.
- FRIEDMAN, G.M. (1962): On sorting, sorting coefficients and the lognormality of the grain-size distribution of sandstone. Journal of Geology 70. S. 737-753.
- FÜCHTBAUER, H. (1958): Die Schüttung im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandmolasse. International Journal of Earth Science 51. S. 928-941.
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. Stuttgart.
- GALABALA, R.O. (1987): New data on the Lena-Delta structure. Quaternary of North-East

- USSR. Magadan. S. 152–172. (in Russisch).
- GEYH, M.A., SCHLEICHER, H. (1990): Absolute age determination: physical and chemical dating methods and their application. Berlin.
- GORDEEV, V., MARTIN, J., SIDOROV, I., SIDOROVA, M. (1996): A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements and nutrients of the Arctic Ocean. *American Journal of Science* 296. S. 664-691.
- GRAAF, F.R. VAN (1972): Fluvial deltaic facies of the Castlegate sandstone (Cretaceous), east central Utah. *Journal of Sedimentation and Petrology* 42. 558-571.
- GRAVIS, G.F. (1969): Slope deposits in Yakutia. Nauka, Moskau. (in Russisch).
- GRIGORIEV, M.N. (1993): Cryomorphogenesis in the Lena Delta. Yakutsk. (in Russisch).
- GRIGORIEV, M.N., IMAEV, V.S., IMAEVA, L.P., KOZMIN, B.M., KUNITZKIY, V.V., LATIONOV, A.G., MIKULENKO, K.I., SKRYABIN, R.M. & TIMIRSHIN, K.V. (1996): Geology, seismicity and cryogenic processes in the arctic areas of Western Yakutia. Yakut Scientific Centre SD RAS. Yakutsk. (in Russisch).
- GROSSWALD, M.G. (1998): Late Weichselian Ice Sheets in Arctic and Pacific Siberia. *Quaternary International* 45/46. S. 3-18.
- GROSSWALD, M.G. & HUGHES, T.J. (1999): The case for an ice shelf in the Pleistocene Arctic ocean. *Polar Geography* 23. S. 23-54.
- GUKOV, A.Y. (2001): *Gidrobiologiya ust'evoi oblasti reki Leny*. Nauchnyi Mir. Moskau. (in Russisch).
- GUSEV, A.L. (1961): Stratigraphy of Quaternary deposits of the coastal plain. *Materialy soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda (Material of a Conference on the Study of the Quaternary Period) Vol. 3. S. 119-127. (in Russisch).*
- GUSEV, A.L. (1960): The relief of sand terraces in the deltas of rivers flowing into the Laptev Sea. *Sbornik statey po geologii Arktiki. Trudi NIIGA* 114. 14. S. 173-179. (in Russisch).
- HANDBUCH COULTER LS SERIE TEIL III REFERENZHANDBUCH (1993): Coulter Electronics GmbH. Krefeld.
- HANDBUCH ELEMENTAR VARIO EL III (2001): Elementar Analysensysteme GmbH. Hanau.
- HARRY, D.G. & FRENCH, H.M. (1993): The Orientation and Evolution of Thaw Lakes, Soutjwest Banks Island, Canadian Arctic. IN: PEWE, T.L. & BROWN, J. (ed.): *Fourth International Conference on Permafrost*. National Academy Press. S. 456-461.
- HELLER, F. & EVANS, M. (1995): Loess magnetism. *Review of Geophysics* 33. 211-240.
- HENDL, M. & LIEDTKE, H. (Hrsg.) (1997): *Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie*. Gotha.
- HUBBERTEN, H.W., ANDREEV, A., ASTAKHOV, V.I., DEMIDOV, I., DOWDESWELL, J.A., HENRIKSEN, M., HJORT, CH., HOUMARK-NIELSEN, M., JAKOBSON, M., KUZMINA, S., LARSEN, E., PEKKA LUNKKA, J., LYSÄ, A., MANGERUD, J., MOELLER, P., SAARNISTO, M., SCHIRRMESTER, L., SHER, A.V., SIEGERT, CH., SIEGERT, M.J., SVENDSEN, J.I.



- (2004): The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 23. S. 1333-1357.
- IMAYEV, V., IMAYEVA, L., KOZMIN, B. & LARIONOV, A. (1996): Seismicity and geodynamics in the Arctic of Yakutia. IN: GRIGORIEV, M., IMAYEV, V., IMAYEVA, L., KOZMIN, B., KUNITSKIY, V., LARIONOV, A., MIKIJLENKO, K., SKRIARIN, R. & POSTNYJAKOV, V.: *Geology, seismicity and cryogenic processes in the Arctic areas of western Yakutia*. Yakut Scientific Centre SD RAS. S. 24-30. Yakutsk. (in Russisch).
- IVANOV, O.A. (1970): The main stages of evolution of North-East USSR subarctic plains during the Cenozoic. *Severnyi Ledovityi okean I ego poberezye v kaynozoye*. Gidrometeozidat. S. 474-479. Leningrad. (in Russisch).
- IVANOV, O.A. (1972): Stratigraphy and correlation of Neogene and Quaternary deposits in subarctic plains of East Yakutia. *Problems of the Study of the Quaternary Period*. Nauka Press. S. 202-211. Moskau. (in Russisch).
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglazials. *Bochumer Geographische Arbeiten* 35. Göttingen.
- KATASONOV, E.M. (1954): Lithology of the perennally frozen quaternary deposits (cryolithology) of the Yana Lowland. Doktorarbeit. Obruchev Permafrost Institut. Moskau. (in Russisch).
- KIENAST, F., SCHIRRMESTER, L., SIEGERT, CH. & TARASOV, P. (2005): Palaeobotanical evidence for warm summers in the East Siberian Arctic during the last cold stage. *Quaternary Research* 63. S. 283-300.
- KÖPPEN, W.P. (1931): *Grundrisse der Klimakunde*. Berlin
- KOLPAKOV, V.V. (1983): Eolian deposits in Quaternary of Yakutia. *Byulleten komissii po izucheniyu Chetvertichnogo perioda* 52. S. 123-131. (in Russisch).
- KOLPAKOV, V.V. (1983): The problem of the origin of thick sand accumulations in the valley of the Lena, Yana, Indigirka, Kolyma and other rivers of Yakutiyn. *Stratigraphiya i paleogeografiya pozdnegokaynazoya Vostako SSSR*. S. 64-67. Magadan. (in Russisch).
- KOROTAEV, V.N. (1991): *The geomorphology of river deltas*. State University Press. Moskau. (in Russisch).
- KOROTAEV, V.N. (1984): The formation of Lena Delta hydrographical net during the Holocene. *Vestnik Moskovskogo universiteta Geografiya* 6. S. 39-44. Moskau. (in Russisch).
- KOZMIN, B. M. (1984): The seismicity Yakutia and earthquake focal mechanism. Moskau. Nauka. (in Russisch).
- KUNITSKY, V.V. (1989): *Cryolithology in the Lena River Mouth*. Permafrost Institute. Yakutsk. (in Russisch).
- KUNTZE, H., ROESCHMANN, G., SCHWERDTFEGGER, G. (1994): *Bodenkunde*. Stuttgart.
- LACHENBRUCH, A.H. (1964): Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. *Journal of Glaciology* 38. S. 261-262.

- LOMBACH ENKOV, V.S. (1971): The question of the third terrace origin and of the evolution of the late pleistocen marin basin on the arctic coast. *Geologiya moray. Trudy NIIGA*, vypusk 1. S. 73-76. (in Russisch).
- LOZINSKI, W. (1909): Die Mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Acad. Sci. Cracovie Bull. Inetrenat., Cl. Sci. Math. et Naturalles* 1. S. 1-25.
- LUNGERSGAUZEN, G.F. (1961): Geological history of the middle Lena and some questions of Quaternary deposits stratigraphy in East Siberia. *Materialy soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda (Material of a Conference on the Study of the Quaternary Period)* Vol. 3. S. 209-217. (in Russisch)
- LUNGERSGAUZEN, G.F. (1961): Some peculiarities of neotectonic manifestations on the East of Siberian platform. *Neotektonika SSSR. AN Laptivskoy SSR*. S. 165-172. Riga. (in Russisch).
- LUNGERSGAUZEN, G.F. (1966): The paleogeomorphology of the Lena Delta. *Voproay regionalnoy paleogeomorphologii*. S. 160-161. Ufa, Leningrad. (in Russisch).
- MARSAL, M. (1976): *Statistische Methoden für Erdwissenschaftler*. Stuttgart.
- MEUSEL, H. & JÄGER, E. (1992): *Vergleichende Chorologie der zentraleuropäischen Flora. Band III; Text und Kartenband*. Stuttgart
- MIKHAILOV, V.N. (1997): The river mouths of Russia and countiguous counties: past, present and future. Leningrad. (in Russisch).
- MORGENSTERN, A. (2005): GIS-basierte Analyse der Morphometrie und räumlichen Verteilung von Seen im Lena-Delra, NO-Sibirien. Diplomarbeit. Universität Potsdam. Potsdam.
- MÜLLER, K. (1997): Oberflächenstrukturen und Eigenschaften von Permafrostböden im nordsibirischen Lena-Delta. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 160. S. 497–503.
- MULLER, S.W. (1947): Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. *Ann Arbor*.
- PAVLOVA, E. & DOROZKHINA, M. (2000): Geological-geomorphical studies in the western and central sectors of the Lena River Delta. IN: RACHOLD, V. & GRIGORIEV, M.N. (ed.) *Expeditions in Siberia in 2000. Reports on Polar Research* 354. S. 75-90.
- PELTIER, L.C. (1950): The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomophology. *Annals. Association of American Geographers*. 214-236.
- POPOV, A.I. (1953): Features of the lithogenesis of alluvial plains under the conditions of cold climate. *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geogr.* 2. S. 29-41. (in Russisch)
- RACHOLD, V., HOOPS, E., ALABYAN, A., KOROTAEV, V., ZIATSEV, A.A. (1997): Expedition to the Lena and Yana Rivers June-September 1995. IN: KASSENS, H. (Hrsg.): *Russian-German Cooperation: Laptev Sea System. Reports on Polar Research*. S. 197-210.
- REINEK, H.-E. & SINGH, I.B. (1980): *Depositional sedimentary environments*. New York

- ROMANOVSKII, N.N. (1985): Distribution of recently active ice and soil wedges in the USSR. IN: CHURCH, M. & SLAYMARKER S. (eds): Field and Theory: Lectures in geocryology. University of British Columbia. S. 154-165.
- ROMANOVSKII, N.N., HUBBERTEN, H.-W., GAVRILOV, A.V., TUMSKOY, E.E., TIPENKO, G.S., GRIGORIEV, M.N., SIEGERT, CH. (2000): Thermokarst and Land-Ocean Interactions, Laptev Sea Region, Russia. *Permafrost and Periglacial Processes* 11. S. 137-152.
- ROMANOVSKII, N.N., HUBBERTEN, H.-W., GAVRILOV, A.V., TUMSKOY, E.E. KHOLODOV, A.L. (2004): Permafrost of the east Siberian Arctic shelf and coastal lowlands. *Quaternary Science Review* 23. S. 1359-1369.
- SACHS, V.N. & STRELKOV, S.A. (1960): Mesozoic and Cenozoic of the Soviet Arctic. IN: RAASCH, G.O. (ed.): *Geology of the Arctic. Proceedings of the First International Symposium on Arctic Geology* 1. University of Toronto Press. Toronto.
- SCHIRRMEISTER, L., KUNITSKY, V.V., GROSSE, G., SCHWAMBORN, G., ANDREEV, A.A., MEYER, H., KUZNETSOVA, T., BOBROV, A. & OEZEN, D. (2003): Late Quaternary history of the accumulation plain north of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): A multidisciplinary approach. *Polar Geography* 27. S. 277–319.
- SCHWAMBORN, G., ANDREEV, A.A., RACHOLD, V., HUBBERTEN, H.-W., GRIGORIEV, M.N., TUMSKOY, V., PAVLOVA, E.YU. & DOROZHINA, M.V. (2000): Evolution of Lake Nikolay, Arga Island, Western Lena River Delta, during Late Pleistocene and Holocene time. *Polarforschung* 70. S. 69–82.
- SCHWAMBORN, G., RACHOLD, V. & GRIGORIEV, M.N. (2002): Late Quaternary sedimentation history of the Lena Delta. *Quaternary International* 89. S. 119–134.
- SCHULTZ, J. (1995): *Die Ökozonen der Erde*. Stuttgart.
- SEMMELE, A. ((1983): *Grundzüge der Bodengeographie*. Stuttgart.
- SHER, A.V., KAPLINA, T.N., OVANDER, M.G. (1987): Unified Regional Stratigraphic Chart for the quaternary deposits in the Yana-Kolyma Lowland and its mountainous surroundings – Explanatory note. IN: *Decisions of Interdepartmental Stratigraphic Conference of the Quaternary of the East USSR*. Magadan. (in Russian).
- SINGER, M., VEROSUB, K., FINE, P., TENPAS, J. (1996): A conceptual model of the enhancement of magnetic susceptibility in soils. *Quaternary International* 36. S. 243-248.
- SLAGODA, E.A. (1993): Genesis and microstructure of cryolithogenic deposits of the Bykovsky Peninsula and the Muostakh Island. Ph.D. thesis. Permafrost Institute Yakutsk, RAS Siberian Section. Yakutsk.
- SLAGODA, E.A. (1991): Microstructure features and the deposits of the Ice Complex in northern Yakutia (by the example of Bykov Peninsula). IN: Gilichinsky, G.A. (ed). *Soil cryotology*. Pushchino. (In Russian).
- SOIL SURVEY STAFF (2003): *Keys to Soil Taxonomy*. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service.
- SOLOVIEV, P.A. (1973): Thermokarst phenomena and landforms due to frostheaving in

- Central Yakutia. *Biuletyn Peryglacjalny* 23. S. 135–155. (in Russisch).
- STRAHLER, A. H. & STRAHLER, A. N. (1992): *Modern Physical Geography*. New York.
- STUIVER M., REIMER, P.J., BARD, E., BECK, J.W., BURR, G.S., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, G., PLICHT, J. VAN DER & SPURK, M. (1998): *INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24000-0 cal BP Radiocarbon* 40(3). S. 1041-1083.
- SUSLOV, S.P. (1961): *Physical geography of the Asiatic Russia*. San Francisco.
- SVENDSEN J.I., ALEXANDERSON, H., ASTAKHOV, V.I., DEMIDOV, I., DOWDESWELL, J.A., FUNDER, S., GATAULLIN, V., HENRIKSEN, M., HJORT, C., HOUMARK-NIELSEN, M., HUBBERTEN, H.W., INGOLFSONN, O., JAKOBSSON, M., KJAER, K.H., LARSEN, E., LOKRANTZ, H., LUNKKA, J.P., LYSÄ, A., MANGERUD, J., MATIOUCHKOV, A., MURRAY, A. MÖLLER, P., NIESSEN, F., NIKOLSKAYA, O., POLYAK, L., SAARNISTO, M., SIEGERT, C., SIEGERT, M.J., SPIELHAGEN, R.F., STEIN, R. (2004): *Late quarternary ice sheet history of northern Eurasia. Quaternary Sciences Reviews* 23. S. 1229-1271.
- TAIRA, A. & SCHOLLE, P.A. (1979): *Discrimination of depositional environments using settlin tube data. Jouranl of Sediment and Petrology* 49. 787-800.
- THOMSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): *Environmental magnetism*. London.
- TORMIRDIARO, S.V. (1980): *Loess-glacial formation of East Siberia in the Late Pleistocene and the Holocene*. Nauka. Moskau. (in Russisch).
- TORMIRDIARO, S.V. & CHERNENKY, B.I. (1987): *Crygenic-Eolian Deposits of the Eastern Arctic and Sub-arctic*. Nauka. Moskau. (in Russisch).
- TRASK, P.D. (1932): *Origin and environmental of source sediments of petroleum*. Houston.
- VASILENKO, V.K. (ed.)(1963): *In the decisions of the interdepartment Conference of development of uniform stratigraphic schemes for Yakutia ASSR*. Gosgeoltekhizdat. Moskau. (in Russisch).
- WAGNER, G.A. (1995): *Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten*. Stuttgart.
- WALGER, E. (1965): *Zur Darstellung von Korngrößenverteilungen*. *Geolog. Rundschau* 54. S. 976–1002.
- WALKER, H.J. (1998): *Arctic Deltas*. *Journal of Coastal Research* 14. S. 718-738.
- WALTER, H. & BRECKLE, S.-W. (1986): *Ökologie der Erde. Band 3. Spezielle Ökologie der gemäßigten und arktischen Zonen Euro-Nordasiens*. Stuttgart.
- WASHBURN, A.L. (1979): *Geocryology. A survey of periglacial processes and environment*. London.
- WASHBURN, A.L. (1956): *Classification of patterned ground and review of suggested origin*. *Geological Society* 67. S. 823-866.
- WEIN, N. (1999): *Sibirien*. Gotha.
- WEISE, O.R. (1983): *Das Periglazial Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen*. Berlin.
- WIGLEY, T.M.L. (Hrsg.) (2000): *The carbon cycle*. Cambridge.
- WILLKOMM, H. (1976): *Altersbestimmungen im Quartär: Datierungen mit Radiokohlenstoff und anderen kernphysikalischen Methoden*. München.

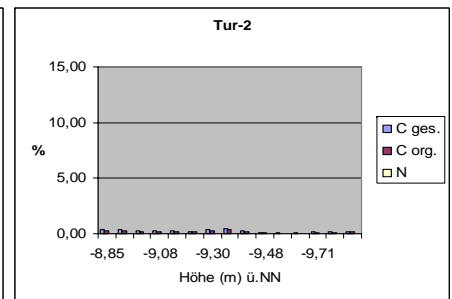
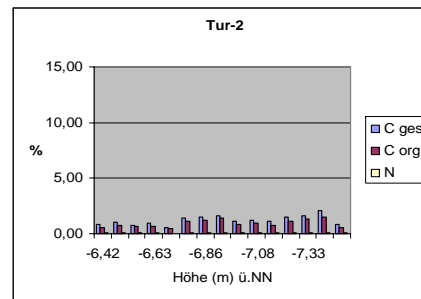
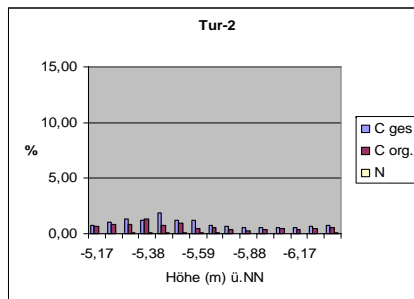
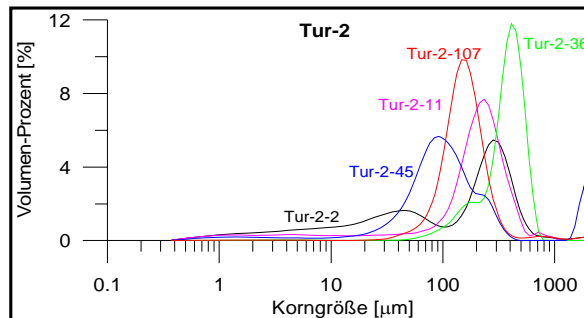
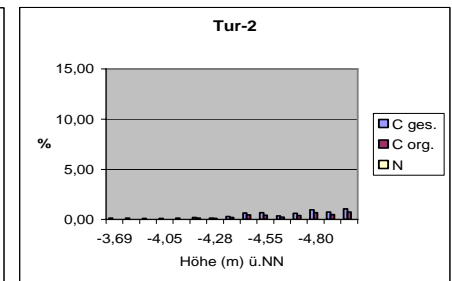
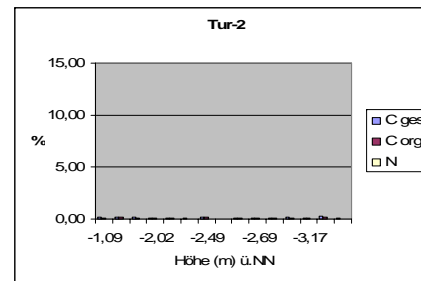
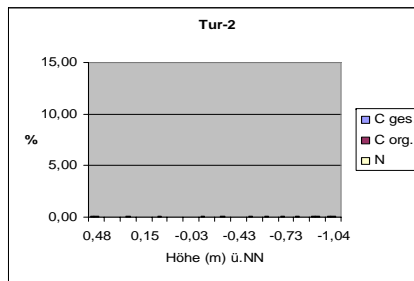
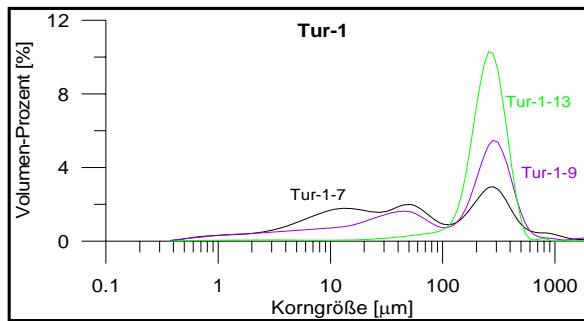
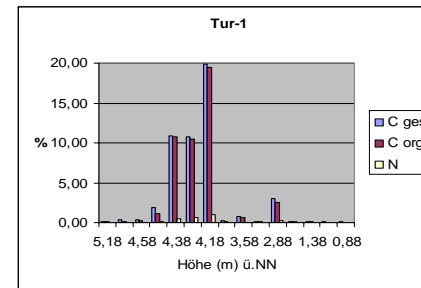
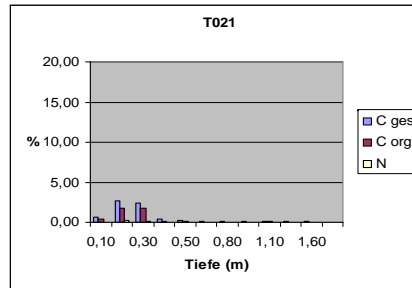
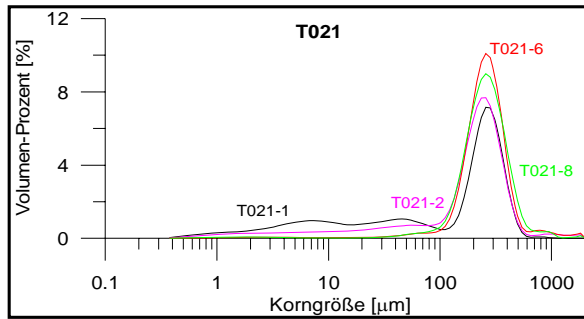
- WÜTHRICH, CH. & THANNHEISER, D. (2002): Die Polargebiete. Braunschweig.
- WWIS (2006): World Weather Information Service. <http://www.worldweather.org/107/c01040.html>. Zugriff am 17.11.2006.
- ZHURAVLEV, V.S. (1960): On the question of geology of the Olenek and Lena Interflute. Materials on geology, petrography and metal genesis in some regions of Yakutia. Proceedings of the Geological Institute of the Academy of Science of the USSR 7. S. 86-101. (in Russisch).
- ZIMOV, S.A., SCHUUR, E.A.G., CHAPIN, F.ST. (2006): Permafrost and the global carbon budget. Science 312. S. 1612-1613.

Probe	Tiefe (m)	Höhe (m ü.NN)	Eisgehalt (Gew.-%)	C ges. (Gew.-%)	C org. (Gew.-%)	N (Gew.-%)	C/N Verhältnis	Suszeptibilität ( $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ )	Me nach Trask ( $\mu\text{m}$ )	Sortierung nach Trask	Schiefe nach Trask	Substrattyp	$^{14}\text{C}$ -Alter (Jahre v.H.)
T 021-0	0,10			0,6	0,4	0,05		8	236	mäßig sortiert	0,96	mS, fs, u'	
T 021-1	0,20			2,7	1,8	0,21	15	7	173	sehr schlecht sortiert	0,23	mS, u, fs', t'	
T 021-2	0,30			2,4	1,8	0,14	15	5	226	mäßig sortiert	0,89	mS, fs, u'	
T 021-3	0,35			0,3	0,2	< 0,05		5	258	mäßig sortiert	0,97	mS, fs, u'	
T 021-4	0,50			0,2	0,1	< 0,05		5	263	gut sortiert	0,99	mS, fs	
T 021-5	0,70			0,2	< 0,10	< 0,05		5	248	gut sortiert	1,02	mS, fs <sup>-</sup>	
T 021-6	0,80			0,2	< 0,10	< 0,05		6	283	gut sortiert	0,97	mS, fs	
T 021-7	0,90			0,2	< 0,10	< 0,05		6	264	mäßig sortiert	1,01	mS, fs	
T 021-8	1,10			0,2	0,1	< 0,05		6	283	gut sortiert	0,97	mS, fs	
T 021-9	1,30		13	0,1	< 0,10	< 0,05		13	274	gut sortiert	0,98	mS, fs	
T 021-10	1,60			0,1	< 0,10	< 0,05		11	280	gut sortiert	0,96	mS, fs	
T 021-11	1,80		17	< 0,10	< 0,10	< 0,05		8	285	gut sortiert	0,96	mS, fs	
Tur-1-14	0,44	5,18		0,2	0,1	< 0,05		10	282	gut sortiert	0,97	mS, fs	310 + 25 / -20
Tur-1-13	1,00	4,78		0,3	0,2	< 0,05		20	276	gut sortiert	0,94	mS, fs	
Tur-1-12	1,70	4,58		0,4	0,3	< 0,05		15	282	gut sortiert	0,93	mS, fs	
Tur-1-11	1,89	4,49		1,9	1,1	0,14	10	29	164	sehr schlecht sortiert	0,48	mS, fs, u	
Tur-1-10	2,00	4,38		nicht vorh.	nicht vorh.	nicht vorh.	nicht vorh.	nicht vorh.	nicht vorh.	nicht vorh.	nicht vorh.	nicht vorh.	695 ± 35
Tur-1-9	2,29	4,38		10,9	10,7	0,53	22	7	180	sehr schlecht sortiert	0,32	mS, u <sup>-</sup> , fs', t'	
Tur-1-8	2,40	4,28		10,8	10,5	0,59	19	8	155	sehr schlecht sortiert	0,95	U, ms <sup>-</sup> , fs, t'	
Tur-1-7	2,70	4,18		19,8	19,5	1,04	19	13	124	sehr schlecht sortiert	1,22	U, ms, fs, t'	
Tur-1-6	2,70	4,08	27	0,3	0,2	< 0,05		6	286	gut sortiert	0,96	mS, fs	
Tur-1-5	2,90	3,58	9	0,8	0,7	0,06		8	284	gut sortiert	0,93	mS, fs	
Tur-1-4	3,00	3,38	29	0,1	0,1	< 0,05		7	296	gut sortiert	0,95	mS, fs	
Tur-1-3	3,40	2,88	43	3,0	2,5	0,19		8	195	sehr schlecht sortiert	0,28	mS, u, fs'	10775 ± 45
Tur-1-2	4,00	2,58	25	0,2	0,1	< 0,05		10	293	gut sortiert	0,96	mS, fs	
Tur-1-1	4,09	1,38	17	0,1	0,1	< 0,05		34	284	gut sortiert	0,99	mS, fs	
Tur-1-15	4,19	1,18		0,1	< 0,10	< 0,05		55	240	gut sortiert	1,06	mS, fs <sup>-</sup>	
Tur-1-16	4,30	0,88	17	0,1	< 0,10	< 0,05		45	241	gut sortiert	1,05	mS, fs <sup>-</sup>	
Tur-2-1	1,04	0,48		0,1	0,1	< 0,05		46	238	gut sortiert	1,06	mS, fs <sup>-</sup>	
Tur-2-2	1,20	0,32		nicht vorh.		nicht vorh.	nicht vorh.	nicht vorh.	nicht vorh.	nicht vorh.	nicht vorh.	nicht vorh.	
Tur-2-3	1,29	0,23		< 0,10	0,1	< 0,05		28	302	mäßig sortiert	1,01	mS, fs, gs'	
Tur-2-4	1,37	0,15		< 0,10	< 0,10	< 0,05		40	252	gut sortiert	1,05	mS, fs <sup>-</sup>	
Tur-2-5	1,45	0,07		< 0,10	0,1	< 0,05		27	270	gut sortiert	1,01	mS, fs	
Tur-2-6	1,51	0,01		nicht vorh.		nicht vorh.		11	308	mäßig sortiert	0,97	mS, fs	
Tur-2-7	1,55	-0,03		< 0,10	< 0,10	< 0,05		31	306	mäßig sortiert	0,94	mS, fs	
Tur-2-8	1,64	-0,12	16	0,1	< 0,10	< 0,05		36	247	gut sortiert	1,06	mS, fs <sup>-</sup>	
Tur-2-9	1,87	-0,35		< 0,10	0,1	< 0,05		0	252	gut sortiert	1,05	mS, fs <sup>-</sup>	
Tur-2-10	1,95	-0,43		< 0,10	< 0,10	< 0,05		36	263	gut sortiert	1,02	mS, fs	
Tur-2-11	2,04	-0,52	13	0,1	< 0,10	< 0,05		40	223	mäßig sortiert	0,98	mS, fs, u'	
Tur-2-12	2,15	-0,63		0,1	< 0,10	< 0,05		43	207	mäßig sortiert	0,99	mS, fs <sup>-</sup> , u'	
Tur-2-13	2,25	-0,73		0,1	< 0,10	< 0,05		42	232	gut sortiert	1,03	mS, fs <sup>-</sup>	
Tur-2-14	2,34	-0,82		0,1	< 0,10	< 0,05		1	225	gut sortiert	1,02	mS, fs <sup>-</sup> , u'	
Tur-2-15	2,43	-0,91	19	0,1	0,1	< 0,05		33	240	gut sortiert	1,03	mS, fs <sup>-</sup>	26670 + 350 / -330
Tur-2-16	2,56	-1,04		0,1	0,1	< 0,05		32	257	gut sortiert	1,03	mS, fs <sup>-</sup>	
Tur-2-17	2,61	-1,09		0,2	0,1	< 0,05		11	309	gut sortiert	0,96	mS, fs	

Probe	Tiefe (m)	Höhe (m ü.NN)	Eisgehalt (Gew.-%)	C ges. (Gew.-%)	C org. (Gew.-%)	N (Gew.-%)	C/N Verhältnis	Suszeptibilität ( $10^{-8}$ m <sup>3</sup> /kg)	Me nach Trask ( $\mu$ m)	Sortierung nach Trask	Schiefe nach Trask	Substrattyp	<sup>14</sup> C-Alter (Jahre v.H.)
Tur-2-18	2,79	-1,27		0,1	0,1	< 0,05		13	259	mäßig sortiert	1,02	mS, fs	
Tur-2-19	3,40	-1,88		0,2	0,1	< 0,05		21	210	gut sortiert	1,04	mS + fS	
Tur-2-20	3,54	-2,02	19	0,1	0,1	< 0,05		20	264	mäßig sortiert	1,01	mS, fs	
Tur-2-21	3,82	-2,30		0,1	0,1	< 0,05		31	150	sehr schlecht sortiert	0,29	mS, u, fs, t'	
Tur-2-22	3,90	-2,38	18	0,1	< 0,10	< 0,05		21	286	mäßig sortiert	0,91	mS, fs	
Tur-2-23	4,01	-2,49		0,1	0,1	< 0,05		48	182	gut sortiert	1,00	fS + mS	
Tur-2-24	4,11	-2,59		< 0,10	< 0,10	< 0,05		13	365	gut sortiert	0,99	mS	
Tur-2-25	4,15	-2,63	19	0,1	0,1	< 0,05		24	266	mäßig sortiert	0,99	mS, fs	
Tur-2-26	4,21	-2,69		0,1	0,1	< 0,05		20	385	mäßig sortiert	0,97	mS, gs', fs'	
Tur-2-27	4,32	-2,80	15	0,1	0,1	< 0,05		31	293	mäßig sortiert	0,98	mS, fs	
Tur-2-28	4,51	-2,99		0,2	0,1	< 0,05		17	275	mäßig sortiert	0,96	mS, fs	
Tur-2-29	4,69	-3,17	18	0,1	0,1	< 0,05		30	235	gut sortiert	1,04	mS, fs <sup>-</sup>	
Tur-2-30	4,88	-3,36		0,3	0,2	< 0,05		39	214	mäßig sortiert	1,04	mS + fS, u'	40020 + 2100 / -1660
Tur-2-31	5,15	-3,63		0,1	< 0,10	< 0,05		10	391	gut sortiert	0,98	mS, gs'	
Tur-2-32	5,21	-3,69	17	0,1	< 0,10	< 0,05		21	392	mäßig sortiert	0,94	mS, fs', gs'	
Tur-2-33	5,34	-3,82		0,1	< 0,10	< 0,05		31	345	mäßig sortiert	0,96	mS, fs, gs'	
Tur-2-34	5,40	-3,88	19	0,1	< 0,10	< 0,05		30	353	gut sortiert	0,95	mS, fs', gs'	
Tur-2-35	5,57	-4,05		0,1	< 0,10	< 0,05		17	385	sehr gut sortiert	1,00	mS	
Tur-2-36	5,65	-4,13	19	0,1	< 0,10	< 0,05		29	381	gut sortiert	0,97	mS, fs', gs'	
Tur-2-37	5,73	-4,21		0,2	0,1	< 0,05		45	252	mäßig sortiert	1,02	mS, fs <sup>-</sup>	
Tur-2-38	5,80	-4,28		0,2	0,1	< 0,05		28	269	mäßig sortiert	0,96	mS, fs	
Tur-2-40	5,90	-4,38		0,3	0,2	< 0,05		111	144	mäßig sortiert	0,95	fS, ms, u'	
Tur-2-41	6,00	-4,48		0,6	0,4	< 0,05		102	152	mäßig sortiert	0,98	fS, ms <sup>-</sup> , u'	
Tur-2-42	6,07	-4,55	16	0,7	0,4	< 0,05		110	127	mäßig sortiert	1,02	fS, ms, u	
Tur-2-43	6,15	-4,63		0,4	0,2	< 0,05		123	148	mäßig sortiert	0,96	fS, ms, u'	
Tur-2-44	6,25	-4,73		0,6	0,4	< 0,05		149	128	mäßig sortiert	0,95	fS, ms, u'	
Tur-2-45	6,32	-4,80		1,0	0,7	< 0,05		120	116	mäßig sortiert	1,05	fS, u, ms', gs'	
Tur-2-46	6,40	-4,88	22	0,8	0,5	< 0,05		112	102	mäßig sortiert	0,99	fS, u, ms'	
Tur-2-47	6,61	-5,09		1,1	0,7	< 0,05		139	81	mäßig sortiert	0,92	fS, u <sup>-</sup>	
Tur-2-48	7,69	-5,17		1,0	0,7	< 0,05	21	135	94	mäßig sortiert	0,97	fS, u, ms'	
Tur-2-49	6,78	-5,26	25	1,4	0,9	0,06		109	73	mäßig sortiert	0,87	fS, u <sup>-</sup>	
Tur-2-50	6,84	-5,32		1,2	0,8	0,05	24	122	140	mäßig sortiert	0,91	fS, ms, u'	46960 + 2580 / -1950
Tur-2-51	6,90	-5,38		1,9	1,3	0,07	23	102	63	mäßig sortiert	0,85	U + fS	
Tur-2-52	6,94	-5,42		1,3	0,8	0,08	18	85	65	mäßig sortiert	0,84	fS + U, t'	
Tur-2-53	7,01	-5,49		1,3	0,9	0,07	20	90	78	mäßig sortiert	0,89	fS, u <sup>-</sup> , ms'	
Tur-2-54	7,11	-5,59	20	0,8	0,5	0,06	12	96	87	mäßig sortiert	0,93	fS, u <sup>-</sup> , ms'	
Tur-2-55	7,25	-5,73		0,7	0,6	< 0,05	15	91	110	mäßig sortiert	1,03	fS, u, ms	
Tur-2-56	7,34	-5,82		0,6	0,3	< 0,05		104	121	mäßig sortiert	0,94	fS, ms, u	
Tur-2-57	7,40	-5,88		0,5	0,3	< 0,05		100	114	mäßig sortiert	0,98	fS, u, ms	
Tur-2-58	7,50	-5,98	20	0,6	0,4	< 0,05		95	125	mäßig sortiert	0,98	fS, ms, u	
Tur-2-59	7,61	-6,09		0,7	0,5	0,05		93	95	mäßig sortiert	0,97	fS, u, ms'	
Tur-2-60	7,69	-6,17	19	0,6	0,4	< 0,05		85	94	mäßig sortiert	0,97	fS, u, ms'	
Tur-2-61	7,78	-6,26		0,6	0,4	< 0,05		91	105	mäßig sortiert	0,99	fS, u, ms'	
Tur-2-62	7,86	-6,34		0,8	0,5	0,05	16	108	86	mäßig sortiert	0,94	fS, u, ms'	
Tur-2-63	7,94	-6,42	23	0,8	0,5	0,06	17	97	86	mäßig sortiert	0,92	fS, u <sup>-</sup> , ms'	

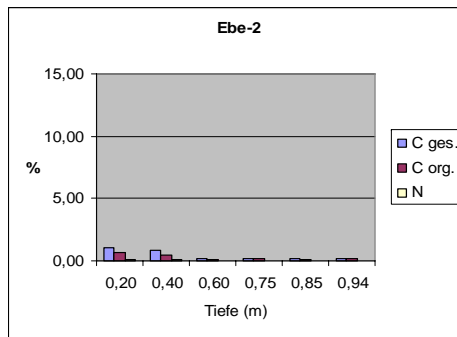
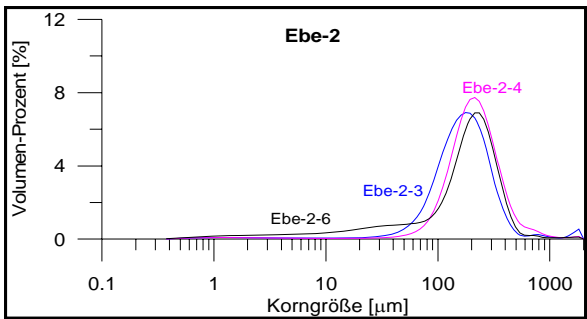
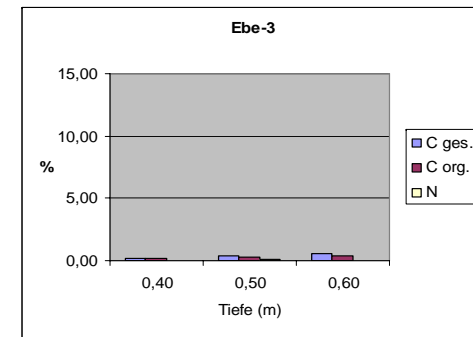
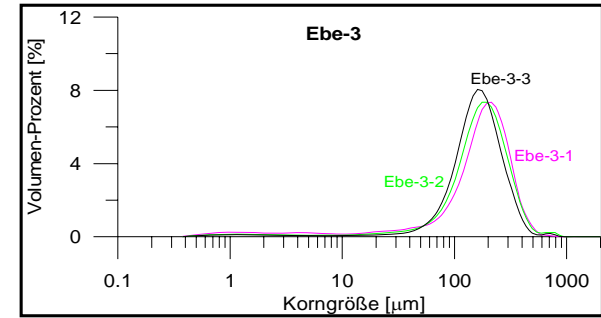
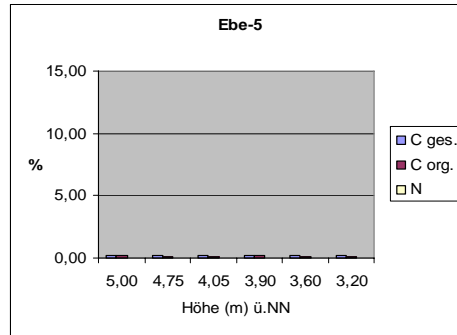
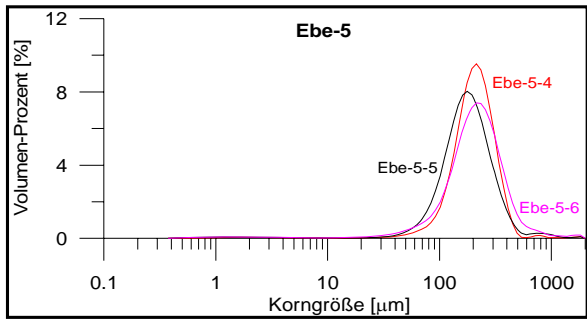
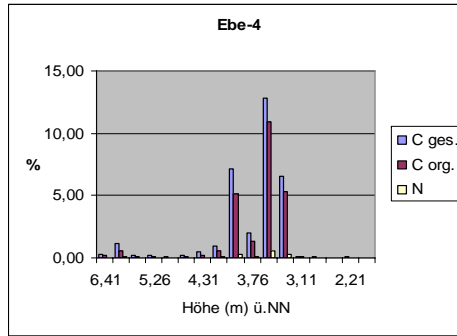
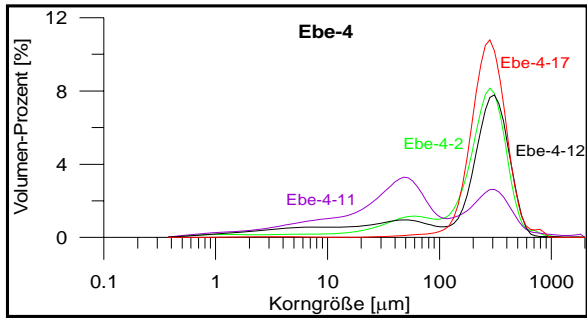
Probe	Tiefe (m)	Höhe (m ü.NN)	Eisgehalt (Gew.-%)	C ges. (Gew.-%)	C org. (Gew.-%)	N (Gew.-%)	C/N Verhältnis	Suszeptibilität ( $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ )	Me nach Trask ( $\mu\text{m}$ )	Sortierung nach Trask	Schiefe nach Trask	Substrattyp	$^{14}\text{C}$ -Alter (Jahre v.H.)
Tur-2-64	8,06	-6,54		1,0	0,8	0,07	17	108	82	mäßig sortiert	0,89	fS, u <sup>-</sup> , ms'	
Tur-2-65	8,11	-6,59		0,8	0,6	0,06	15	70	87	mäßig sortiert	0,91	fS, u <sup>-</sup> , ms'	
Tur-2-66	8,15	-6,63		0,9	0,7	0,06	16	61	75	mäßig sortiert	0,81	fS, u <sup>-</sup> , ms', t'	
Tur-2-67	8,22	-6,70	22	0,6	0,5	< 0,05		74	100	mäßig sortiert	0,94	fS, u, ms'	
Tur-2-68	8,30	-6,78		1,5	1,2	0,09	22	35	72	mäßig sortiert	0,86	fS + U	
Tur-2-69	8,38	-6,86		1,5	1,2	0,09	21	18	66	schlecht sortiert	0,74	fS + U, t'	
Tur-2-70	8,46	-6,94		1,6	1,4	0,09	23	19	70	mäßig sortiert	0,79	fS, u <sup>-</sup> , t'	
Tur-2-71	8,50	-6,98		1,1	0,8	0,08	18	17	69	schlecht sortiert	0,71	fS + U, ms', t'	
Tur-2-72	8,60	-7,08		1,3	0,9	0,08	19	22	66	schlecht sortiert	0,62	fS, u <sup>-</sup> , t', ms'	
Tur-2-73	8,67	-7,15		1,1	0,8	0,07	18	31	70	schlecht sortiert	0,69	fS + U, ms'	
Tur-2-74	8,75	-7,23	21	1,6	1,2	0,10	18	28	54	sehr schlecht sortiert	0,35	U + fS, t'	
Tur-2-75	8,85	-7,33		1,6	1,3	0,11	17	42	62	sehr schlecht sortiert	0,45	U, fs <sup>-</sup> , t', ms'	
Tur-2-76	8,97	-7,45		2,0	1,6	0,12	17	40	52	sehr schlecht sortiert	0,59	U, fs <sup>-</sup> , t', ms'	52130 + 2770 / -2050
Tur-2-77	9,07	-7,55		0,9	0,6	0,06	16	89	93	mäßig sortiert	0,96	fS, u, ms'	
Tur-2-78	9,14	-7,62	23	1,9	1,5	0,11	19	34	87	mäßig sortiert	0,84	fS, u, ms'	
Tur-2-79	9,25	-7,73		0,8	0,7	< 0,05		32	161	gut sortiert	0,95	fS, ms <sup>-</sup> , u'	
Tur-2-80	9,30	-7,78		0,7	0,5	0,05	16	143	125	mäßig sortiert	0,87	fS, ms, u	
Tur-2-81	9,35	-7,83		0,5	0,4	< 0,05		64	114	mäßig sortiert	1,02	fS, ms', u'	
Tur-2-82	9,39	-7,87		0,4	0,3	< 0,05		119	114	mäßig sortiert	1,02	fS, ms', u'	
Tur-2-83	9,47	-7,95		0,4	0,3	< 0,05		93	87	mäßig sortiert	0,92	fS, u <sup>-</sup> , ms'	
Tur-2-84	9,55	-8,03		0,4	0,3	< 0,05		157	133	mäßig sortiert	0,91	fS, ms, u'	
Tur-2-85	9,82	-8,30		0,4	0,4	< 0,05		61	115	mäßig sortiert	1,02	fS, ms', u'	
Tur-2-86	9,89	-8,37	26	0,3	0,2	< 0,05		140	129	mäßig sortiert	0,96	fS, ms, u'	
Tur-2-87	10,00	-8,48		0,4	0,3	< 0,05		143	140	mäßig sortiert	0,95	fS, ms, u'	
Tur-2-88	10,02	-8,50		0,4	0,3	< 0,05		66	177	gut sortiert	0,99	fS, ms <sup>-</sup>	
Tur-2-89	10,08	-8,56		0,2	0,2	< 0,05		55	153	gut sortiert	0,95	fS, ms, u'	
Tur-2-90	10,17	-8,65		0,5	0,4	< 0,05		58	131	mäßig sortiert	0,93	fS, ms, u'	
Tur-2-91	10,23	-8,71		0,4	0,2	< 0,05		52	152	gut sortiert	0,94	fS, ms, u'	
Tur-2-92	10,30	-8,78	22	0,3	0,2	< 0,05		47	153	gut sortiert	0,96	fS, ms	
Tur-2-93	10,37	-8,85		0,4	0,3	< 0,05		109	142	mäßig sortiert	0,94	fS, ms, u'	
Tur-2-94	10,45	-8,93		0,4	0,3	< 0,05		72	129	mäßig sortiert	0,95	fS, ms, u'	
Tur-2-95	10,53	-9,01	22	0,3	0,2	< 0,05		146	167	gut sortiert	0,96	fS, ms <sup>-</sup> , u'	
Tur-2-96	10,60	-9,08		0,3	0,2	< 0,05		58	178	gut sortiert	1,00	fS, ms <sup>-</sup>	
Tur-2-97	10,66	-9,14		0,2	0,2	< 0,05		76	143	gut sortiert	0,95	fS, ms	
Tur-2-98	10,73	-9,21	18	0,2	0,1	< 0,05		46	189	mäßig sortiert	1,00	fS + mS	
Tur-2-99	10,82	-9,30		0,4	0,3	< 0,05		32	141	gut sortiert	0,93	fS, ms, u'	> 52110
Tur-2-100	10,88	-9,36		0,4	0,4	< 0,05		22	141	mäßig sortiert	0,94	fS, ms, u'	
Tur-2-101	10,92	-9,40		0,3	0,2	< 0,05		59	214	mäßig sortiert	1,01	mS + fS	
Tur-2-102	11,00	-9,48	18	0,1	0,1	< 0,05		133	269	gut sortiert	0,99	mS, fs	
Tur-2-103	11,10	-9,58		0,1	< 0,10	< 0,05		25	311	gut sortiert	0,96	mS, fs	
Tur-2-104	11,17	-9,65		0,1	< 0,10	< 0,05		576	237	mäßig sortiert	0,99	mS, fs <sup>-</sup> , u'	
Tur-2-105	11,23	-9,71		0,2	0,1	< 0,05		212	236	gut sortiert	1,04	mS, fs <sup>-</sup>	
Tur-2-106	11,30	-9,78		0,2	0,1	< 0,05		198	247	gut sortiert	1,04	mS, fs <sup>-</sup>	
Tur-2-107	11,37	-9,85	19	0,2	0,2	< 0,05		139	167	gut sortiert	0,98	fS, ms <sup>-</sup>	





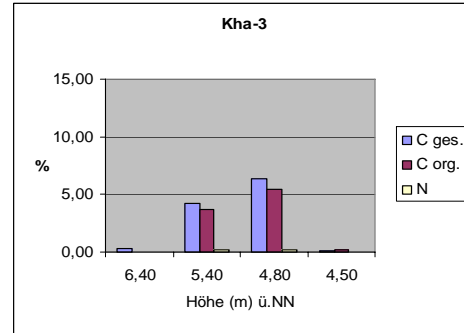
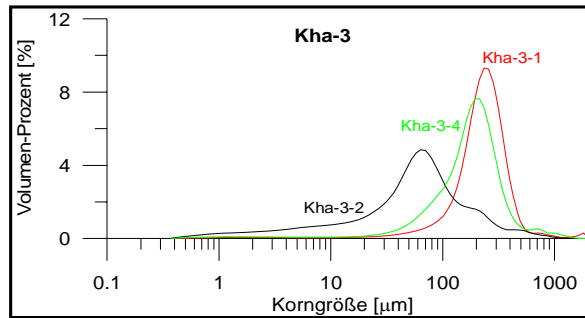
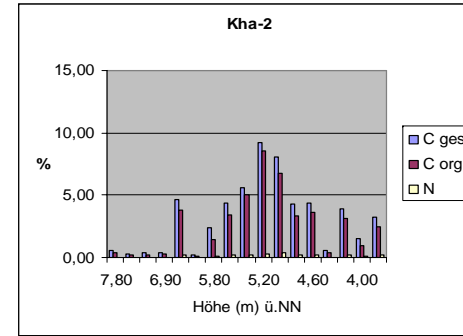
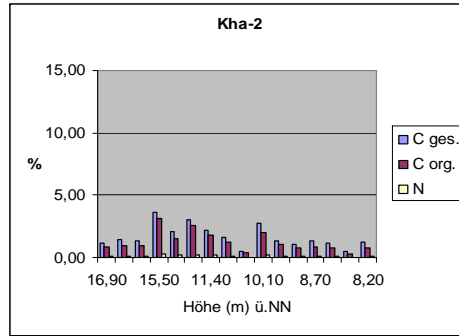
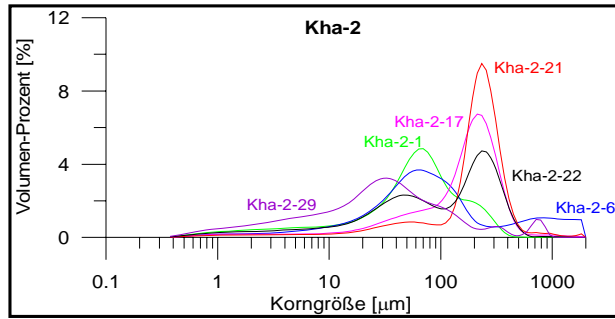
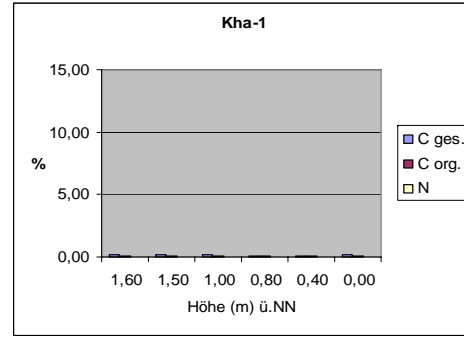
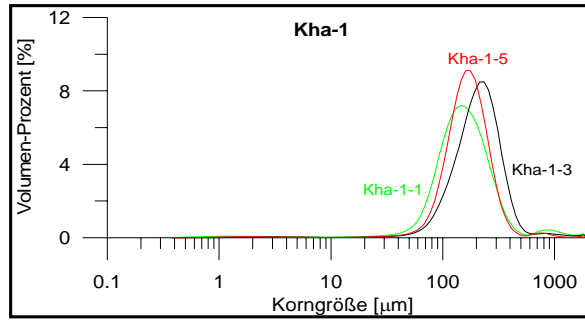
Beispielhaft für einige Horizonte die Korngrößenverteilung sowie die C und N Gehalte

Probe	Tiefe (m)	Höhe (m ü.NN)	Eisgehalt (Gew.-%)	C ges. (Gew.-%)	C org. (Gew.-%)	N (Gew.-%)	C/N Verhältnis	Suszeptibilität ( $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ )	Me nach Trask ( $\mu\text{m}$ )	Sortierung nach Trask	Schiefe nach Trask	Substrattyp	$^{14}\text{C}$ -Alter (Jahre v.H.)
Ebe-4-1	0,35	6,41		0,3	0,2	< 0,05		21	298	gut sortiert	0,95	mS, fs	
Ebe-4-2	0,75	6,01		1,1	0,6	0,07	12	12	245	mäßig sortiert	0,75	mS, fs, u'	565 ± 30
Ebe-4-3	1,00	5,76		0,2	0,1	< 0,05		26	302	gut sortiert	0,96	mS, fs	
Ebe-4-4	1,50	5,26		0,2	0,1	< 0,05		12	328	gut sortiert	0,96	mS, fs'	
Ebe-4-5	1,75	5,01		0,1	< 0,10	< 0,05		9	345	gut sortiert	0,98	mS, fs'	
Ebe-4-6	2,20	4,56	18	0,2	0,1	< 0,05		6	333	gut sortiert	0,97	mS, fs'	
Ebe-4-7	2,45	4,31		0,4	0,2	< 0,05		7	331	gut sortiert	0,97	mS, fs'	
Ebe-4-8	2,60	4,16	23	0,9	0,5	0,07	13	6	322	gut sortiert	0,95	mS, fs'	
Ebe-4-9	2,85	3,91	50	7,1	5,1	0,29	26	7	274	mäßig sortiert	0,78	mS, fs, u', gs'	3685 ± 25
Ebe-4-10	3,00	3,76	26	2,0	1,3	0,09	20	6	248	mäßig sortiert	0,73	mS, u, fs'	
Ebe-4-11	3,15	3,61		12,5	10,9	0,55	28	10	110	sehr schlecht sortiert	1,46	U, ms, fs	
Ebe-4-12	3,40	3,36		6,3	5,3	0,32	24	9	216	sehr schlecht sortiert	0,35	mS, u, fs'	
Ebe-4-13	3,65	3,11	19	0,1	0,1	< 0,05		16	321	gut sortiert	0,97	mS, fs'	
Ebe-4-14	4,00	2,76		0,1	< 0,10	< 0,05		25	306	gut sortiert	0,96	mS, fs'	
Ebe-4-15	4,20	2,56	17	< 0,10	< 0,10	< 0,05		19	313	gut sortiert	0,96	mS, fs'	12335 ± 55
Ebe-4-16	4,55	2,21	18	< 0,10	< 0,10	< 0,05		17	319	gut sortiert	0,96	mS, fs'	
Ebe-4-17	4,85	1,91	19	< 0,10	< 0,10	< 0,05		21	309	gut sortiert	0,96	mS, fs	
Ebe-5-6		5,00		0,2	0,2	< 0,05		56	235	mäßig sortiert	1,02	mS, fs <sup>-</sup>	
Ebe-5-5		4,75		0,2	0,1	< 0,05		82	194	gut sortiert	1,02	fs + mS	
Ebe-5-4		4,05		0,1	0,1	< 0,05		59	221	gut sortiert	1,04	mS + fs	
Ebe-5-3		3,90		0,2	0,1	< 0,05		77	196	gut sortiert	1,02	fs + mS	
Ebe-5-2		3,60		0,2	0,1	< 0,05		66	197	gut sortiert	1,02	fs + mS	
Ebe-5-1		3,20		0,1	0,1	< 0,05		60	198	gut sortiert	1,03	fs + mS	
Ebe-2-6	0,20			1,1	0,7	0,08	12	53	199	mäßig sortiert	0,92	mS, fs <sup>-</sup> , u'	
Ebe-2-5	0,40			0,8	0,5	0,06	10	64	175	mäßig sortiert	0,82	mS, fs <sup>-</sup> , u	
Ebe-2-4	0,60			0,2	0,1	< 0,05		53	231	mäßig sortiert	1,05	mS, fs <sup>-</sup>	
Ebe-2-3	0,75			0,2	0,1	< 0,05		48	187	mäßig sortiert	1,00	fs + mS	
Ebe-2-2	0,85		16	0,2	0,1	< 0,05		66	196	gut sortiert	1,02	fs + mS	
Ebe-2-1	0,94		16	0,2	0,2	< 0,05		44	203	mäßig sortiert	1,03	mS + fs	
Ebe-3-3	0,40		20	0,2	0,2	< 0,05		82	175	gut sortiert	0,98	fs, ms <sup>-</sup>	
Ebe-3-2	0,50		24	0,4	0,3	0,06		49	190	mäßig sortiert	1,00	fs + mS, u'	
Ebe-3-1	0,60		20	0,6	0,4	< 0,05		50	195	mäßig sortiert	0,97	mS, fs <sup>-</sup> , u'	



Beispielhaft für einige Horizonte die Korngrößenverteilung sowie die C und N Gehalte

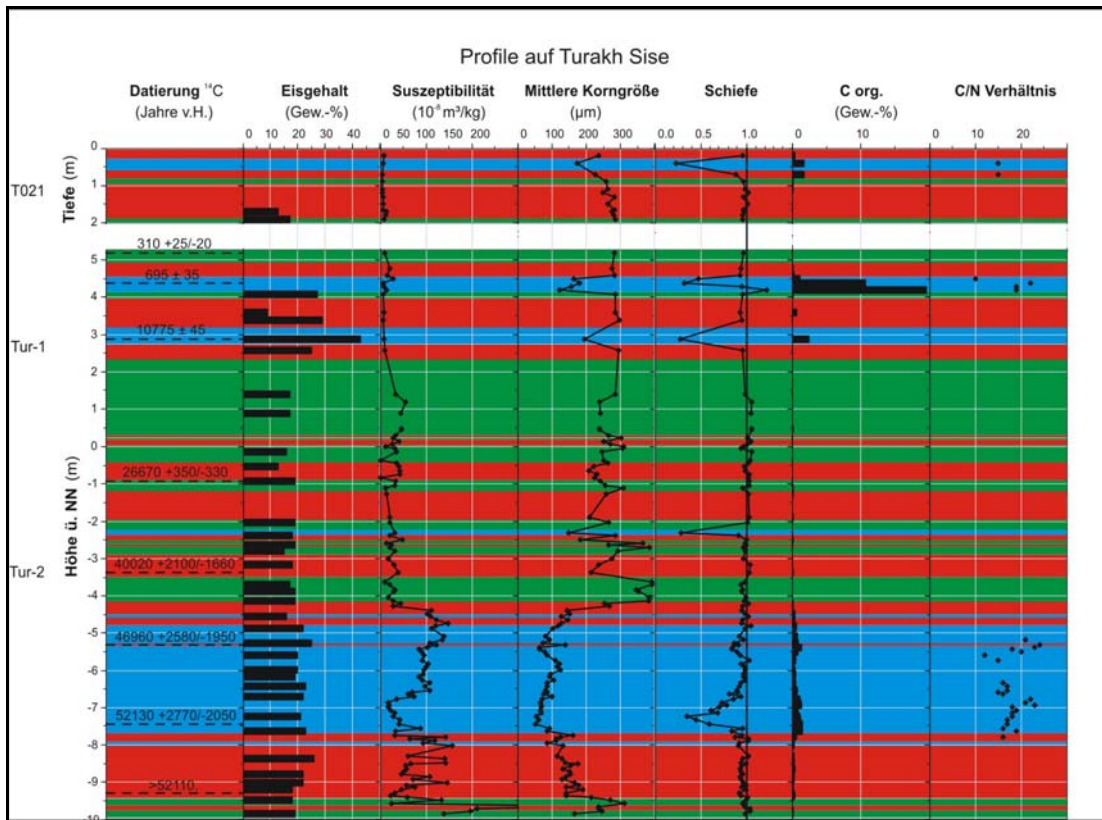
Probe	Tiefe (m)	Höhe (m ü.NN)	Eisgehalt (Gew.-%)	C ges. (Gew.-%)	C org. (Gew.-%)	N (Gew.-%)	C/N Verhältnis	Suszeptibilität ( $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ )	Me nach Trask ( $\mu\text{m}$ )	Sortierung nach Trask	Schiefe nach Trask	Substrattyp	14C-Alter (Jahre v.H.)
Kha-1-6		1,60		0,2	0,1	< 0,05		22	209	gut sortiert	1,03	mS + fS	
Kha-1-5		1,50	24	0,2	0,1	< 0,05		55	180	gut sortiert	1,00	fS, ms <sup>-</sup>	
Kha-1-4		1,00		0,2	0,1	< 0,05		44	179	gut sortiert	1,00	fS, ms <sup>-</sup>	
Kha-1-3		0,80		0,1	0,1	< 0,05		52	230	mäßig sortiert	1,03	mS, fs <sup>-</sup>	
Kha-1-2		0,40	17	0,1	0,1	< 0,05		57	211	mäßig sortiert	1,04	mS + fS	
Kha-1-1		0,00		0,2	0,1	< 0,05		90	169	mäßig sortiert	0,99	fS, ms <sup>-</sup>	
Kha-2-33		16,90		1,2	0,8	0,08	11	45	83	sehr schlecht sortiert	0,86	U, fs <sup>-</sup> , ms', t'	
Kha-2-32		16,50	46	1,5	1,0	0,10	10	52	85	sehr schlecht sortiert	1,06	U, fs, ms	
Kha-2-31		16,00	34	1,3	1,0	0,10	11	39	84	sehr schlecht sortiert	1,03	U, fs <sup>-</sup> , ms, t'	
Kha-2-30		15,50	53	3,6	3,2	0,27	12	43	27	sehr schlecht sortiert	0,60	U, fs, t'	
Kha-2-29		15,10		2,0	1,5	0,16	10	46	39	sehr schlecht sortiert	0,76	U, fs, t', ms'	
Kha-2-28		14,50	49	3,0	2,6	0,22	12	46	28	sehr schlecht sortiert	0,56	U, fs, t'	
Kha-2-27		11,40	33	2,2	1,8	0,15	12	46	123	sehr schlecht sortiert	1,03	U, fs, ms, gs'	
Kha-2-26		11,00	48	1,6	1,2	0,12	12	45	86	sehr schlecht sortiert	1,25	U, fs, ms, t'	
Kha-2-25		10,50		0,5	0,4	< 0,05		30	170	mäßig sortiert	0,91	fS, ms <sup>-</sup> , u'	
Kha-2-24		10,10	19	2,7	2,0	0,17	14	41	102	sehr schlecht sortiert	1,00	U, fs, ms, t'	
Kha-2-23		9,80		1,4	1,0	0,11	11	41	107	sehr schlecht sortiert	0,70	U, fs <sup>-</sup> , ms, t'	
Kha-2-22		9,20	32	1,1	0,8	0,09	10	35	139	sehr schlecht sortiert	0,66	mS, u <sup>-</sup> , fs	
Kha-2-21		8,70		1,3	0,9	0,09	11	17	234	mäßig sortiert	0,97	mS, fs, u'	
Kha-2-18		8,60	27	1,2	0,8	0,08	10	35	133	sehr schlecht sortiert	0,62	fS, ms <sup>-</sup> , u	
Kha-2-17		8,20	21	0,5	0,3	< 0,05		25	184	mäßig sortiert	0,86	mS, fs <sup>-</sup> , u	
Kha-2-20		8,20	49	1,2	0,8	0,10	11	33	117	sehr schlecht sortiert	0,63	U, fs, ms, t'	
Kha-2-16		7,80	31	0,6	0,4	< 0,05		45	152	schlecht sortiert	0,73	fS, ms <sup>-</sup> , u	
Kha-2-19		7,70	15	0,3	0,2	< 0,05		27	227	mäßig sortiert	1,03	mS, fs <sup>-</sup>	
Kha-2-15		7,30		0,4	0,2	< 0,05		20	182	gut sortiert	0,99	fS + mS, u'	
Kha-2-14		6,90		0,4	0,2	< 0,05		42	178	mäßig sortiert	0,93	fS + mS, u'	
Kha-2-13		6,60		4,7	3,8	0,20	24	55	56	schlecht sortiert	0,79	U, fs <sup>-</sup> , t'	
Kha-2-12		6,50		0,2	0,1	< 0,05		20	219	gut sortiert	1,03	mS, fs <sup>-</sup>	
Kha-2-11		5,80		2,4	1,4	0,13	13	73	65	schlecht sortiert	0,79	U + fS, ms'	
Kha-2-10		5,50		4,3	3,4	0,16	27	28	64	sehr schlecht sortiert	0,76	U, fs <sup>-</sup> , ms'	
Kha-2-9		5,40		5,6	5,1	0,18	36	71	60	schlecht sortiert	0,89	U, fs <sup>-</sup>	
Kha-2-8		5,20		9,2	8,5	0,26	40	55	76	schlecht sortiert	0,94	U, fs <sup>-</sup> , ms', gs'	
Kha-2-7		5,00	51	8,1	6,7	0,38	22	60	41	sehr schlecht sortiert	0,56	U, fs, t'	
Kha-2-6		4,80		4,3	3,4	0,20	26	72	104	sehr schlecht sortiert	1,11	U, fs <sup>-</sup> , gs', ms'	
Kha-2-5		4,60		4,4	3,6	0,22	24	36	62	schlecht sortiert	0,85	U, fs <sup>-</sup> , ms'	
Kha-2-4		4,40		0,6	0,4	< 0,05		43	115	sehr schlecht sortiert	0,57	fS, u <sup>-</sup> , ms	
Kha-2-3		4,20	35	3,9	3,2	0,22	21	18	68	schlecht sortiert	0,89	U, fs <sup>-</sup> , ms'	
Kha-2-2		4,00	20	1,5	1,0	0,11	12	32	121	sehr schlecht sortiert	0,52	fS, u <sup>-</sup> , ms, t'	
Kha-2-1		3,10		3,2	2,5	0,18	20	26	71	schlecht sortiert	0,88	U + fS, ms', t'	
Kha-3-4		6,40		0,3	0,2	< 0,05		34	196	mäßig sortiert	1,00	mS + fS, u'	
Kha-3-3		5,40		4,2	3,7	0,22	18	26	78	sehr schlecht sortiert	0,92	U, fs <sup>-</sup> , ms'	
Kha-3-2		4,80		6,4	5,4	0,29	22	39	70	schlecht sortiert	0,87	U, fs <sup>-</sup> , ms'	
Kha-3-1		4,50		0,1	< 0,10	< 0,05		38	253	mäßig sortiert	0,99	mS, fs	



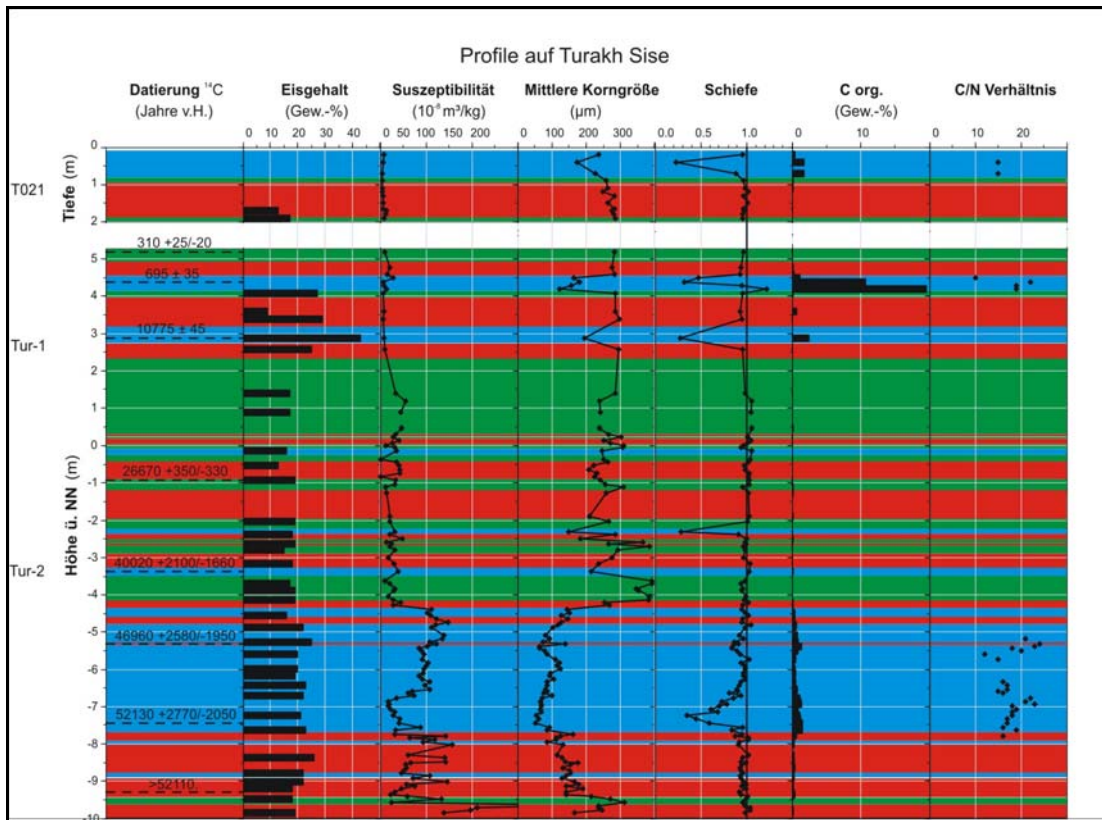
Beispielhaft für einige Horizonte die Korngrößenverteilung sowie die C und N Gehalte

Anhang II: graphische Darstellung der Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN

graphische Darstellung der Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, Insel Turakh Sise



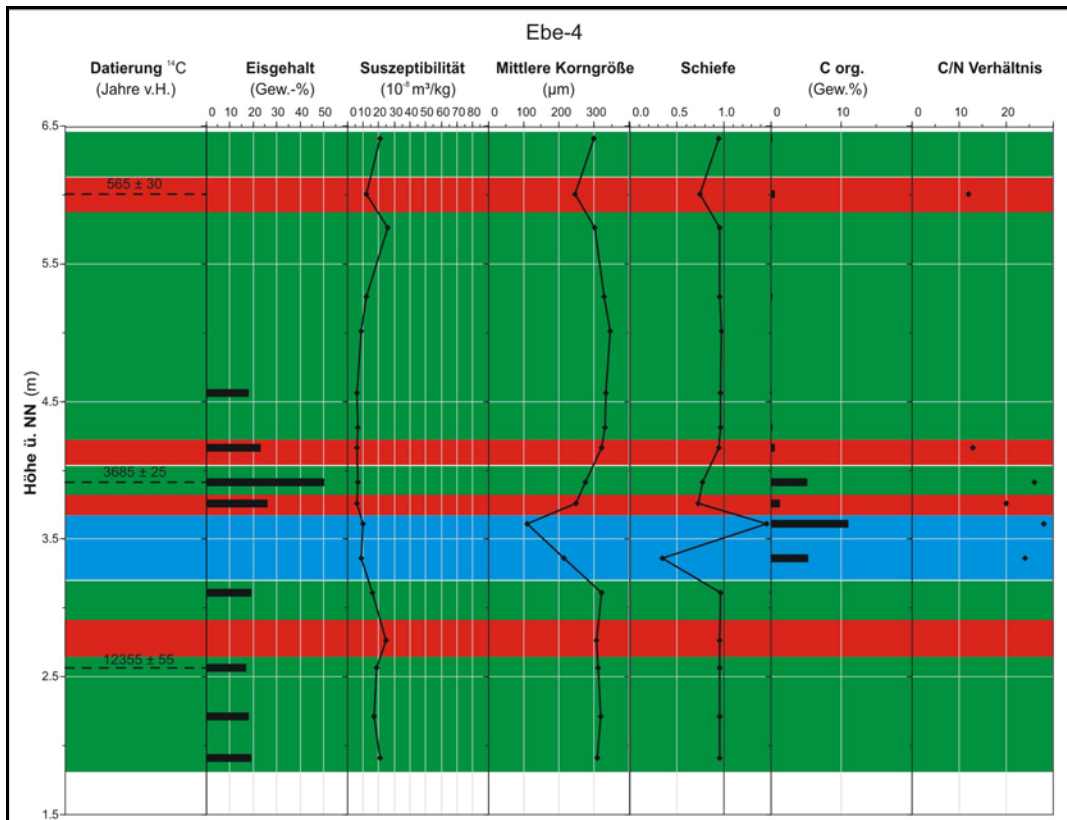
Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, 1. & 3. Moment



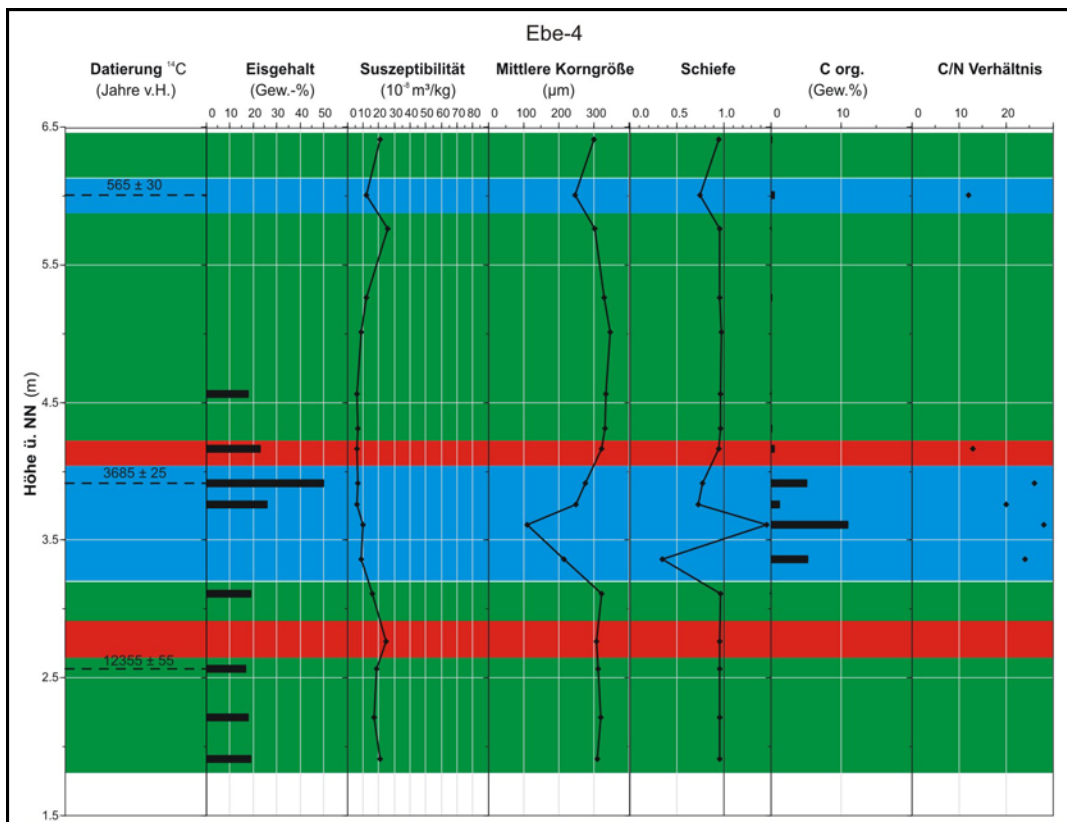
Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, 2. & 3. Moment

Anhang II: graphische Darstellung der Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN

graphische Darstellung der Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, Insel Ebe Basyn Sise



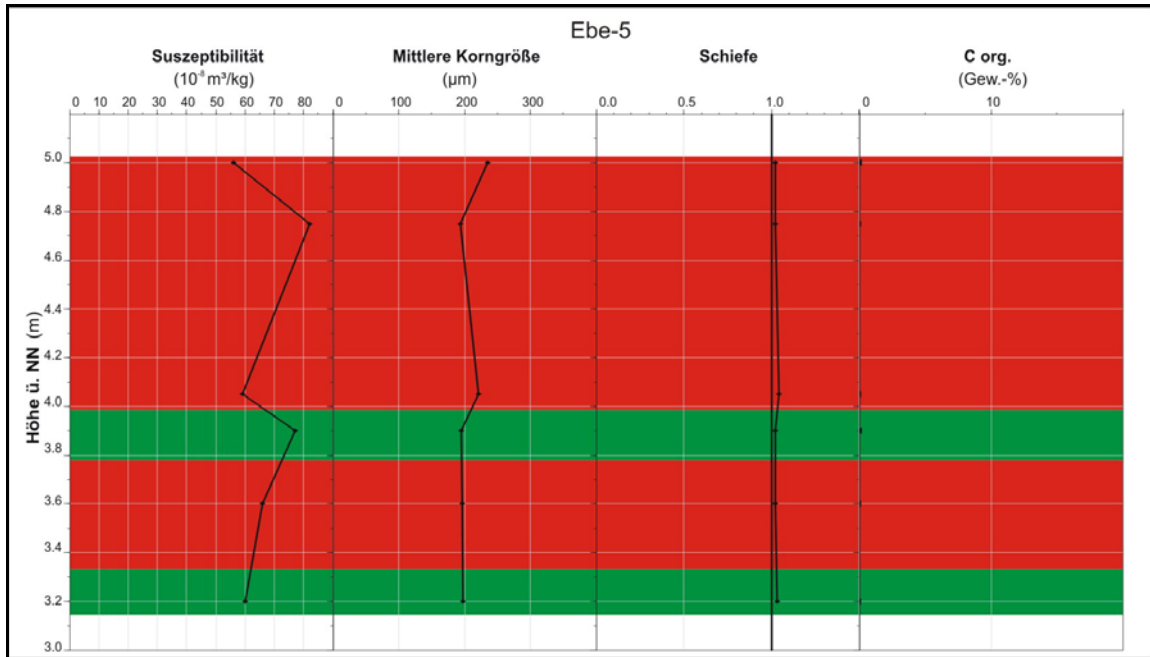
Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, 1. & 3. Moment



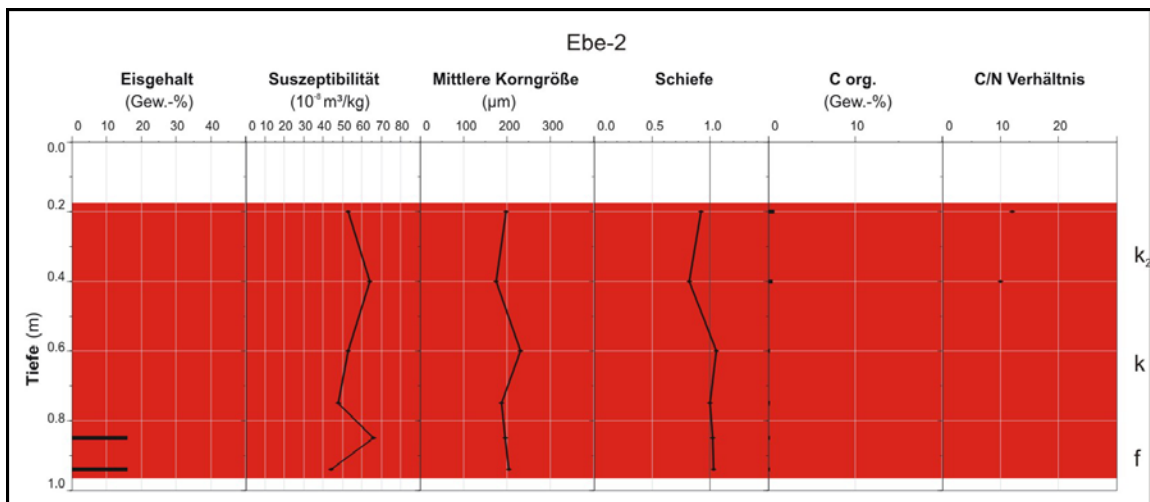
Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, 2. & 3. Moment

Anhang II: graphische Darstellung der Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN

graphische Darstellung der Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, Insel Ebe Basyn Sise



Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, 1. & 3. Moment, 2. & 3. Moment

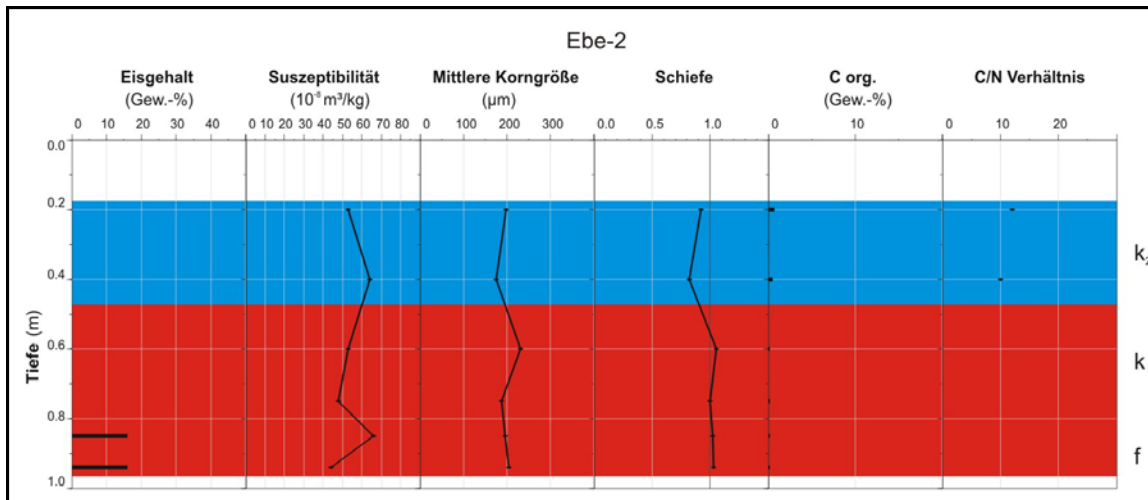


Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, 1. & 3. Moment

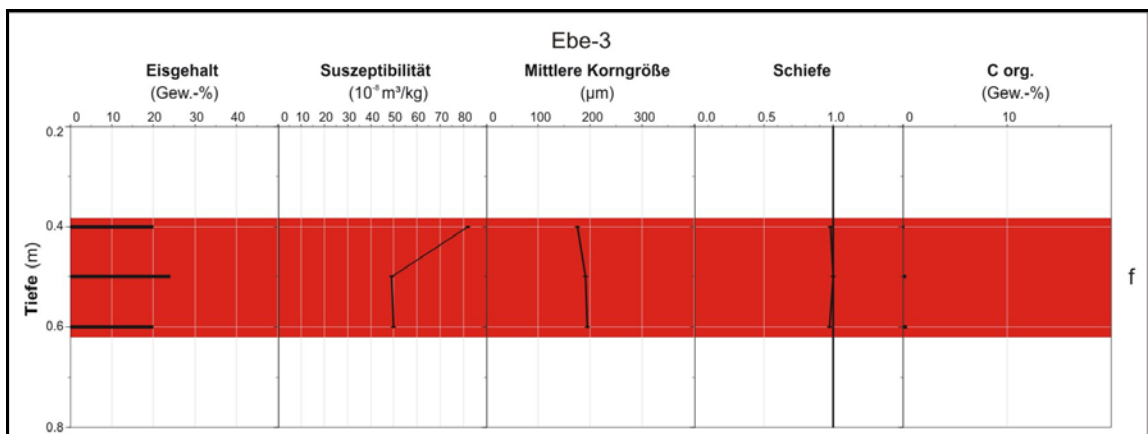


Anhang II: graphische Darstellung der Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN

graphische Darstellung der Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, Insel Ebe Basyn Sise



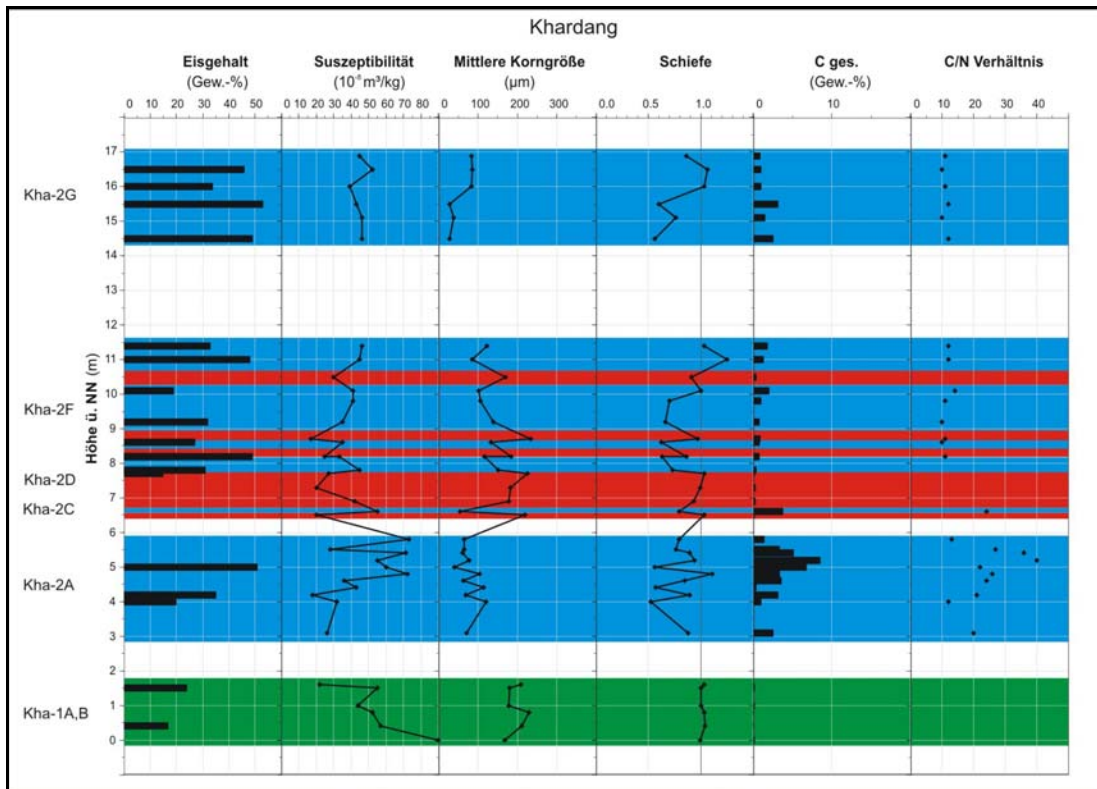
Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, 2. & 3. Moment



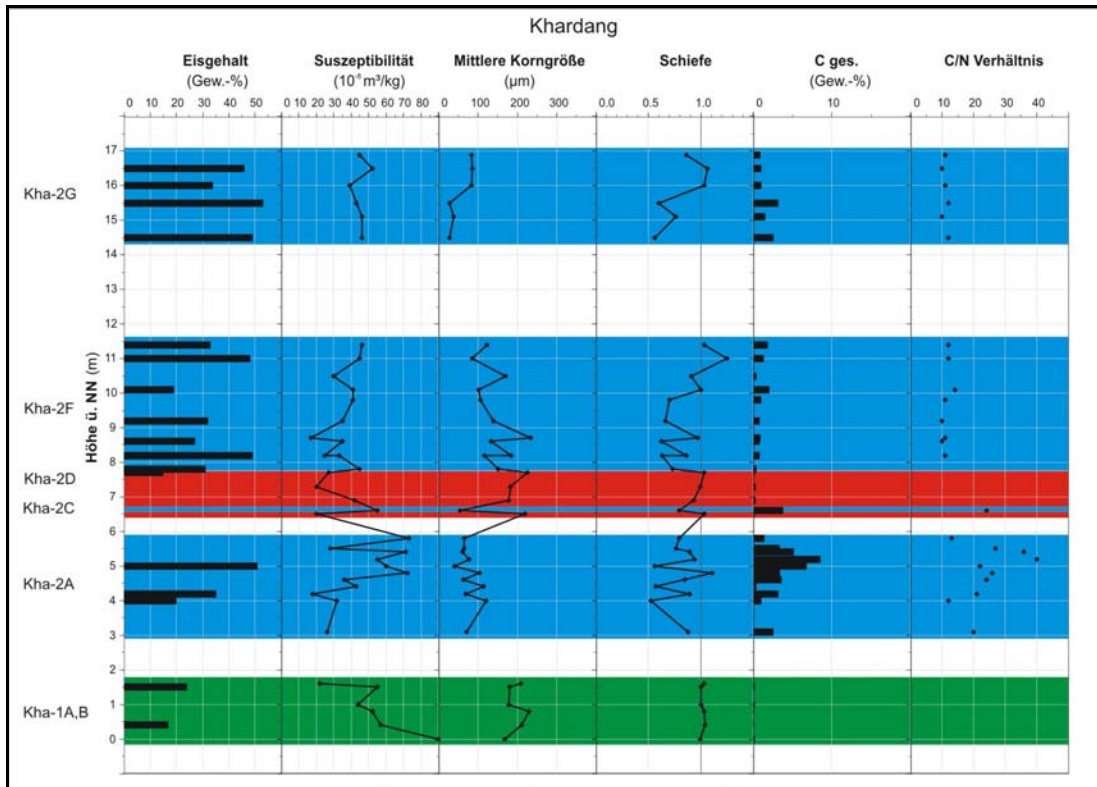
Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, 1. & 3. Moment, 2. & 3. Moment

Anhang II: graphische Darstellung der Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN

graphische Darstellung der Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, Insel Khardang



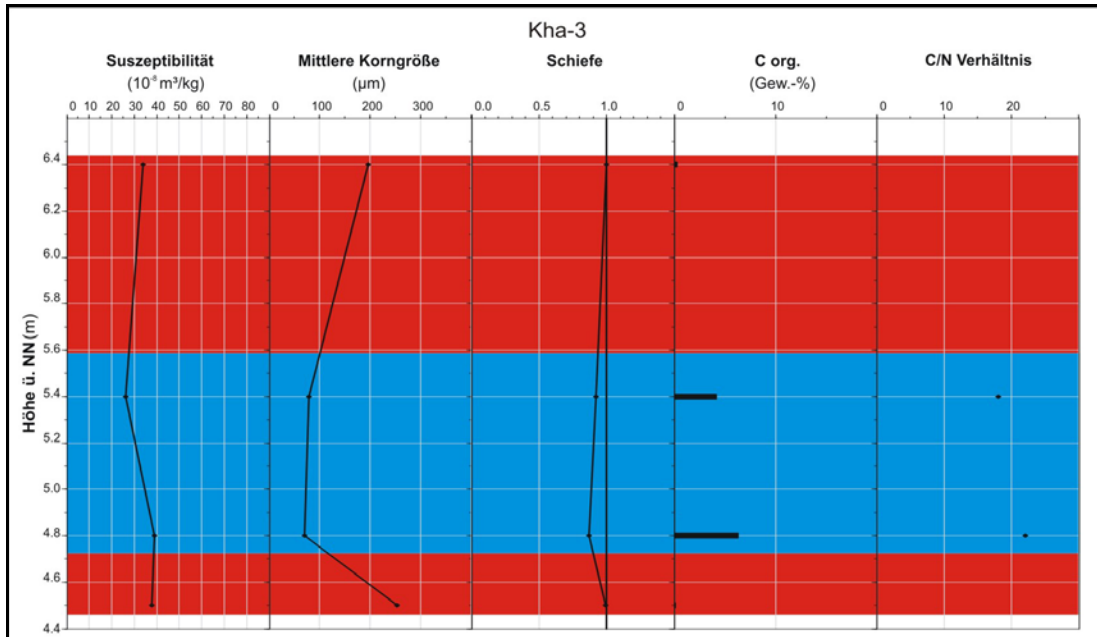
Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, 1. & 3. Moment



Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, 2. & 3. Moment

Anhang II: graphische Darstellung der Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN

graphische Darstellung der Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, Insel Khardang



Untergruppenbildung zur Sedimentklassifikation nach FRIEDMAN, 1. & 3. Moment, 2. & 3. Moment

Probe	Tiefe (m)	Höhe (m) ü.NN	Suszeptibilität (10 <sup>-8</sup> m³/kg)	Probe	Tiefe (m)	Höhe (m) ü.NN	Suszeptibilität (10 <sup>-8</sup> m³/kg)	Probe	Tiefe (m)	Höhe (m) ü.NN	Suszeptibilität (10 <sup>-8</sup> m³/kg)
1	1,2 - 1,25	20,8 - 20,75	8	52	3,75 - 3,8	18,25 - 18,2	21	107	6,5 - 6,55	15,5 - 15,45	10
2	1,25 - 1,3	20,75 - 20,7	5	55	3,9 - 3,95	18,1 - 18,05	11	108	6,55 - 6,6	15,45 - 15,4	10
3	1,3 - 1,35	20,7 - 20,65	5	56	3,95 - 4,00	18,05 - 18,0	12	109	6,6 - 6,65	15,4 - 15,35	9
4	1,35 - 1,4	20,65 - 20,6	5	57	4,00 - 4,05	18,0 - 17,95	12	110	6,65 - 6,7	15,35 - 15,3	9
5	1,4 - 1,45	20,6 - 20,55	4	58	4,05 - 4,1	17,95 - 17,9	10	111	6,7 - 6,75	15,3 - 15,25	10
6	1,45 - 1,5	20,55 - 20,5	8	59	4,1 - 4,15	17,9 - 17,85	10	112	6,75 - 6,8	15,2 - 15,15	8
7	1,5 - 1,55	20,5 - 20,45	7	60	4,15 - 4,2	17,85 - 17,8	10	113	6,8 - 6,85	15,15 - 15,1	6
8	1,55 - 1,6	20,45 - 20,4	6	61	4,2 - 4,25	17,8 - 17,75	10	114	6,85 - 6,9	15,1 - 15,05	10
9	1,6 - 1,65	20,4 - 20,35	4	62	4,25 - 4,3	17,75 - 17,7	9	115	6,9 - 6,95	15,05 - 15,0	9
10	1,65 - 1,7	20,35 - 20,3	4	63	4,3 - 4,35	17,7 - 17,65	10	117	7,00 - 7,05	14,95 - 14,9	8
11	1,7 - 1,75	20,3 - 20,25	5	65	4,4 - 4,45	17,6 - 17,55	8	119	7,1 - 7,15	14,85 - 14,8	9
12	1,75 - 1,8	20,25 - 20,2	5	66	4,45 - 4,5	17,55 - 17,5	10	120	7,15 - 7,2	14,8 - 14,75	9
13	1,8 - 1,85	20,2 - 20,15	6	67	4,5 - 4,55	17,5 - 17,45	11	121	7,2 - 7,25	14,75 - 14,7	10
14	1,85 - 1,9	20,15 - 20,1	5	70	4,65 - 4,7	17,35 - 17,3	7	122	7,25 - 7,3	14,7 - 14,65	10
15	1,9 - 1,95	20,1 - 20,05	5	71	4,7 - 4,75	17,3 - 17,25	9	124	7,35 - 7,4	14,6 - 14,55	10
16	1,95 - 2,0	20,05 - 20,0	5	73	4,8 - 4,85	17,2 - 17,15	25	125	7,4 - 7,45	14,55 - 14,5	9
17	2,0 - 2,05	20,0 - 19,95	9	74	4,85 - 4,9	17,15 - 17,1	10	126	7,45 - 7,5	14,5 - 14,45	10
18	2,05 - 2,1	19,95 - 19,9	7	75	4,9 - 4,95	17,1 - 17,05	22	128	7,55 - 7,6	14,4 - 14,35	13
19	2,1 - 2,15	19,9 - 19,85	5	76	4,95 - 5,0	17,05 - 17,0	15	129	7,6 - 7,65	14,35 - 14,3	10
20	2,15 - 2,2	19,85 - 19,8	5	78	5,05 - 5,1	16,95 - 16,9	8	130	7,65 - 7,7	14,3 - 14,25	8
22	2,25 - 2,3	19,75 - 19,7	10	79	5,1 - 5,15	16,9 - 16,85	73	131	7,7 - 7,75	14,25 - 14,2	8
23	2,3 - 2,35	19,7 - 19,65	9	80	5,15 - 5,2	16,85 - 16,8	22	132	7,75 - 7,8	14,2 - 14,15	10
24	2,35 - 2,4	19,65 - 19,6	9	81	5,2 - 5,25	16,8 - 16,75	15	133	7,8 - 7,85	14,15 - 14,1	10
26	2,45 - 2,5	19,55 - 19,5	8	82	5,25 - 5,3	16,75 - 16,7	9	134	7,85 - 7,9	14,1 - 14,05	12
27	2,5 - 2,55	19,5 - 19,45	10	83	5,3 - 5,35	16,7 - 16,65	10	135	7,9 - 7,95	14,05 - 14,0	11
28	2,55 - 2,6	19,45 - 19,4	12	85	5,4 - 5,45	16,6 - 16,55	9	136	7,95 - 8,00	14,0 - 13,95	9
29	2,6 - 2,65	19,4 - 19,35	12	86	5,45 - 5,5	16,55 - 16,5	9	137	8,00 - 8,05	13,95 - 13,9	10
30	2,65 - 2,7	19,35 - 19,3	13	87	5,5 - 5,55	16,5 - 16,45	7	138	8,05 - 8,1	13,9 - 13,85	10
31	2,7 - 2,75	19,3 - 19,25	12	88	5,55 - 5,6	16,45 - 16,4	8	139	8,1 - 8,15	13,85 - 13,8	11
33	2,8 - 2,85	19,2 - 19,15	11	89	5,6 - 5,65	16,4 - 16,35	8	140	8,15 - 8,2	13,8 - 13,75	14
34	2,85 - 2,9	19,15 - 19,1	12	90	5,65 - 5,7	16,35 - 16,3	8				
35	2,9 - 2,95	19,1 - 19,05	26	91	5,7 - 5,75	16,3 - 16,25	9				
36	2,95 - 3,0	19,05 - 19,0	29	92	5,75 - 5,8	16,25 - 16,2	8				
37	3,0 - 3,05	19,0 - 18,95	49	93	5,8 - 5,85	16,2 - 16,15	8				
38	3,05 - 3,1	18,95 - 18,9	22	94	5,85 - 5,9	16,15 - 16,1	8				
40	3,15 - 3,2	18,85 - 18,8	10	95	5,9 - 5,95	16,1 - 16,05	6				
42	3,25 - 3,3	18,75 - 18,7	9	96	5,95 - 6,00	16,05 - 16,00	7				
43	3,3 - 3,35	18,7 - 18,65	6	98	6,05 - 6,1	15,95 - 15,9	8				
44	3,35 - 3,4	18,65 - 18,6	9	99	6,1 - 6,15	15,9 - 15,85	7				
45	3,4 - 3,45	18,6 - 18,55	8	100	6,15 - 6,2	15,85 - 15,8	8				
47	3,5 - 3,55	18,5 - 18,45	10	101	6,2 - 6,25	15,8 - 15,75	9				
48	3,55 - 3,6	18,45 - 18,4	8	102	6,25 - 6,3	15,75 - 15,7	9				
49	3,6 - 3,65	18,4 - 18,35	12	103	6,3 - 6,35	15,7 - 15,65	9				
50	3,65 - 3,7	18,35 - 18,3	21	104	6,35 - 6,4	15,65 - 15,6	10				
51	3,7 - 3,75	18,3 - 18,25	12	105	6,4 - 6,45	15,6 - 15,55	9				

## DANKSAGUNG

Mein Dank gilt allen die mich durch diese schöne, aber auch harte Zeit der Diplomarbeit begleitet haben.

Dr. Lutz Schirrmeister für die Stellung des Diplomarbeitsthemas, für ein offenes Ohr bei allen Fragen, die ständige Diskussionsbereitschaft und den lockeren Umgang, der vieles erleichtert hat und mein Interesse an der Thematik stetig steigerte.

Dem gesamten Laborteam des AWI Potsdam. Vor allem Ute, Antje, Martin, Heiko & Tina. Ute, ohne die Kaffeepausen mit dir wäre die Zeit nur halb so schön gewesen!!!

Mathias für die vielen Erklärungen zur Lena-Delta Expedition 2005. Mittlerweile fühle ich mich fast als wäre ich selbst schon da gewesen...und natürlich für die Hilfe beim Endschliff mit Pfiff.

Für die vielen Anregungen und Verbesserungsvorschläge während der heißen Schreibphase möchte ich vor allem Sebastian danken.

Allen AWI-lern, auch wenn der Platz nicht reicht jeden einzelnen zu erwähnen.

In tiefster Schuld auf immer und ewig zu meinen Mitbewohnern aus der GÜ34, für den kostenlosen Unterschlupf im härtesten Höhentrainingslager der Welt und für die vielen Nächte außerhalb von Raum und Zeit.

...und...Heide, meinem rettenden Engel in der Not.

Vieles wird sich verändern,  
aber ich bin glücklich zu wissen, dass einiges bleibt,  
für immer!

long live the permafrost & ein Hoch auf die Kryoplanation