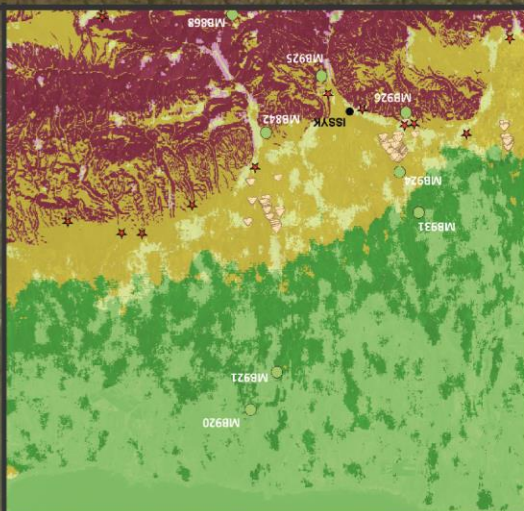


# Spätholozäne Landschaftsrekonstruktion im Siebenstromland (Kasachstan)

Ein geoarchäologischer Forschungsbeitrag



Maik Blättermann

# SPÄTHOLOZÄNE LANDSCHAFTSREKONSTRUKTION IM SIEBENSTROMLAND (KASACHSTAN)

EIN GEOARCHÄOLOGISCHER FORSCHUNGSBEITRAG

Als Dissertation zur Erlangung des Akademischen Grades

Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)

am Fachbereich Geowissenschaften

der Freien Universität Berlin

von

MAIK BLÄTTERMANN

vorgelegt



EXZELLENZCLUSTER 264 TOPOI  
THE FORMATION AND TRANSFORMATION OF SPACE  
AND KNOWLEDGE IN ANCIENT CIVILIZATIONS  
RESEARCH AREA A: SPATIAL ENVIRONMENT AND CONCEPTUAL DESIGN  
BERLIN



FREIE UNIVERSITÄT BERLIN (FU)  
FACHBEREICH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN  
INSTITUT FÜR GEOGRAPHISCHE WISSENSCHAFTEN  
FACHRICHTUNG PHYSISCHE GEOGRAPHIE  
BERLIN



STIFTUNG  
PREUSSISCHER  
KULTURBESITZ

STIFTUNG PREUSSISCHER KULTURBESITZ (SPK)  
BERLIN



DEUTSCHES ARCHÄOLOGISCHES INSTITUT (DAI) UND  
EURASIEN-ABTEILUNG DES DEUTSCHEN ARCHÄOLOGISCHEN  
INSTITUTS  
BERLIN



LEIBNIZ-INSTITUT FÜR ANGEWANDTE GEOPHYSIK (LIAG),  
S3 - GEOCHRONOLOGIE UND ISOTOPENHYDROLOGIE  
HANNOVER

---

---

ERSTGUTACHTERIN: Frau Univ.-Prof. Dr. B. SCHÜTT  
ZWEITGUTACHTER: Herr Hon.-Prof. Dr. M. FRECHEN

Tag der Disputation: 09.12.2011

gemäß geltender Promotionsordnung in der Fassung vom 24. Oktober 2007 verbunden mit der Ersten Ordnung zur Änderung der Promotionsordnung (11. Februar 2009), der Zweiten Ordnung zur Änderung der Promotionsordnung (23. Januar 2012) und der Dritten Ordnung zur Änderung der Promotionsordnung (30. Juli 2012) des Fachbereiches Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.

---

---

### EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die vorgelegte Dissertation selbständig verfasst und keine weiteren als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe. Das aus fremden Quellen direkt und indirekt übernommene Gedankengut ist als solches kenntlich gemacht.

Die Dissertation ist zuvor weder dem Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin noch einer anderen Universität zur Erlangung des Doktorgrades vorgelegt worden.

MAIK BLÄTTERMANN

Berlin, 2013

---

---

*„Wissenschaft besteht aus Fakten,  
wie ein Haus aus Steinen besteht.*

*Aber ebenso, wie nicht jede Ansammlung von Steinen ein Haus ist,  
so ist auch nicht jede Ansammlung von Fakten eine Wissenschaft.“*

JULES HENRI POINCARÉ  
(1854 – 1912, verfasst 1906)

---

## INHALTSVERZEICHNIS

INHALTSVERZEICHNIS .....	I
ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS.....	IV
ABBILDUNGSVERZEICHNIS .....	VII
TABELLENVERZEICHNIS .....	IX
<b>I. EINLEITUNG.....</b>	<b>1</b>
1.1.    MOTIVATION.....	2
1.2.    DEFINITIONEN .....	3
1.3.    STAND DER FORSCHUNG.....	5
<b>2. METHODIK .....</b>	<b>7</b>
2.1.    KARTOGRAPHIE UND GIS.....	8
2.1.1.    Karten.....	8
2.1.2.    Satellitendaten .....	8
2.1.3.    Geographisches Informationssystem (GIS).....	9
2.1.4.    Digitales Geländemodell .....	9
2.1.5.    Automatisierte Landschaftsklassifikation.....	9
2.2.    GELÄNDEARBEITEN.....	11
2.2.1.    Sedimentprofilüberblick .....	11
2.2.2.    Geomorphologische Geländekartierung.....	11
2.2.3.    Sedimentbeschreibung (Probenentnahmen) .....	12
2.3.    SEDIMENTANALYTIK.....	12
2.3.1.    Sedimentaufbereitung .....	12
2.3.2.    Granulometrie.....	12
2.3.3.    Kohlenstoffbestimmungen .....	14
2.3.4.    Elementbestimmungen.....	14
2.3.5.    Verwitterungsindex mCIA.....	16
2.3.6.    Bestimmung der Zusammensetzung der mineralogischen Hauptkomponenten .....	17
2.4.    GEOCHRONOLOGIE.....	18
2.4.1.    Radiokohlenstoffmethode (AMS- <sup>14</sup> C).....	18
2.4.2.    Infrarot-stimulierte Lumineszenz (IRSL).....	18

<b>3. GEOGRAPHIE DES SIEBENSTROMLANDES</b> .....	22
3.1. Lage und Orographie.....	23
3.2. Paläogeographie .....	25
3.3. Klimazonen.....	27
3.4. Prähistorische Besiedlungsgeschichte .....	29
<b>4. UNTERSUCHUNGSGEBIET</b> .....	31
4.1. LAGE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES .....	32
4.2. NATURRÄUMLICHE DIFFERENZIERUNG DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES .....	32
4.2.1. Nördlicher Tien Shan .....	34
4.2.2. Lösshügelland .....	34
4.2.3. Schwemmfächer .....	35
4.2.4. Schwemmlandebene .....	35
4.3. SEDIMENTPROFILE IN DEN LANDSCHAFTSEINHEITEN .....	37
<b>5. ERGEBNISSE</b> .....	38
5.1. AUTOMATISIERTE LANDSCHAFTSKLASSIFIKATION.....	39
5.2. LANDSCHAFTSEINHEITEN.....	41
5.2.1. Nördlicher Tien Shan – Sedimentprofil MB868 .....	42
5.2.2. Lösshügelland.....	43
5.2.2.1. Sedimentprofil MB842 .....	43
5.2.2.2. Sedimentprofil MB925 .....	44
5.2.2.3. Sedimentprofil MB926 .....	46
5.2.3. Schwemmfächer – Sedimentprofil MB924.....	50
5.2.4. Schwemmlandebene.....	54
5.2.4.1. Sedimentprofil MB931 .....	54
5.2.4.2. Sedimentprofil MB921 .....	56
5.2.4.3. Sedimentprofil MB920 .....	60
5.3. GEOCHRONOLOGIE.....	63
5.3.1. Radiokohlenstoffdatierungen (AMS- <sup>14</sup> C).....	63
5.3.2. Datierungen nach Infrarot-stimulierter Lumineszenz (IRSL).....	63



<b>6. DISKUSSION</b> .....	69
6.1. AUTOMATISIERTE LANDSCHAFTSKLASSIFIKATION .....	69
6.2. SEDIMENTPROFILE .....	71
6.2.1. Nördlicher Tien Shan – Sedimentprofil MB868 .....	71
6.2.2. Lösshügelland .....	71
6.2.2.1. Sedimentprofil MB842 .....	71
6.2.2.2. Sedimentprofil MB925 .....	72
6.2.2.3. Sedimentprofil MB926 .....	72
6.2.3. Schwemmfächer – Sedimentprofil MB924 .....	73
6.2.4. Schwemmlandebene .....	75
6.2.4.1. Sedimentprofil MB931 .....	75
6.2.4.2. Sedimentprofil MB921 .....	75
6.2.4.3. Sedimentprofil MB920 .....	76
6.3. GEOCHRONOLOGIE .....	77
6.3.1. Radiokohlenstoffdatierungen (AMS- <sup>14</sup> C) .....	77
6.3.2. Datierungen nach Infrarot-stimulierter Lumineszenz (IRSL) .....	79
<b>7. SCHLUSSFOLGERUNGEN</b> .....	81
<b>8. ZUSAMMENFASSUNG</b> .....	85
SUMMARY .....	87
PE3IOME .....	88
<b>DANKSAGUNG</b> .....	90
<b>LITERATURVERZEICHNIS</b> .....	91
INTERNETQUELLEN .....	102
<b>ANHANG</b> .....	A
CURRICULUM VITAE .....	K

## ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

### ALLGEMEINE ABKÜRZUNGEN

∅	Durchschnitt
©	Copyright
`	Minuten (in Verbindung mit geographischen Koordinaten (WGS84))
~	annähernd
< (>)	kleiner (größer) als ...
σ	Sigma
β	Beta
Abb.	Abbildung
abs.	absolut
AES	Atomemissionsspektrometrie
AMS	Beschleuniger-Massenspektrometrie (Accelerator mass spectrometry)
Aufl.	Auflösung
BP	Kalenderjahre bezogen auf das Jahr 1950 (Before Present)
bzw.	beziehungsweise
ca.	circa
cal BP	Kalenderjahre bezogen auf das Jahr 1950 (calibrated Before Present)
CalPal	Radiokohlenstoff-Kalibrierungsprogramm (CalPal-Online)
DGM	digitales Höhenmodell
DIN / DIN EN	Deutsches Institut für Normung
E	East (Osten, SRTM3-Szenen)
Fa.	Firma
ggf.	gegebenenfalls
GHCN	Global Historical Climate Network
GIS	Geographisches Informationssystem
GOK	Geländeoberkante
GPS	Global Positioning System
IP	Ionenpotential
IR	Infrarot
J.	Jahre
Jt.	Jahrtausend
Jh.	Jahrhundert
Jhs.	Jahrhunderts
ka	Altersangaben in Kilo-Jahre (1000 Jahre)
LANDSAT	zivile Erdbeobachtungssatelliten der NASA, Landsat_ETM (Landsat7)
LIAG	Leibniz Institut für Angewandte Geophysik
Ma	Millionen Jahre
MAAD	Multiple Aliquot additive dose
Max.	Maximum
MB	Sedimentprofilabkürzung des Autors
mCIA	Verwitterungsindex (modified Chemical Index of Alteration)
Min.	Minimum
Mio.	Millionen
N	Norden, nördliche Breite
Nr.	Nummer
n	Anzahl der Fälle

---

O	Osten, östliche Länge
p.	Pages (Seiten)
Pan	panchromatisch (schwarz-weiß, 15 m Auflösung)
PC	Personal Computer
PDF	Portable Document Format
PIDS	Polarization Intensity Differential Scattering
Publ.	Publikationen
RDA	Röntgendiffraktometrie
rel.	relativ
S.	Seiten
S3	Sektion 3, LIAG Institut Hannover
SAR	Single Aliquot Regenerative
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre, Spot Image Group
SRTM3-DGM	Shuttle Radar Topographic Mission 3 -Digitales Geländemodell
Std.	Standardabweichung in Sigma ( $\sigma$ )
TIF	Tagged Image File (Format)
u. a.	unter anderem
Tiefe u. GOK	unter Geländeoberkante (Sedimentprofilbezogen)
UdSSR	Union der Sozialistischen Sowjetrepubliken
USGS	United States Geological Survey
vgl.	Vergleiche
v. Chr.	vor Christus
WGS84	Geographisches Koordinatensystem 1984, Datum: WGS84, Ellipsoid: WGS84
$\bar{x}$	Mittelwert
$x_1$	Gruppe oberhalb des Mittelwertes
$x_2$	Gruppe unterhalb des Mittelwertes

#### CHEMISCHE ELEMENTE UND VERBINDUNGEN

$^{14}\text{C}$	Radiokohlenstoffisotop
$^{14}\text{N}$	Stickstoffisotop
Ca	Calcium
$\text{CaCO}_3$	Calciumkarbonat
$\text{CO}_2$	Kohlenstoffdioxid
Cr	Chrom
Cu	Kupfer
Fe	Eisen
$\text{H}_3\text{PO}_4$	Phosphorsäure
K	Kalium
mCIA	Verwitterungsindex aus Ca, K, Mg, Na gegen Cr
Mg	Magnesium
Mn	Mangan
Na	Natrium
Ni	Nickel
P	Phosphat
Pb	Blei
S	Schwefel
Sr	Strontium
Th	Thorium
TIC	anorganisch gebundener Kohlenstoff
TOC	organisch gebundener Kohlenstoff
U	Uran
Y	Yttrium

EINHEITEN (PHYSIKALISCH, METRISCH)

°	Grad
%	Prozent
%*decade <sup>-1</sup>	Prozent je zehn Jahre (Einheit der Fading rate [IRSL-Datierung])
θ	Einfallswinkel
°2θ	Grad 2Theta, Beugung der Röntgenstrahlung (Cuk <sub>α</sub> )
°C	Grad Celsius
°K	Grad Kelvin
λ	Wellenlänge
μm	Mikrometer
μg*l <sup>-1</sup>	Mikrogramm je Liter
μg*g <sup>-1</sup> (μg/g)	Mikrogramm je Gramm
cps	Counts per seconds (Zähler pro Sekunde)
Cuk <sub>α</sub>	Beugung der Röntgenstrahlung
d	Gitterabstand
D <sub>e</sub>	Äquivalentdosis
D <sub>a</sub>	Dosisleistung
g	Gramm
Gew.-%	Gewichtsprozent
Gy	Gray (Einheit der Äquivalentdosis)
Gy*ka <sup>-1</sup> (Gy/ka)	Gray je Kilo-Jahre
Gy*s <sup>-1</sup>	Gray pro Sekunde
h	Stunden
Impulse*s <sup>-1</sup> (Impulse/s)	Impulse pro Sekunde (RDA)
km	Kilometer
km <sup>2</sup>	Quadrat-Kilometer
Ln	Natürliche Intensität
m	Meter
m <sup>2</sup>	Quadratmeter
mA	Milli-Amper
mGy*a <sup>-1</sup>	Milligray je Jahr
mg*g <sup>-1</sup> (mg/g)	Milligramm je Gramm
mm	Millimeter
pH - Wert	negativ logarithmischer Wert der Wasserstoffionenkonzentration
ppm	parts per million (Teilchen pro Millionen)
s	Sekunden
s <sub>p</sub>	Präparathöhenfehler
sin	Sinus
U*Min <sup>-1</sup> (U/Min)	Umdrehungen pro Minute
ü. NN	über Normal-Null (Amsterdamer Pegel)

## ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1: Lage des Siebenstromlandes im südöstlichen Kasachstan.....	2
Abb. 2: Ansatz der Geoarchäologie, vereinfacht nach BRÜCKNER (2007) .....	4
Abb. 3: Automatisierte Landschaftsklassifikation in 8 Klassen, verändert nach IWAHASHI und PIKE (2007).....	10
Abb. 4: Lage und Orographie des Siebenstromlandes : vom Tien Shan im Süden bis zum See Balkhash im Norden.....	24
Abb. 5: Geologie des Siebenstromlandes nach C.G.M.V.-Unesco Atlas, International Geological Mapping Bureau Paris (1990).....	26
Abb. 6: Klimadiagramme: Balkhash, Almaty und Großer Almatinka See.....	27
Abb. 7: Klimazonen des Siebenstromlandes: ein Steppenklima (BSk), Feuchtkaltes-Winterklima (Dfa, wärmster Monat über 22°C) und ein Feuchtkaltes-Winterklima (Dfb, alle Monate unter 22°C).....	28
Abb. 8: Landsat-ETM basierte Landschaftseinheiten und Hangneigungen in Grad (SRTM3-DGM).....	32
Abb. 9: Untersuchungsgebiet mit kartierten Landschaftseinheiten und Aufschlüssen .....	33
Abb. 10: Geomorphologische Karte mit Prozessen und Strukturen im Untersuchungsgebiet (nach Kartierungsvorgaben der AG BODEN, 2005, und LESER und STÄBLEIN, 1980).....	36
Abb. 11: Sedimentprofile in den Landschaftseinheiten .....	37
Abb. 12: Vergleich der visuellen und klassifizierten Landschaftseinheiten.....	40
Abb. 13: Zusammenführung der Ergebnisse aus der Landschaftsklassifikation, den archäologischen Befunden und den Sedimentprofilen.....	41
Abb. 14: MB868 - Lage im Transekt.....	42
Abb. 15: MB868 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies .....	42
Abb. 16: MB842 - Lage im Transekt.....	43
Abb. 17: MB842 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies .....	44
Abb. 18: MB925 - Lage im Transekt.....	44
Abb. 19: MB925 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies .....	45
Abb. 20: MB925 - Segmentbezogene Laborwerte aus organischen (TOC) und anorganischen (TIC) Kohlenstoffgehalten in Gew.-% mit zugehöriger Statistik (Mittelwerte, Std. und n).....	45
Abb. 21: MB926 - Lage im Transekt.....	46
Abb. 22: MB926 - Geomorphologische Karte mit vier Querprofilen .....	46
Abb. 23: MB926 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies .....	47

---

Abb. 24: MB926 - Sedimentergebnisse für die segmentbezogenen mittleren organischen (TOC) und anorganischen (TIC) Kohlenstoffgehalte (Mittelwerte, Std. und n) und den Korngrößenzusammensetzungen.....	48
Abb. 25: MB926 - Schluff-Ton-Verhältnisse aus den Korngrößenzusammensetzungen und Verwitterungsindex (mCIA) auf Basis der Ca, Cr, K, Mg und Na Elemente in $\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$ .....	49
Abb. 26: MB924 - Lage im Transekt .....	50
Abb. 27: MB924 - Geomorphologische Karte mit Querprofil im Bezug zu den sakischen Kurganen .....	50
Abb. 28: MB924 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies .....	51
Abb. 29: MB924 - Sedimentergebnisse für die segmentbezogenen mittleren organischen (TOC) und anorganischen (TIC) Kohlenstoffgehalte (Mittelwerte, Std. und n) und den Korngrößenzusammensetzungen .....	52
Abb. 30: MB924 - Schluff-Ton-Verhältnisse aus den Korngrößenzusammensetzungen und Verwitterungsindex (mCIA) auf Basis der Ca, Cr, K, Mg und Na Elemente in $\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$ des Terrassenniveaus I .....	53
Abb. 31: MB931 - Lage im Transekt .....	54
Abb. 32: MB931 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies .....	54
Abb. 33: MB931 - Segmentbezogene Laborwerte aus organischen (TOC) und anorganischen (TIC) Kohlenstoffgehalten in Gew.-% mit zugehöriger Statistik (Mittelwerte, Std. und n).....	55
Abb. 34: MB921 - Lage im Transekt .....	56
Abb. 35: MB921 - Geomorphologische Karte mit zugehörigen Querprofilen .....	56
Abb. 36: MB921 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies .....	57
Abb. 37: MB921 - Sedimentergebnisse für die segmentbezogenen mittleren organischen (TOC) und anorganischen (TIC) Kohlenstoffgehalte (Mittelwerte, Std. und n) und den Korngrößenzusammensetzungen.....	58
Abb. 38: MB921 - Schluff-Ton-Verhältnisse aus den Korngrößenzusammensetzungen und Verwitterungsindex (mCIA) auf Basis der Ca, Cr, K, Mg und Na Elemente in $\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$ .....	59
Abb. 39: MB920- Lage im Transekt.....	60
Abb. 40: MB920 – Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies.....	60
Abb. 41: MB920 - Segmentbezogene Laborwerte aus organischen (TOC) und anorganischen (TIC) Kohlenstoffgehalten in Gew.-% mit zugehöriger Statistik (Mittelwerte, Std. und n).....	61
Abb. 42: Entwicklung des Lumineszenzsignales und Ergebnisse der Preheat Plateau und Dose Recovery Tests (600s) zu ausgewählten Proben LUM2128 (MB926) und LUM2133 (MB924).....	65
Abb. 43: $^{14}\text{C}$ -Plateau in ~ 2750 a cal BP nach VAN DER PLICHT (2004) mit der Kalibrierungskurve CalPal_2007_HULU.....	79

---

## TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 1: Sedimentprofile in den Landschaftseinheiten mit geographischen Koordinaten (WGS84), Höhe ü. NN und Tiefe u. GOK .....	11
Tab. 2: Qualität der Korngrößenmessungen (Obscuration rate, PIDS) .....	13
Tab. 3: Statistische Daten zu 8 Referenzproben .....	14
Tab. 4: Statistische Daten zu 10 Referenzproben.....	15
Tab. 5: Prähistorische Besiedlungsgeschichte im Siebenstromland mit Epoche, Kultur, Chronologie und holozänen Klimastufen, nach PARZINGER (2006) und ROSEN <i>et al.</i> (2000).....	29
Tab. 6: Ergebnisse der automatisierten Landschaftsklassifikation .....	39
Tab. 7: Ergebnisse der Radiokohlenstoffdatierungen mit Angabe der konventionellen ( $^{14}\text{C}$ ) Alter und der kalibrierten Alter .....	63
Tab. 8: Zusammenfassung der dosimetrischen Ergebnisse .....	66
Tab. 9: Zusammenfassung der Ergebnisse aus den Lumineszenzdatierungen anhand der Recycling ratios, der Äquivalentdosis ( $D_e$ ), der Fading rate ( $\% \cdot \text{decade}^{-1}$ ) und den Fading korrigierten Altern ( $k_a$ ) .....	67

---

# EINLEITUNG



# I. EINLEITUNG

## I.1. MOTIVATION

Im Exzellenzcluster 264 TOPOI (The Formation and Transformation of Space and Knowledge in Ancient Civilizations) wird die Transformation von Raum und Wissen in der prähistorischen und historischen Welt untersucht. Die vorliegende Dissertation ist im Rahmen der Graduate Group Landscapes der Research Area A entstanden. In der Research Area A wird die Entwicklung und Veränderung von Landschaften unter dem Einfluss des Menschen und dessen Anpassung an seine natürliche Umwelt untersucht (SCHÜTT und MEYER, 2011). Die vorliegende Dissertation bildet den geowissenschaftlichen Teil des Projekts A-I-I „Pyramids of the Steppe. Archaeological and Geoarchaeological Investigations in the Land of Seven Rivers, Kasachstan“ (Siebenstromland, Kasachstan).

Das Siebenstromland liegt im Südosten Kasachstans und erstreckt sich vom Tien Shan bis in die Ebenen, die dem See Balkhash vorgelagert sind (Abb. 1). Erste Anzeichen für die Besiedlung des Siebenstromlandes datieren in die Frühe Bronzezeit zurück. Die erste Kultur, die sich in dem Raum näher fassen lässt, ist die Andronovo-Fedorovka-Kultur, die für die Region ab der Mittleren Bronzezeit (ca. 1.750-1.450 J. v. Chr.) nachweisbar ist. Die sakische Kultur ist im Siebenstromland mit Beginn des 6. Jhs. v. Chr. belegt. Insbesondere die Gräber der Saken

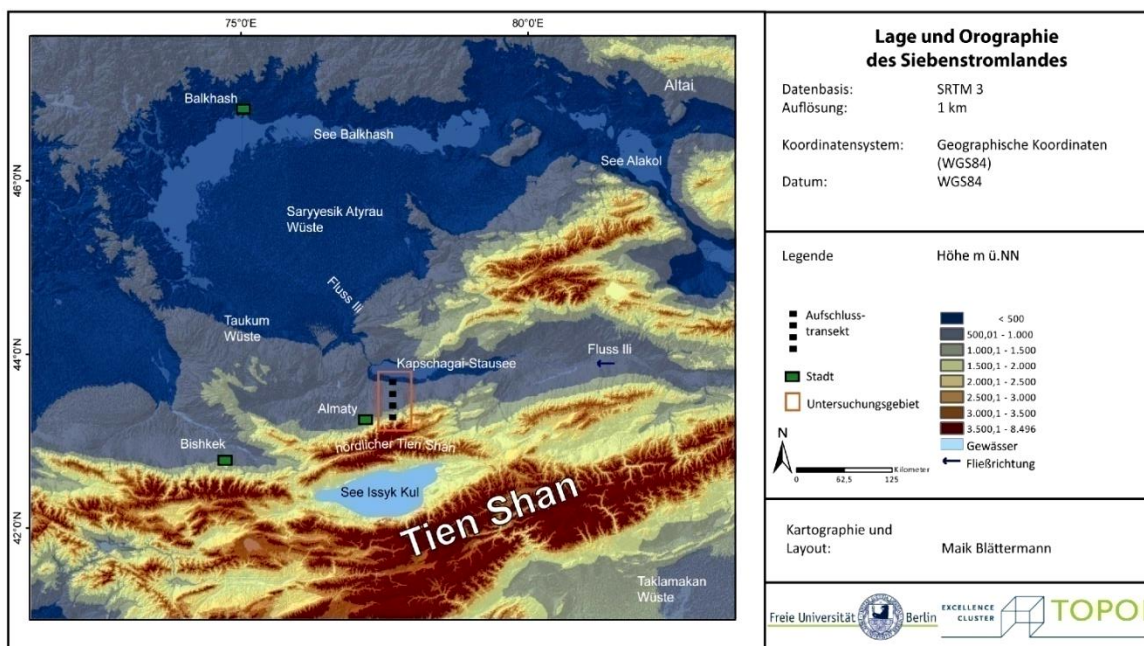


Abb. 1: Lage des Siebenstromlandes im südöstlichen Kasachstan

kennzeichnen bis heute das südöstliche Siebenstromland, aber auch Siedlungen sind archäologisch greifbar (AKIŠEV, 1978; PARZINGER, 2006; SAMAŠEV, 2007; BAIPAKOV, 2008).

Zwischen der Andronovo-Fedorovka-Kultur und dem Beginn der Besiedlung durch die Saken weist das Siebenstromland eine Besiedlungslücke auf (15.-7. Jh. v. Chr.). Die Gründe für diese Besiedlungslücke sind bislang noch nicht verstanden. War die Landschaft zu dieser Zeit naturräumlich ein Ungunstraum oder waren es sozio-ökonomische Gründe, die zu einer Unterbrechung der Besiedlung führten?

Die Entwicklung und Veränderung der spätholozänen Landschaft ist im Bezug zur Besiedlungsgeschichte ungeklärt. Das Ziel dieser Dissertation ist eine Landschaftsrekonstruktion; insbesondere des Spätholozäns. Drei zentrale Forschungsfragen leiten die Dissertation:

1. In welcher naturräumlichen Lage treten die archäologischen Befunde auf und lassen sich bevorzugte Lagen für ihre Siedlungen und Gräberfelder belegen?
2. Wie hat sich die Landschaft insbesondere im Spätholozän entwickelt?
3. Sind mit der Besiedlungsgeschichte Landschaftsveränderungen verbunden?

Zur Beantwortung der Fragestellungen werden Geoarchive (alluviale Sedimente) aus Schwemmfächern und Flussauen sowie Kulturarchive (Kurgane, Siedlungen) verknüpft, um die Landschaftsentwicklung im Zusammenhang mit der Besiedlungsgeschichte verstehen zu können.

## 1.2. DEFINITIONEN

### *Landschaft*

Alexander von Humboldt definierte Landschaft als den Totalcharakter einer Erdgegend (HARD, 1970). Landschaft ist als komplexe Landschaftshülle oder Landschaftssphäre zu verstehen (WINKLER *et al.*, 1997). Die Landschaftssphäre umfasst die geomorphologische Sphäre mit dem Georelief (Formen der Erdoberfläche und deren Prozesse) und der Geodermis (Böden, Verwitterung, Wasser, Gesteine; KUGLER und SCHAUB, 1997). Die Landschaftssphäre umfasst ebenso den Menschen (Gesellschaft) mit seiner wirtschaftlichen und gestaltenden Tätigkeit auf der „nutzbaren Erdoberfläche“ (DIKAU, 2009:1).

## Geoarchäologie

Die Geoarchäologie beschäftigt sich mit der Interaktion von Mensch und Umwelt in der Vergangenheit um durch die Untersuchung von Geo- und Kulturarchiven die Entwicklung früherer Landschaften und Ökosysteme zu rekonstruieren (BROWN, 1997; RAPP und HILL, 1998; GOLDBERG und MACPHAIL, 2005; FUCHS und ZÖLLER, 2006; BRÜCKNER, 2007; Abb. 2).

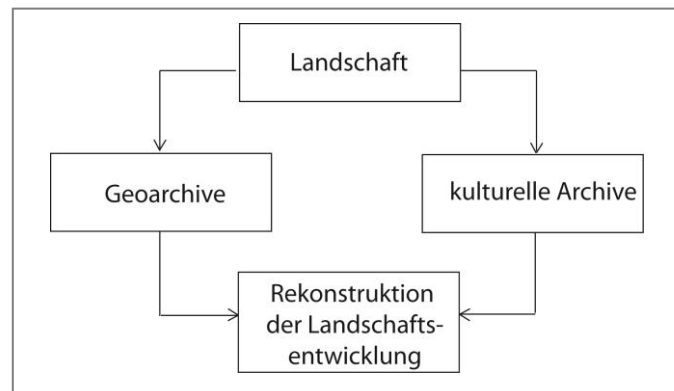


Abb. 2: Ansatz der Geoarchäologie, vereinfacht nach BRÜCKNER (2007)

## Mensch-Umwelt-Beziehungen

Mit der These, dass der Mensch sich frei und unabhängig von der Natur bewege, legte MARSH (1864) das Verhältnis des Menschen zu seiner Umwelt, vor dem Hintergrund der Industrialisierung in der Mitte des 18. Jhs., dar. SAUER in THOMAS *et al.* (1956) erweitert MARSHs These ca. 92 Jahre später und postuliert, dass jedes Zusammenleben von Menschen zu jeder Zeit mit der Suche nach dem ökonomischen Potential der besiedelten Region einhergeht. Mit der Besiedlung wachsen die Beziehung zwischen physischer Umwelt und dem Menschen sowie der Nutzungsdruck (POSEY, 1999). Die Verbindung führt zu einer kulturellen Nutzung der Landschaft (z.B. landwirtschaftliche Nutzung, Pastoralismus [Nomaden], Grabanlagen, Siedlungen); gefolgt von Bodenerosionsprozessen (BORK, 1988). Die Bodenerosion ist unter anderem vom Niederschlag, den Bodeneigenschaften, der Vegetation und dem Einfluss des Menschen auf die Landschaft abhängig (TURNER *et al.*, 1990; HE *et al.*, 2006; BORELLI, 2011). STRAUTZ (1962) und BORK (1988) sehen aufgrund von Rodungen neolithischer Ackerbauern noch keinen bedeutenden Eingriff in die Landschaft. Erst mit Beginn der Bronzezeit und der zunehmenden Besiedlung sind für Mitteleuropa (DEARING, 1994; BORK und LANG, 2003; FUCHS *et al.*, 2004; KLIMEK *et al.*, 2006) und Asien (GARDNER und GERRARD, 2003; HUANG *et al.*, 2006; SCHWANGHART *et al.*, 2009; LEHMKUHL *et al.*, 2007, LEHMKUHL *et al.*, 2011) Bodenerosionsprozesse aufgrund

von Landnutzung greifbar. Die Beeinflussung der Bodenerosion durch die wirtschaftende Tätigkeit des Menschen ist jedoch nicht nur für ackerbaulich genutzte Gebiete unmittelbar nachvollziehbar, sondern es kann auch nachgewiesen werden, dass die bronze- und eisenzeitliche Mobilität der Völker (Reiterkriegernomaden) in Zentralasien den Nutzungsdruck auf die Steppen und Waldsteppen veränderten (PARZINGER, 2006). In Abhängigkeit von der Fragestellung ergibt sich der Betrachtungsmaßstab.

### I.3. STAND DER FORSCHUNG

Erste Untersuchungen zum Landschaftscharakter des Siebenstromlandes publizierten RADLOFF (1866) und WALTER (1943). Hinsichtlich der Landschaftsentwicklung und –veränderungen können, basierend auf den Schlussfolgerungen regionaler Studien, vier charakteristische Phasen differenziert werden:

*Spät-Pleistozän [ $> 11,5$  ka]:* Das Klima in der Region war kühl und trocken (CHEN *et al.*, 2008; XU *et al.*, 2010). Die maximale Vergletscherung des nördlichen Tien Shan wird auf 14 ka BP postuliert (SHNITNIKOV, 1980; YANG, 1991; AUBEKEROV und GORBUNOV, 1999). KONG *et al.* (2009) legen dar, dass die maximale Vergletscherung im Bezug zum gesamten Tien Shan hier mit deutlicher Zeitverzögerung erfolgte. DSCHANPEICOB (1974) und KOKAREV *et al.* (1997) zeigen, dass kryogene Prozesse im Spät-Pleistozän auf die Landschaft einwirkten. Im Spät-Pleistozän haben sich am nördlichen Tien Shan Rand Löss mit Mächtigkeiten von bis zu 200 m entwickelt (DODONOV und BAIGUZINA, 1995; BRONGER, 1999; SUN, 2002; EIDAM *et al.*, 2004). Die schluffreichen Sedimente, aus dem sich der Löss entwickelte, haben in den nördlich vorgelegerten Steppen und Wüsten (MACHALETT *et al.*, 2008) sowie den Schwemmfächer-sedimenten im Vorland des nördlichen Tien Shan ihre Herkunft.

*Früh-Holozän [ $11,5$  ka– $8,0$  ka]:* Im Vergleich zum Spät-Pleistozän war das Klima humider (CHEN *et al.*, 2008). Zwischen 12-9 ka führten wärmere Klimabedingungen zu einem Abschmelzen der Gletscher im Tien Shan (BONDAREV *et al.*, 1996). Mit dem Gletscherrückzug entwickelten sich im Vorland des nördlichen Tien Shan Flussterrassen (MOLNAR *et al.*, 1994). SHNITNIKOV *et al.* (1980) führt weiter an, dass der Übergang von kühleren zu wärmeren und humide-ren Klimabedingungen mit einem Seespiegelanstieg des Issyk-Kul einherging.

---

*Mittel-Holozän [8,0 ka–4,0 ka]:* CHEN *et al.* (2008) postulieren im Übergang vom Früh-Holozän (11-8 ka) zum Mittel-Holozän (8-5 ka) moderate Klimabedingungen. Nach SHNITNIKOV (1980) waren die Klimabedingungen warm und humid. Nach SEREBRYANNY und SOLOMINA (1996) sind keine Gletscherausdehnungen für das nördliche Tien Shan nachweisbar. Der Issyk-Kul hat im Mittel-Holozän einen höheren Seespiegel als im Früh-Holozän (STREET und GROVE, 1979).

*Spät-Holozän [ $< 4,0$  ka]:* Studien zur spätholozänen Landschaftsentwicklung stellten FRANZ (1973), AIZEN *et al.* (1995), SAVOSKUL und SOLOMINA (1996), SOLOMINA und ALVERSON (2004), BOLCH (2006) und PASSMORE (2008) vor. Das Spät-Holozän war durch Gletscherschwankungen gekennzeichnet. Gletschervorstöße sind für 1,7–2,1 ka BP, 1,1–1,3 ka BP und 0,2–0,5 ka BP belegt (SOLOMINA und ALVERSON, 2004). Parallel zu dem Gletschervorstoß von 1,7–2,1 ka BP erfolgte am Issyk-Kul eine Transgression (SEREBRYANNY und SOLOMINA, 1996). Daneben beschreibt MARCHENKO *et al.* (2007) die Zunahme des Permafrostes von 1,7 bis 2,0 ka BP. Auf die von CHEN *et al.* (2008) publizierten moderaten Klimabedingungen von 5-2 ka folgen nach YANG (2009) trockene Klimabedingungen von 0,9 bis 1,5 ka BP und von 0,4 bis 0,7 ka BP. Für die letzten ca. 150 Jahre (1860-2003) beschreibt BOLCH (2006) stärkere Gletscherrückgänge für das nördliche Tien Shan als für den zentralen Tien Shan.

Archäologische Befunde zur Besiedlungsgeschichte werden ab ca. 1.800 J.v.Chr. (frühe Bronzezeit) greifbar (PARZINGER, 2006). Geoarchäologische Untersuchungen zur spätholozänen Landschaftsentwicklung im südöstlichen Siebenstromland legten ROSEN *et al.* (2000), AUBEKEROV *et al.* (2003) und BLÄTTERMANN *et al.* (2012) vor.

*Weiterführende Studien zur regionalen Landschaftsentwicklung und –veränderung:* Diverse Studien zu den Böden (EIDAM, 2005), der periglazialen und glazialen Höhenstufen (BÖHNER und SCHRÖDER, 1995; MARCHENKO und GORBUNOV, 1997), zum Permafrost im nördlichen Tien Shan (AUBEKEROV und GORBUNOV, 1999; JIN *et al.*, 2000; MARCHENKO *et al.*, 2007), der Analyse und Visualisierung von Klima- und Gletscheränderungen (SAVOSKUL und SOLOMINA, 1996; BOLCH, 2006), der rezenten Temperatur- und Niederschlagsentwicklungen (AIZEN *et al.*, 1995; AUBEKOREV *et al.*, 2003) und der Vegetation (WALTER, 1974; RACHKOVSKAYA *et al.*, 2003) liegen vor. Zusammen mit den Studien zur Tektonik (ŠATSKIJ und BOGDANOW, 1958; NALIVKIN, 1959; TAPPONNIER und MOLNAR, 1979; TIBALDI *et al.*, 1997; VAN DER VOO *et al.*, 2006) und zur Geologie (FRANZ, 1973; KORJENKOV *et al.*, 2007) bilden sie eine Grundlage für die Rekonstruktion der Paläoumweltbedingungen im südöstlichen Siebenstromland.

---

# METHODIK

---

## 2. METHODIK

### 2.1. KARTOGRAPHIE UND GIS

Karten und Satellitendaten wurden zur Vorbereitung und während der Geländearbeiten genutzt. Sie wurden in ein geographisches Informationssystem (GIS) integriert. Hieraus folgten die Erstellung eines digitalen Geländemodell (DGM) und einer automatisierten Landschaftsklassifikation.

#### 2.1.1. Karten

Zur Geologie des Siebenstromlandes liefert die geologische Karte im Maßstab 1:10 Mio. vom C.G.M.W. (UNESCO – International Geological Mapping Bureau Paris, 1990) einen kleinmaßstäblichen Überblick. Für das Untersuchungsgebiet standen russische topographische Landeskarten (Maßstab 1:50 000) im Archiv der Staatsbibliothek Berlin zur Verfügung. Die Blatt-schnitte K-43 (Aufnahmejahr 1979, Druckjahr 1984, Blatt-Nr. 10-14, 22-26, 34-38; je Blatt-Nr. 4 Blatt) unterstützen die Identifizierung geeigneter Sedimentprofile während der Geländearbeiten.

#### 2.1.2. Satellitendaten

SPOT-Szenen (Wellenlänge 0,48-0,71  $\mu\text{m}$ ) und Landsat\_ETM\_Szenen (Kanälen 3,2,1 RGB) wurden verwendet. Die SPOT-Szene ist aufgrund ihrer hohen räumlichen Auflösung (2,5x2,5 m) geeignet um Grabhügel (>50 m<sup>2</sup>) zu kartieren, die bei den Geländearbeiten zu verifizieren waren.

Die Landsat\_ETM\_Szenen Auflösung: 30x30 m / Pan 15x15 m) mit Path/Row 148-29 (Aufnahmedatum: 18.09.1999) und Path/Row 149-29 (Aufnahmedatum: 26.08.2000) decken das Untersuchungsgebiet ab. Die Szenen sind in WGS84 geokodiert und stehen beim USGS als Download bereit (<http://glovis.usgs.gov>). Die hochauflösende SPOT-Szene 5-198-262 (5-198262\_070912\_055903\_2T\_Level2A\_SAT4, Aufl. 2,5 m; Aufnahmedatum: 12.09.2007) dient zusammen mit den topographischen Karten der Identifizierung geeigneter Sedimentprofile (z.B. Flussverläufe, Altarme, Terrassen oder Schwemmfächer).

---

### 2.1.3. Geographisches Informationssystem (GIS)

Die Vorhaltung der Satelliten- und Geländedaten erfolgt in einem geographischen Informationssystem (GIS). Zur Anwendung kam ESRI ArcGIS V9.3.

### 2.1.4. Digitales Geländemodell

Die Höhendaten der Shuttle Radar Topographic Mission 3 (SRTM3-DGM) liefern orographische Informationen mit einer horizontalen Auflösung von 90x90 m. Die SRTM3-Szenen (N42°-N44° und E074°-E080°) liegen in WGS84 geokodiert vor (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm>). Die Höhendaten geben die Oberflächenstruktur der Erde einschließlich Bebauung und Bewuchs wieder. An einigen Stellen weisen die Daten Lücken (Fehl-pixel) auf. Sie sind durch Reflexionen an Eis- und Wasserflächen sowie Schattenbildungen durch Berggipfel (z.B. Peak Talgar) verursacht. Fehlerhafte Pixel werden auf Grundlage der umgebenden Pixel mittels der Software 3DEM ([www.hangsim.com/3dem](http://www.hangsim.com/3dem), Download am 16.07.2008) bereinigt.

Die höhenbezogene Standardabweichung des SRTM3-DGM beträgt im offenem und flachem Gelände ~ 7,8 m und für 45° geneigtes Gelände bis zu 14,2 m (vgl. JACOBSEN, 2004). Je offener und schwächer geneigt die Fläche umso kleiner ist der Höhenfehler. In stark vegetationsbedecktem und geneigtem Bergland, wie z.B. im nördlichen Tien Shan, ist der zu erwartende Fehler größer. Das SRTM3-DGM wird zur Landschaftsklassifikation herangezogen.

### 2.1.5. Automatisierte Landschaftsklassifikation

Die in einer automatisierten Landschaftsklassifikation ausgewiesenen Landschaftseinheiten werden im Vergleich mit den visuell kartierten Landschaftseinheiten auf Basis von Landsat\_ETM\_Szenen (Path/Row 148-29, 18.09.1999 und Path/Row 149-29, 26.08.2000) und einem SRTM3-DGM verglichen.

Die automatisierte Landschaftsklassifikation nach IWAHASHI und PIKE (2007; Abb. 3) basiert auf einem SRTM3-DGM (horizontale Auflösung = 90x90 m) und der hieraus berechneten Derivate aus Hangneigung (slope), Hangform (profile curvature) und Oberflächenrauigkeit (surface texture).



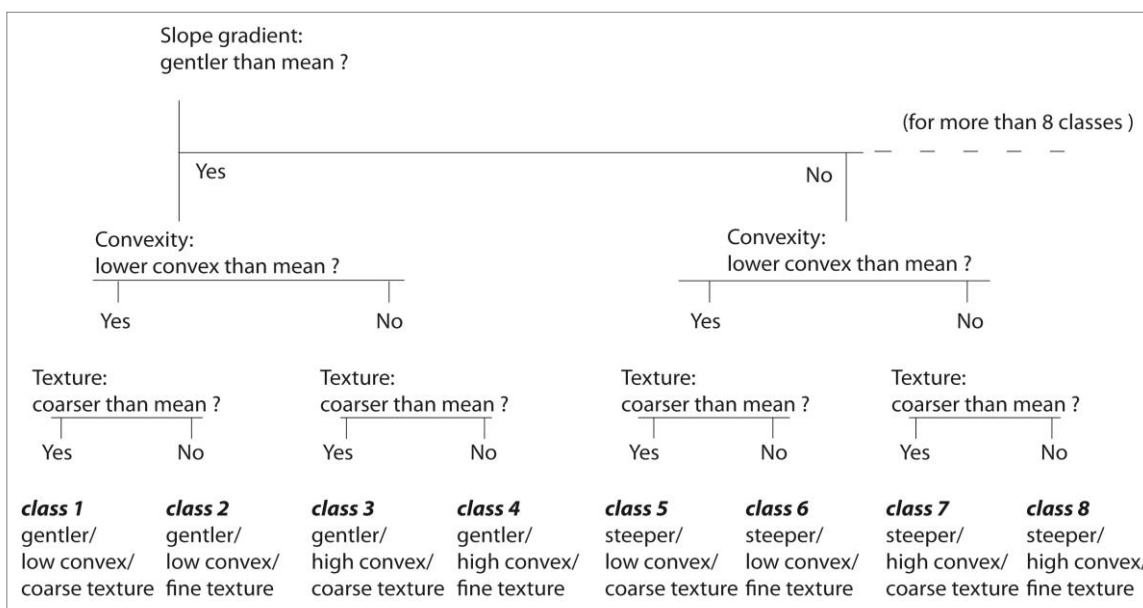


Abb. 3: Automatisierte Landschaftsklassifikation in 8 Klassen, verändert nach IWAHASHI und PIKE (2007)

Die automatisierte Landschaftsklassifizierung wurde für eine Fläche von 6.245 km<sup>2</sup> durchgeführt. Die Ermittlung der Hangneigung erfolgte mit dem slope-Algorithmus (LIEBIG, 2000) und das Ergebnis wurde in zwei Klassen geteilt ( $x_1 > \bar{x}$  = steeper [stärker geneigt als im Mittel],  $x_2 < \bar{x}$  = gentler [schwächer geneigt als im Mittel]). Die Längs-Hangform wird mit dem Algorithmus der „profile curvature“ (Convexity) berechnet (LIEBIG, 2000). Dabei werden die längs-konvexen Formen in zwei Klassen entsprechend ihres Mittelwertes geteilt ( $x_1 > \bar{x}$  = high convex [stark längs-konvexe Form als im Mittel],  $x_2 < \bar{x}$  = low convex [geringe längs-konvexe Form als im Mittel]). Die Rauhigkeit des Geländes berechnet sich aus dem Algorithmus der surface texture. Hierzu werden zwei Höhenmodelle quantitativ miteinander verglichen. Ein SRTM3-DGM wird von dem gleichen, jedoch mit einem Median gefilterten SRTM3-DGM abgezogen. Das Ergebnis ist die Differenz der Höhenmodelle. Die Werte werden als Rauhigkeit der Geländeoberfläche verstanden und in zwei Klassen geteilt: Werte oberhalb des Mittelwertes ( $x_1 > \bar{x}$  = coarse texture [gröbere Rauhigkeit als im Mittel]) und Werte unterhalb des Mittelwertes ( $x_2 < \bar{x}$  fine texture [feinere Rauhigkeit als im Mittel]).

Das Produkt aus Hangneigung, Längs-Hangform und Rauhigkeit wurde für acht Landschaftsklassen berechnet (Gleichung 1).

- $$\text{Landschaftsklasse} = \text{Hangneigung} * \text{Längs - Hangform} * \text{Rauhigkeit} \quad (1).$$

Die automatisierte Landschaftsklassifikation kombiniert drei geomorphometrische Parameter auf Grundlage von statistischen Schwellenwerten. Mit geographischen Informationssystemen ist

auf Basis von Höhenmodellen die geomorphometrische Differenzierung einer Landschaft (z.B. Hangneigung, Relief, Höhe) durchführbar (DIKAU *et al.*, 1991, MACMILLAN *et al.*, 2000).

## 2.2. GELÄNDEARBEITEN

Die Geländearbeiten dienen der geomorphologischen Kartierung und den Sedimentprofilbeschreibungen (Profilaufnahmen, Probenentnahmen).

### 2.2.1. Sedimentprofilüberblick

An insgesamt acht Standorten konnten Sedimente aufgenommen werden. An sieben Standorten waren Sedimentprofile vorhanden, an einem weiteren Standort wurde gebohrt (Tab. 1).

Tab. 1: Sedimentprofile in den Landschaftseinheiten mit geographischen Koordinaten (WGS84), Höhe ü. NN und Tiefe u. GOK

Sedimentprofil	Geographische Koordinaten	Höhe ü. NN	Landschaftseinheit	Tiefe u. GOK
MB868	N43°16', O77°36'	2.241 m	nördliche Tien Shan	2,73 m
MB842	N43°23', O77°34'	1.047 m	Lösshügelland	2,0 m
MB925	N43°20', O77°29'	994 m	Lösshügelland	1,60 m
MB926	N43°21', O77°23'	915 m	Lösshügelland	3,34 m
MB924	N43°25', O77°22'	714 m	Schwemmfächer	5,6 m
MB931	N43°33', O77°16'	575 m	Schwemmlandebene	2,4 m
MB921	N43°35', O77°33'	543 m	Schwemmlandebene	4,6 m
MB920	N43°38', O77°34'	513 m	Schwemmlandebene	4,3 m

### 2.2.2. Geomorphologische Geländekartierung

Basierend auf der geomorphologischen Kartieranleitung von LESER und STÄBLEIN (1975) wurden Stufen und Kanten-, Mulden- und Kerbtäler sowie geomorphologische Prozessbereiche (denudativ, äolisch und fluvial) erfasst.

---

### 2.2.3. *Sedimentbeschreibung (Probenentnahmen)*

Die Sedimentprofile wurden nach schichtbezogenen Parametern (z.B. Ober- und Untergrenzen der Horizonte, Art des Übergangs, Sedimentgefüge, organische und anorganische Bodenbestandteile) auf Basis der AG BODEN (2005) erfasst.

Die Sedimentproben wurden den Profilen in Intervallen von ca. 10 cm entnommen (MB925, MB926, MB924, MB921, MB920). Das Sedimentprofil MB931 wurde in ungleichmäßigen Abständen schichtabhängig beprobt. Die Proben des Sedimentprofils MB868 wurden mit einem Edelmanbohrer aufgeschlossen.

## 2.3. SEDIMENTANALYTIK

Die Sedimentproben wurden auf die Korngrößenzusammensetzungen, die gesamt- und anorganischen Kohlenstoffgehalte, die Elementzusammensetzungen und hieraus abgeleiteten Verwitterungsindizes sowie auf die Zusammensetzungen der mineralogischen Hauptkomponenten untersucht.

### 2.3.1. *Sedimentaufbereitung*

Die Sedimentproben wurden zunächst geteilt. Ein Teil der Proben wurde für die Korngrößenanalyse (Granulometrie, 2.3.2.) verwendet. Ein weiterer Teil der Proben wurde für die chemische und mineralogische Analytik bei 50°C in einem Trockenschrank getrocknet (24 h) und anschließend in einer Achat-Scheibenschwingmühle 3 Minuten homogenisiert.

### 2.3.2. *Granulometrie*

Die Korngrößenzusammensetzungen wurden mit einem Beckman Coulter LS13320 Laserpartikelmessgerät am Leibniz Institut für Angewandte Geophysik (LIAG Hannover) quantitativ ermittelt. Durch die Laserstreulichtanalyse (Laserbeugung) werden Korngrößen in einem Wasserstrom durch einen Laserstrahl geführt und volumetrisch erfasst (0,04 µm – 2.000 µm). Die Messungen mit Laserjustage, Reinigung und Abspeicherung der Daten erfolgten über eine mit dem Gerät verbundene Steuer- und Auswertungssoftware.

Vor der Korngrößenbestimmung erfolgte die Trennung der Korngrößen in <2 mm und >2 mm (AG BODEN, 2005) mittels eines Siebsatzes (Maschenweite = 2 mm, Trockensiebung). Nach der Siebung wurde die <2 mm Fraktion jeder Probe mit einer Dispersionslösung (1 % Ammoniumhydroxid) im Reagenzglas versetzt und für mindestens 12 h in einem Rotator ge-

stellt (Probenrad mit 35 U\*Min<sup>-1</sup>). Danach wurde die dispergierte Probe ca. 1 Minute einem Ultraschall ausgesetzt um letzte Aggregate zu zerstören. Durch Ausspülung des Reagenzglases wurde anschließend die dispergierte Probe in das Laserpartikelmessgerät eingelassen und analysiert. Die Ergebnisse liegen in Vol.-% vor. Eine Zusammenfassung der Fraktionen in Ton, Schluff und Sand (AG BODEN, 2005) erfolgte mit der Software GRADISTAT.

Die erforderliche Probenmenge konnte aufgrund von Referenztests auf 250 mg für alle Fraktionen festgelegt werden. Jede Probe ist fünfmal gemessen worden. Die „Obscuration rate“ (Maß für die Abschattung) sowie die PIDS-Werte (Polarisationsintensität bei differentieller Streuung; Messung der Submikron großen und nicht kugelförmigen Partikel von 0,04 bis 0,4 µm) stellen die Qualität der Messungen dar (Tab. 2):

Tab. 2: Qualität der Korngrößenmessungen (Obscuration rate, PIDS)

	Obscuration rate	PIDS
Minimum	7 %	60 %
Maximum	23 %	81 %
Mittelwert	13 %	70 %

Aus den gemittelten Ergebnissen wurden die Korngrößenzusammensetzungen berechnet. Die statistische Betrachtung der gemessenen individuellen Proben ist im Anhang I dargestellt.

Unregelmäßig geformte Körner bereiten bei der Korngrößenbestimmung Probleme (MÜLLER, 2008). da dies von der Lage der Körner beim Queren des Lasers abhängig ist (vgl. PIDS-Wert).

Mit der Messung ist die Diffraktion und Diffusion der Laserstrahlen verbunden (BOHREN und HUFFMAN, 1998). Bei der Diffraktion werden die Laserstrahlen am einzelnen Korn abgelenkt und vom Detektor erfasst. Dabei verlaufen Laserstrahlen auch diffus und erreichen den Detektor nicht (verstärkt unterhalb 7 µm; MCCAVE und SYVITSKI, 1991). Das bedeutet, dass die charakteristische Korngrößenzusammensetzung der Probe nicht genau abgebildet wird. Darüber hinaus können Laserstrahlen absorbiert werden. Hieraus sind Fehler in den Korngrößenzusammensetzungen der Proben festzuhalten.

### 2.3.3. Kohlenstoffbestimmungen

Um den anorganischen (TIC) und den gesamten Kohlenstoff (TC) einer Sedimentprobe zu bestimmen, wird das konduktometrische Verfahren nach WOESTHOFF an einem Carmhograph C 16-D angewandt (Nachweisgrenze =0,02 Gew.-% Kohlenstoff, Einwaage =0,1 g). Bei der Bestimmung des gesamten Kohlenstoffs wird der Kohlenstoff in der Sedimentprobe durch trockene Verbrennung im Sauerstoffstrom bei 1000°C freigesetzt und in verdünnte Natronlauge überführt. 0,1 g der gemahlenden Sedimentproben wurden in einem Schiffchen eingewogen und in den Verbrennungsofen eingeführt. Die Veränderung der Leitfähigkeit (Konduktometrie) des NaOH wird mit dem Carmhograph gemessen und verhält sich direkt proportional zum Kohlenstoffgehalt. Die Ergebnisse werden in Gew.-% ausgegeben. Zur anorganischen Kohlenstoffbestimmung wird erneut 0,1 g der gemahlenden Probe mit Wägepapier eingewogen und anschließend in ein Reaktionsglas überführt. Dort wird die Probe mit halbkonzentrierter Phosphorsäure (42,5 % H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>) versetzt, auf 80°C erhitzt, sodass das CO<sub>2</sub> freigesetzt und in verdünnte Natronlauge überführt werden kann. Die Messung und Ausgabe des Gew.-%-Gehaltes (TC) erfolgt in gleicher Weise wie die Bestimmung des TIC-Gehaltes. Beide Verfahren sind nach jeweils 20 Messungen durch 12 %-iges und reines CaCO<sub>3</sub> (kalibriert worden. Aus der Differenz des Gesamtkohlenstoffgehaltes (TC) und des anorganischen Kohlenstoffgehaltes (TIC) wird der organische Kohlenstoffgehalt (TOC) berechnet.

Ein absoluter Messfehler für TC von 12,01±0,49 Gew.-% (rel. Standardfehler =4,01 Gew.-%) und für TIC von 12,01±0,37 Gew.-% (rel. Standardfehler =2,98 Gew.-%) unterliegen den gemessenen Sedimentproben (Tab. 3, Anhang I).

Tab. 3: Statistische Daten zu 8 Referenzproben

	TC (in Gew.-%)	TIC (in Gew.-%)
Soll	12	12
Ist	12,49	12,37
abs. Std.	±0,49	±0,37
rel. Std.	4,01	2,98

Die Nachweisgrenze für TC und für TIC liegt jeweils bei 0,01 Gew.-%.

### 2.3.4. Elementbestimmungen

Ein Teil der getrockneten Proben (50°C) wurde vor der Elementbestimmung für 24 h bei 105°C erneut getrocknet. Die Bestimmung der Elemente Ca, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, P, S und Sr wird durch die optische Emissionsspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-AES Perkin Elmer 2000DV) durchgeführt. Als Aufschlussverfahren für die Sedimentproben wird ein modifizierter Königswasseraufschluss angewendet (DIN EN 13346). 3 g je Probe wurden hierzu eingewogen. Im Hochtemperaturplasma (6.000 – 8.000°K) folgt eine Atomisierung und Anregung des Probenaerosols. Die von den angeregten Atomen emittierte charakteristische Strahlung wird gemessen und zum Elementnachweis verwendet. Die Quantifizierung der Elemente wird mit Referenzproben abgeglichen.

Die Nachweisgrenze für Calcium beträgt 2,74 µg\*l<sup>-1</sup>, für Chrom 33,4 µg\*l<sup>-1</sup>, für Kalium 0,22 µg\*l<sup>-1</sup>, für Magnesium 0,58 µg\*l<sup>-1</sup> und für Natrium (0,86 µg\*l<sup>-1</sup>). Die gemessenen Referenzproben sind auf ihre absoluten und relativen Standardfehler in Tab. 4 sowie in statistischer Betrachtung im Anhang I dargestellt.

Tab. 4: Statistische Daten zu 10 Referenzproben

Angaben in mg*g <sup>-1</sup>	Calcium	Chrom	Kalium	Magnesium	Natrium
Soll	43	0,11	5,46	9,4	20,1
Ist_Mittelwert	44,49	0,15	5,08	9,94	18,93
Ist_Median	42,60	0,16	4,36	9,95	19,05
Ist_Minimum	34,83	0,06	3,33	7,78	15,44
Ist_Maximum	56,00	0,24	9,02	12,30	22,09
abs. Std.	7,44	0,05	1,95	1,41	1,94
rel. Std. in %	16,72	35,91	38,37	14,18	10,25
<u>Wiederfindung in %</u>					
Mittelwert	103,46	132,80	93,03	105,50	94,19
Median	99,07	140,99	79,76	105,63	94,78
Minimum	81,00	58,47	60,99	82,59	76,82
Maximum	130,23	219,82	165,20	130,57	109,90

Mit der Methode gelingt die Anregung der Elemente bei einer einzigen Anregungsform in Simultanmessungen (PATNAIK, 2004). Durch die hochenergetischen Anregungen des Plasmas ionisieren die Elemente. Dies führt zur Emission einer großen Anzahl von Spektren (Ionenlinien), welche sich vollständig überlappen können (MERMET, 2007). Auch werden im Plasma nicht alle Verbindungen vollständig ionisiert (z.B. Wasser). Andere Elemente werden erst im

Plasma gebildet (NO, CO). Diese Verbindungen emittieren dann Strahlung, was zur Störung (spektrale Interferenz) des Ionenspektrums führen kann (NÖLTE, 2002).

Nicht-spektrale Störungen zeichnen sich durch eine Änderung in der Intensität des elementspezifischen Strahlungsanteils (Empfindlichkeit) aus. Dies ist mit einer Probenverdünnung bestimmbar. Durch eine Probenverdünnung wird die Wiederfindung in der verdünnten Lösung bestimmt. Weicht die Wiederfindungsrate deutlich von 100 % ab liegen nichtspektrale Störungen vor. Diese entstehen z.B. durch den Probentransport (Förderung durch die Schlauchpumpe), die Zerstäubungseigenschaften und die Anregungsbedingungen im Plasma (GEILENBERG, 2000; MERMET, 2007).

### 2.3.5. Verwitterungsindex mCIA

Verwitterung ist die Grundlage für Bodenbildung (SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL, 2010). Alkali- und Erdalkali-Elemente sind im Verwitterungssystem verschieden mobil. Ein Maß für die Mobilisierbarkeit von Elementen ist das Ionenpotential (IP). Es ist das Verhältnis von elektrischer Ladung zum Radius des Ions (KRAUSKOPF, 1967; GILL, 1993; SCHÜTT, 2004). Das Element Chrom ist aufgrund eines hohen Ionenpotentials von 4,92 ein Element mit geringer Mobilität (Alkali- und Erdalkali-Elemente:  $K_{IP}=0,75$ ,  $Na_{IP}=1,0$ ,  $Ca_{IP}=2,0$ ,  $Mg_{IP}=3,0$ ; GILL, 1993). Die hohe Löslichkeit der Alkali- (Na, K) und Erdalkali-Elemente (Ca, Mg) relativ zum Chrom (niedrige Löslichkeit, Cr) lässt sich als Index mCIA erfassen (NESBITT und YOUNG, 1982; NESBITT und YOUNG, 1984; LI und YANG, 2010). Bezogen auf die molaren Massen der Alkali- und Erdalkalielemente wird Gleichung 2 eingeführt:

$$\bullet \quad mCIA = \frac{Cr}{(Cr + Ca + Mg + Na + K)} * 10^5 \quad (2).$$

Aufgrund des in  $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$  gemessenen Chroms ist eine Multiplikation mit  $10^5$  erforderlich. Bei der chemischen Verwitterung werden die leicht löslichen Alkali- und Erdalkali-Elemente schneller aus dem Sediment herausgelöst als die schwer löslichen Schwermetalle. Je größer der mCIA ist, desto relativ intensiver war mithin die chemische Verwitterungsintensität. Der mCIA ist ausschließlich als relatives Maß zu verwenden; seine Aussagekraft über die chemische Verwitterungsintensität wird durch die Korngrößenzusammensetzung und Materialzusammensetzung modifiziert (BLÄTTERMANN *et al.*, 2012).

### 2.3.6. Bestimmung der Zusammensetzung der mineralogischen Hauptkomponenten

Die Bestimmung der mineralogischen Zusammensetzung der Proben erfolgte an einem Röntgendiffraktometer der Fa. Philips PW 1729/40 (Cu-Röhre, 24 mA). Die Analyse wurde an Pulverpräparaten durchgeführt. Hierzu wurden ca. 0,5 bis 1 g je gemahlene Probe verwendet. Die Röntgenbeugungsanalyse misst einen monochromatischen Röntgenstrahl, der auf die Netzebenen der Minerale trifft und dabei in einem charakteristischen Winkel gebeugt und reflektiert wird. Das Diffraktometer detektiert Ort und Intensität der auftretenden Reflexe zwischen  $2,91 - 70,01^\circ (2\theta)$ , kalibriert gegen Quarz ( $26,64^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha$ , Gleichung 3):

$$\bullet \quad \lambda = 2d \cdot \sin\theta \quad (3).$$

Die Messungen wurden mit Winkelschritten von  $0,02^\circ\theta$  mit je 2 s Messzeit durchgeführt. Gitterabstand ( $d$ ) und Einfallwinkel ( $\theta$ ) sind abhängig vom spezifischen Reflexionsverhalten der Minerale, wobei  $\lambda$  die Wellenlänge der Röntgenstrahlung darstellt. Die Analyse der  $^\circ 2\theta$  – Reflexe erfolgte mit dem Vergleich an Referenzdiffraktogrammen unter Verwendung des Auswertungsprogramms Philips X'pert Highscore. Mit Kenntnis der Elementzusammensetzungen (2.3.4.) sind die Minerale durch manuelle Phasenidentifikation in den Proben eingrenzbar (vgl. HARTMANN, 2003). Die Intensität (Peakhöhe) der Reflektion ist unter anderem von der Probenaufbereitung abhängig. Langes Mörsern kann zu sehr breiten Peaks führen; starkes Einpressen des Sedimentpulvers in den Probenträger führt zu Kornorientierungen und ebenfalls hohen Peaks (FÜCHTBAUER, 1988). Dies kann zu Präparathöhenfehlern ( $s_p$ ) führen. Die Probenkörner nehmen bevorzugte Lagen ein, was zu probenbedingten Messfehlern in der Intensitätsmessung führt. Zum Beispiel behalten plattförmige Körner ihren Durchmesser auch nach dem Einpressen in den Objektträger. Die Diffraktogramme können somit Phasen überlagernd sein und nicht erkennbare Intensitäten enthalten. Der individuelle Präparathöhenfehler ( $s_p$ ) kann bis zu  $s_p=0,1$  mm betragen (ALLMANN, 2003). Dagegen ist der Effekt der Oberflächenrauigkeit nach SUORTTI (1972) aufgrund zunehmender Intensitätsänderung bei zu dünnen aufgetragenen Proben beschrieben. Weiter bedingt die manuelle Phasenidentifikation eine geringere Genauigkeit durch Textureffekte (ALLMANN, 2003). Durch die Probenvorbehandlung mit der Achat-Scheibenschwingmühle werden Textureffekte und Oberflächenrauigkeitsfehler reduziert (SUORTTI, 1972). Gerätebedingt sind Fehler hinsichtlich des mechanischen Nullpunktes der Winkelskala möglich (SPIEB, 2009).



---

## 2.4. GEOCHRONOLOGIE

Die Chronologie der beprobten Sedimentsequenzen wird auf Grundlage absoluter Altersdatierungen (Radiokohlenstoff- und Infrarot-stimulierte Lumineszenzmethode) vorgenommen.

### 2.4.1. Radiokohlenstoffmethode (AMS- $^{14}\text{C}$ )

In den Aufschlüssen wurden in unterschiedlichen Tiefen organikreiche Proben zur Radiokohlenstoffdatierung (AMS = Accelerator-Mass-Spectrometry) entnommen, die am Poznań Radiocarbon Laboratory gemessen worden. Die gemessenen Proben wurden anschließend mit CalPal-Online (DANZEGLOCKE *et al.*, 2007) und der Radiokohlenstoff-Kalibrierungskurve CalPal\_2007\_HULU auf Jahre vor heute bezogen (BP, Bezugsjahr 1950). Aufgrund des Bezuges zu den IRSL-Datierungen (2.4.2.) wurden die Alter in ihrer Schreibweise auf Kilo-Jahre (ka) vereinheitlicht.

### 2.4.2. Infrarot-stimulierte Lumineszenz (IRSL)

Bei der Datierungsmethode der Infrarot-stimulierten Lumineszenz wächst in Abhängigkeit von der Zeit und der umgebenden Radioaktivität ein Lumineszenzsignal in feldspat- und quarzhaltigen Sedimenten (KRBETSCHKE, 1995; LANG, 1996). Die chronologische Nullstellung dieses Signales erfolgt durch Exposition der Sedimente mit (Tages-)Licht. Dieses Signal ist quantitativ an Korngrößen der Feinkornfraktion (4-11  $\mu\text{m}$ ) und Grobkornfraktion (100-250  $\mu\text{m}$ ) messbar (AITKEN, 1998). Die Elektronen in den Feldspäten und Quarzen können durch Licht oder Wärme angeregt werden. Durch diese Energiezufuhr verlassen sie ihre potentiellen Energieniveaus. Die Differenz aus Energiezufuhr und potentielltem Energieniveau wird in Form von Licht emittiert, was als Lumineszenz verstanden wird (früheste Auftreten von Lumineszenz  $\geq 10^9\text{s}$ ; KRBETSCHKE, 1995). Die mit Infrarot stimulierbare Lichtemission ist quantifizierbar. Die Methode wurde ausgewählt, da die aufgeschlossenen Sedimente hauptsächlich aus Schluff bestehen (Feinkorndatierung).

Am Aufschluss wurden leere, lichtundurchlässige PVC-Röhren in die Profilwand geschlagen um das Sediment lichtdicht und verschlossen zu bergen. Im Lumineszenzlabor (LIAG, S3) erfolgte die Aufbereitung der Sedimentproben. Das Probenrohr wird bei gedimmten Rotlicht an beiden Enden geöffnet. An jeder Seite wird eine 2 cm ( $\varnothing$ ) dicke Sedimentschicht für die Gamma-spektrometrie (Dosisleistung,  $D_a$ ) abgetrennt. Das restliche Probenmaterial wurde ge-

---

trocknet ( $50^{\circ}\text{C}$ ) und nach FRECHEN *et al.* (1996) für die Ermittlung der Äquivalentdosis ( $D_e$ ) aufbereitet (polymineralische Feinkorndatierung der Korngrößen 4-11  $\mu\text{m}$ ).

Zur Altersbestimmung ist die Messung der ionisierenden Strahlung (Dosisleistung,  $D_a$ ) erforderlich. Die  $D_a$  des Sediments ist eine physikalische Grundgröße der Dosimetrie. Die  $D_a$  ist „die in der Erdkruste freigesetzte ionisierende Strahlung natürlicher Urnuklide und deren Zerfallsprodukte“ (KRBETSCHKEK, 1995).  $^{238}\text{U}$  (Zerfall zum stabilen Nuklid  $^{208}\text{Pb}$ ),  $^{235}\text{U}$  ( $^{207}\text{Pb}$ ) und  $^{232}\text{Th}$  ( $^{206}\text{Pb}$ ) sind dabei die radioaktiven Urnuklide der Zerfallsreihen (CHOPPIN *et al.*, 2002). Die Bestimmung des prozentualen  $^{40}\text{K}$  Radionuklid-Gehaltes ist für die Berechnung der  $D_a$  zugleich relevant. Zusätzlich tragen die kosmische Strahlung und der Zerfall des Rubidiums ( $^{87}\text{Rb}$ ) zur  $D_a$  geringfügig bei. Aus ihrer Konzentration und der pro Zeiteinheit freigesetzten Energiemenge (KRBETSCHKEK, 1995) wird die  $D_a$  des Sediments ermittelt.

Die Messung der  $D_a$  erfolgt durch ein Low-Level-Gammaspektrometer (Ametek ORTEC und Canberra Eurisys am LIAG, S3). Die gammaspektrometrischen Messungen der  $^{40}\text{K}$ -,  $^{232}\text{Th}$ - und  $^{235}\text{U}$ -Gehalte erfordern 50 g getrocknetes Probenmaterial, welches vor den Messungen homogenisiert, luftdicht verpackt und für mindestens 4 Wochen gelagert wurde. Der Einfluss der kosmischen Strahlung am Probenort (Längen- und Breitengrad, Höhe ü. NN, Tiefe u. GOK) wurde zur  $D_a$  aufaddiert (PRESCOTT und STEPHAN, 1982; PRESCOTT und HUTTON, 1994). Der Effektivität der Alpha-Strahlung, die auf die analysierten Minerale einwirkte, wurde nach REES-JONES (1995) mit  $\alpha = 0,08 \pm 0,01$  angenommen (vgl. TECHMER *et al.*, 2006).

Die Äquivalentdosis ( $D_e$ ) wird mit einem automatisierten RISØ TL/OSL-DA-15-Reader (Reader) ermittelt. Sie wird in der Einheit Gray (Gy) angegeben. Als Strahlungsquelle ist eine  $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$  Beta-Quelle mit einer natürlichen Strahlungsdosis von  $0,1592 \text{ Gy} \cdot \text{s}^{-1}$  (Messungen im April 2009, Anlage 2) sowie von  $0,1211 \text{ Gy} \cdot \text{s}^{-1}$  bis  $0,1206 \text{ Gy} \cdot \text{s}^{-1}$  (November 2009 – Januar 2010, Anlage 1) am Reader angeschlossen. Ein Schott-BG39 und ein Corning 7-59 Filter befinden sich zwischen dem Reader und einem Probenrad (für max. 48 Aluminiumplättchen [Aliquots]) und verhindern die Transmission von Infrarotstrahlung zum Photomultiplier. Die aufbereiteten Proben werden zuvor auf die Aluminiumplättchen nach FRECHEN *et al.* (1996) eingedampft. Anschließend werden sie auf das Probenrad gelegt. Die Proben werden mit Infrarotlicht der Wellenlänge 875 nm bestrahlt. Durch die Bestrahlung mit Infrarot wird die auftretende Lumineszenz der Elektronen zwischen 320 nm und 460 nm ( $\lambda$ ), die durch die Filter transmittiert, gemessen.

Die Messungen basieren dabei auf der Single Aliquot Regenerative (SAR) Methode (Regenerative Messmethode, WALLINGA *et al.*, 2000). Im SAR-Protokoll wird zunächst das natürliche Lumineszenzsignal der Probe gemessen. Im Anschluss daran werden der Probe festgelegte Temperaturen und Dosisleistungen verabreicht um das Lumineszenzsignal zu bestimmen. Nach jedem Messzyklus wird ein Korrekturzyklus durchlaufen, um die Auswirkungen von Sensitivitätsänderungen zu berücksichtigen (MURRAY und WINTLE, 2000). Ein nach dem Stand der Forschung junges post-IR IRSL Messprotokoll (THOMSEN *et al.*, 2008) wird zur Ermittlung der jeweiligen  $D_e$  durch Infrarot (IRSL) verwendet:

1.	Natural Dose	(Cycle 1 = 300 s, Cycle 2 = 600 s, Cycle 3 = 900 s, Cycle 4 = 1200 s, Cycle 5 = 0 s, Cycle 6 = 300 s)
2.	Preheat	250°C with 60 s
3.	IRSL	50°C with 100 s (Heat up 5°C/s)
4.	post-IR IRSL	225°C with 100 s (Heat up 5°C/s)
5.	Test Dose	50 s
6.	Preheat	250°C with 60 s
7.	IRSL	50°C with 100 s (Heat up 5°C/s)
8.	post-IR IRSL	225°C with 100 s (Heat up 5°C/s)
9.	Return to 1. for next Cycle	

Eine PC-Steuersoftware, die das Messprotokoll schrittweise durchläuft, ist mit dem Reader verbunden. Messdauer und Temperatur sind dem Messprotokoll für die IRSL-Messungen zuvor anzupassen. Die Eignung des post-IR IRSL-Protokolls für die polymineralischen Feinkornproben wurde nach den in WINTLE und MURRAY (2006), THOMSEN *et al.* (2008) und BUYLAERT *et al.* (2009) beschriebenen statistischen Verfahren aus Preheat-Plateau-Tests, Recycling ratio, Recuporation rate und Dose Recovery Tests abgeleitet. Durch Preheat plateau tests und Dose recovery tests wird die Eignung der Proben auf das Messprotokoll geprüft. Hieraus ergab sich ein Preheat-Plateau von 250°C, welches für das Protokoll berücksichtigt wurde. Im Folgenden wurde ein IR-Signal bei 50°C gemessen. Ein nachgeschaltetes post-IR Signal stimuliert die Probe in einem höheren Temperaturbereich um Elektronen aus weiteren Energieniveaus anzuregen. Aus den Bestrahlungen wird das regenerative Signal gemessen. Dem Protokoll folgt ein Korrekturzyklus (5. Test dose) mit einer konstanten Dosisleistung zur Ermittlung des Korrektursignales. Aus dem Verhältnis des regenerativen Signales zum Korrektursignal werden die korrigierten Lumineszenzsignale abgeleitet, um die Auswirkungen von Sensitivitätsänderungen berücksichtigen zu können.

Weiter neigen die Feldspäte (4-11  $\mu\text{m}$ ) zu nicht-thermischen Signalverlusten, was als Fading beschrieben wird (WINTLE, 1973; JAIN und SINGHVI, 2001; AUCLAIR *et al.*, 2003; THOMSEN *et al.*, 2008). Die Ermittlung der Fading rate ( $\% \cdot \text{decade}^{-1}$ ) auf die bestrahlten Proben ist durch

---

ein Fading-Messprotokoll ermittelbar (freundlicherweise durch Frau Dr. Tsukamoto, LIAG, bereitgestellt). Anschließend werden die  $D_e$  nach dem HUNTLEY-LAMOTHE-Algorithmus um ihre jeweilige Fading rate korrigiert (HUNTLEY und LAMOTHE, 2001).

Aus dem Verhältnis der seit der letzten Belichtung angesammelten  $D_e$  in Gy und der sedimentären  $D_a$  in  $\text{Gy} \cdot \text{ka}^{-1}$  aus  $^{235}\text{U}$  [ppm],  $^{232}\text{Th}$  [ppm] und  $^{40}\text{K}$  [%] lässt sich das Ablagerungsalter einer Probe berechnen (Gleichung 4):

- $$\text{Alter (in ka)} = \frac{D_e \text{ (Gy)}}{D_a \text{ (Gy} \cdot \text{ka}^{-1})} \quad (4).$$

Die Lumineszenzalter beziehen sich auf den Zeitpunkt der Probenentnahme (nicht BP).

---

# **GEOGRAPHIE DES SIEBENSTROMLANDES**

### 3. GEOGRAPHIE DES SIEBENSTROMLANDES

#### 3.1. LAGE UND OROGRAPHIE

Das Siebenstromland liegt im Südosten Kasachstans. Im Süden grenzt es an das sich Ost-West erstreckende, nördliche Tien Shan Gebirgsmassiv. Im Osten markieren die Ausläufer des Dsungari Alataus die Grenzen des Siebenstromlandes. Der See Balkhash mit einer schwankenden Wasserfläche von ca. 17.000–22.000 km<sup>2</sup> (ALADIN, 1993; SHAHGEDANOVA, 2002) grenzt das Gebiet im Nordwesten naturräumlich ein (Abb. 4). Südlich des Balkhash befinden sich die Wüsten Saryyesik Atyrau und Taukum (MACHALETT *et al.*, 2008).

Das Siebenstromland trägt seinen Namen aufgrund der Vielzahl an Flüssen, die vom nördlichen Tien Shan und dem Dsungari Alatau in die Ebene zum See Balkhash fließen. Hauptzuflüsse sind unter anderem der aus dem östlichen China kommende Ili, der aus dem Tien Shan fließende Schelek sowie der aus dem Dsungari Alatau entspringende Lepsy. Sie münden in den angrenzenden See Balkhash. Entlang der Flüsse sind Siedlungen und eine fruchtbare Landschaft anzutreffen. Die fruchtbare Landschaft wurde unter anderem für den Anbau von Getreide, Baumwolle und Tabak genutzt (RADLOFF, 1866). Zur Zeit der UdSSR war die Region das Hauptanbaugebiet für Obst (FRANZ, 1973). Die ehemalige Hauptstadt Almaty (bis 1997) trägt übersetzt den Namen Großvater der Äpfel (kasachisch: *Alma*=Apfel; *-ata*=Großvater). Entlang der Flüsse ist das Siebenstromland aufgrund des reichhaltigen Wasserangebots ein natürlicher Gunstraum.

Das Untersuchungsgebiet liegt im südöstlichen Teil des Siebenstromlandes, ca. 50 km östlich der Stadt Almaty. Es erstreckt sich vom nördlichen Tien Shan bis zum Kapschagai-Stausee.

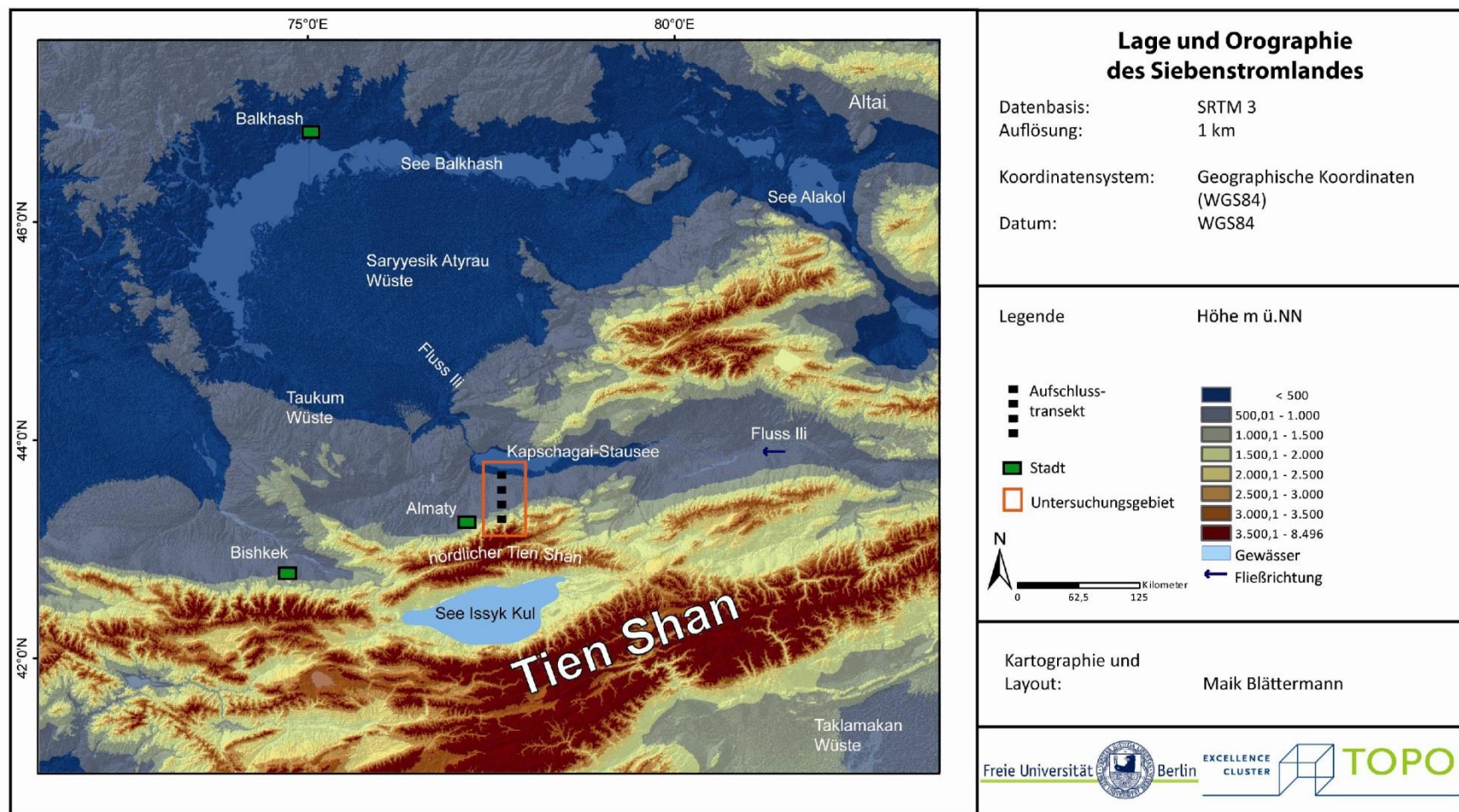


Abb. 4: Lage und Orographie des Siebenstromlandes: vom Tien Shan im Süden bis zum See Balkhash im Norden

### 3.2. PALÄOGEOGRAPHIE

Der nördliche Tien Shan ist durch die kaledonische Gebirgsbildung (507–405 Ma) wesentlich geprägt (NALIVKIN, 1959). Während der frühpaläozoischen Faltung intrudierten Granodiorite und bildeten den Grundstock des Tien Shan (DOLGINOV und KROPATSCHJOW, 1994). Mit dem Ende der kaledonischen Gebirgsbildung folgten weitere Phasen effusiven und intrusiven Vulkanismus. Post-variskisch drangen ultrabasische Gesteine in karbonische Schichtenfolgen ein (ŠATSKIJ und BOGDANOW, 1958; Abb. 5).

Nach dem Einsetzen der variszischen Gebirgsbildung vor ca. 300 Ma vereinigte sich die Kasachische Plattform mit der Sibirischen Tafel (NALIVKIN, 1959). Es kam zu einer Regression des Karbonmeeres mit der Ablagerung karbonatreicher Gesteine. Zum Grundgebirge des variszischen Teiles zählen mächtige Schiefer, Vulkanite sowie Kalksteine. Diese Ablagerungen sind stark gefaltet (ŠATSKIJ und BOGDANOW, 1958; FRANZ, 1973; VAN DER VOO *et al.*, 2006). Im Jura kam es im südlichen Tien Shan zu marinen Transgressionen mit Sedimentablagerungen. Die Trias und Juraschichten führen Kohleserien (NALIVKIN, 1959; FRANZ, 1973; Abb. 5).

Während der Oberkreide-Transgression (ab ca. 80 Ma) worden Mergel, Tone und Kalke sowie lagunäre salz- und gipsführende Serien abgelagert, die von einem ufernahen Tiefland zeugen. Tertiäre, marine Ablagerungen an den Gebirgsrändern sind nicht vorhanden, weshalb NALIVKIN (1959) darauf schließt, dass Mittelasien nur im Westen vom Meer bedeckt war. Mit der miozänen Gebirgsauffaltung setzte die Regression des Meeres ein.

Gebirgshebungen im nördlichen Tien Shan sind das Ergebnis der Indisch-Eurasischen Konvergenz der Kontinentalplatten, die bis heute aktiv ist (TYCHKOV *et al.*, 2008; DE GRAVE *et al.*, 2012). Bis in die Gegenwart sind im nördlichen Tien Shan Gebirgshebungen vorherrschend (ATRUSHKEVITCH *et al.*, 1988; ABDRAKHMATOV *et al.*, 1996; KORJENKOV *et al.*, 2007). Die aktuelle Seismizität unterstreicht die tektonischen Prozesse (TIBALDI *et al.*, 1997). Die Erdbeben in den Jahren 1887, 1911 und 1970 mit Stärken von 8 bis 9 (Richterskala) sind junge Beispiele (FRANZ, 1973). KORJENKOV *et al.* (2011) beschreibt hingegen mehrere (Paläo)-Erdbeben mit der Stärke 7 (Richterskala) für das Spät-Holozän (<4 ka).



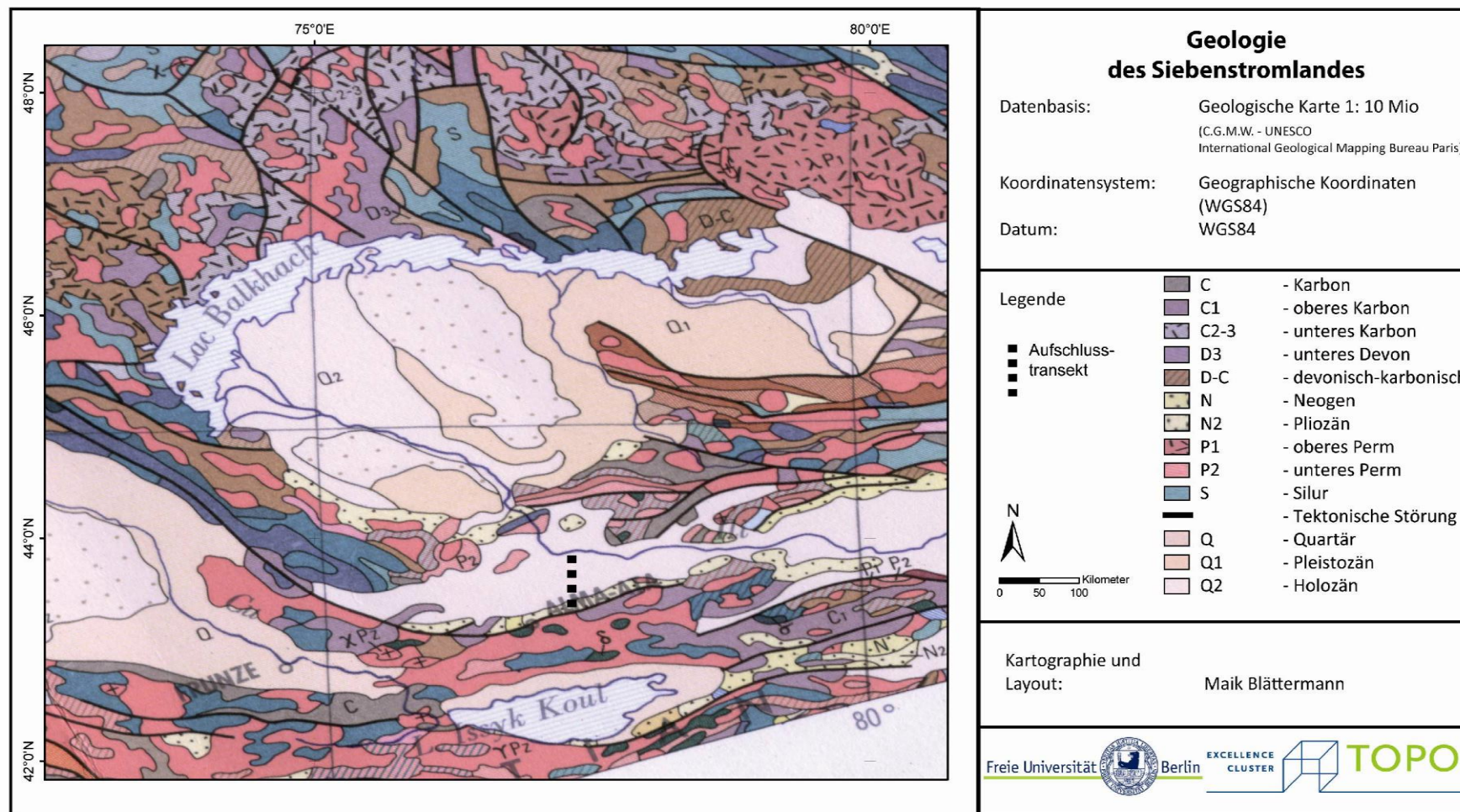


Abb. 5: Geologie des Siebenstromlandes nach C.G.M.V.-Unesco Atlas, International Geological Mapping Bureau Paris (1990)

### 3.3. KLIMAZONEN

Klimatisch zeichnen sich im Untersuchungsgebiet aufgrund seiner hochkontinentalen Topographie typische hygrische und thermische Verhältnisse ab (Abb. 6 und Abb. 7). Im Klimasystem nach KÖPPEN (KOTTEK *et al.*, 2006) sind drei Klimazonen klassifiziert, die sich von Nord-West nach Süd-Ost gliedern: ein Steppenklima (BSk), Feuchtkaltes-Winterklima (Dfa, wärmster Monat über 22°C) und ein Feuchtkaltes-Winterklima (Dfb, alle Monate unter 22°C). Das Zailijskij-Alatau im nördlichen Tien Shan wirkt mit seiner West-Nordost-verlaufenden Richtung als eine orographische Barriere für die niederschlagsintensive Westwindströmung (AN, 2000; VANDENBERGHE, 2006; SANHUEZA-PINO *et al.*, 2011). Dies äußert sich in einer zunehmenden Niederschlagsmenge am nördlichen Tien Shan Gebirgsmassiv (BÖHNER, 1996).

Die Klimastation Balkhash zeigt einen mittleren Jahresniederschlag von 144 mm (Zeitraum 1961-1990, GHCN). Die Stadt Almaty, am Fuß des nördlichen Tien Shan, weist im Mittel 653 mm Niederschlag für den gleichen Zeitraum auf (Zeitraum 1961-1990, GHCN). Der Niederschlag zeigt im Jahresgang zwei Maxima. Ein erstes Niederschlagsmaximum tritt im April/Mai auf; ein zweites Niederschlagsmaximum im Oktober/November. Das zweite Niederschlagsmaximum bringt nur annähernd die Hälfte der Niederschläge die im April/Mai fallen. Die jährlichen Niederschlagssummen variieren im nördlichen Tien Shan stark. Die mittlere Jahresdurchschnittstemperatur beträgt für das Steppenklima (Balkhash) 5,7°C. Im feuchtkalten Winterklima (Almaty) beträgt sie 9,1°C. Am Gebirgsfuß treten im Winter Inversionen auf, die isothermen Schichten sind bis zu 300 m mächtig (FRANZ, 1973).

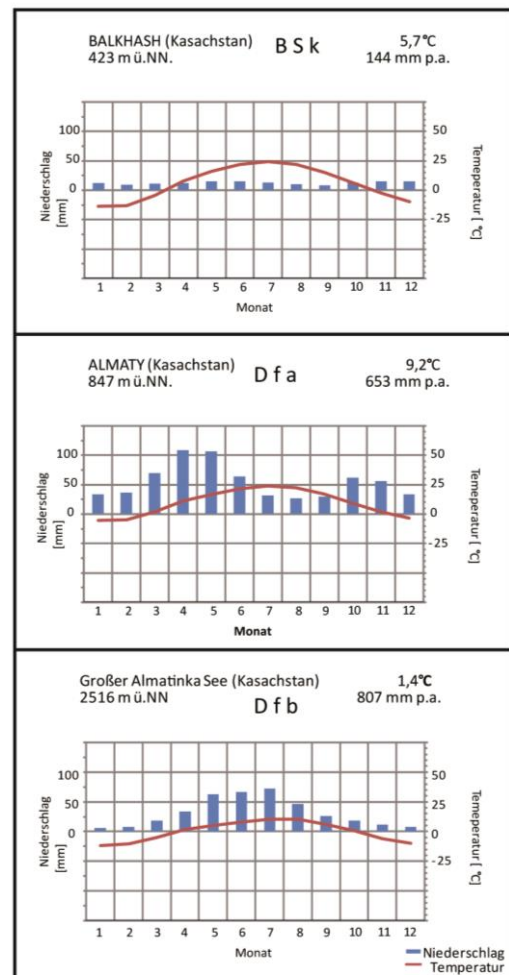


Abb. 6: Klimadiagramme: Balkhash, Almaty und Großer Almatinka See

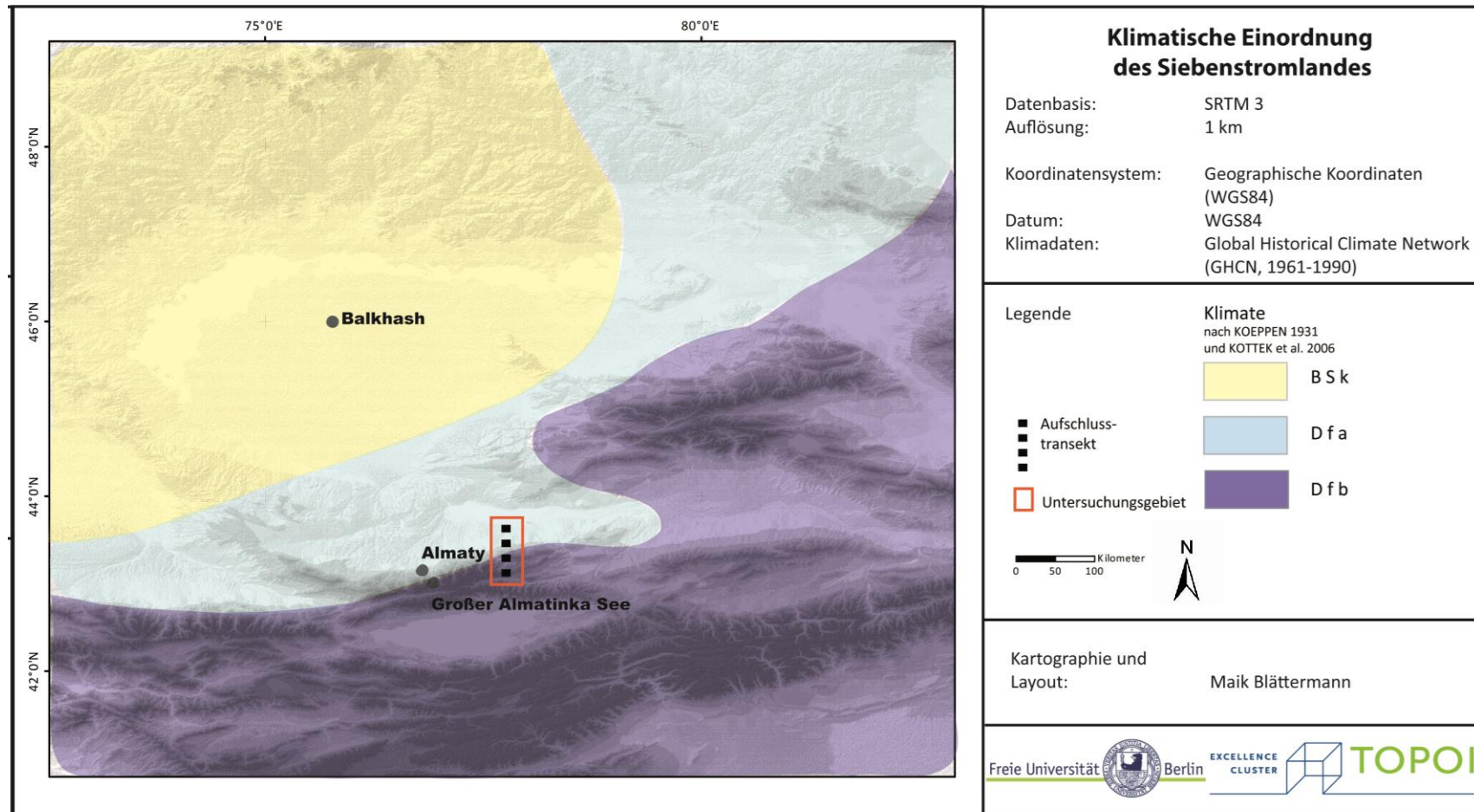


Abb. 7: Klimazonen des Siebenstromlandes: ein Steppenklima (BSk), Feuchtkaltes-Winterklima (Dfa, wärmster Monat über 22°C) und ein Feuchtkaltes-Winterklima (Dfb, alle Monate unter 22°C)

### 3.4. PRÄHISTORISCHE BESIEDLUNGSGESCHICHTE

Das Siebenstromland ist Teil des eurasischen Steppengürtels (CHERNYKH, 2008) und von der Bronzezeit bis zur Älteren Eisenzeit (2.000–200 J. v. Chr.) von verschiedenen Kulturen besiedelt worden (Tab. 5).

Tab. 5: Prähistorische Besiedlungsgeschichte im Siebenstromland mit Epoche, Kultur, Chronologie und holozänen Klimastufen, nach PARZINGER (2006) und ROSEN *et al.* (2000)

Epoche	Kultur	Chronologie (Jahre v. Chr.)	Holozäne Klimastufe
Frühbronzezeit und älter	- (?)	älter als 1.750	Mittleres Subboreal
Mittelbronzezeit	Andronovo-Fedorovka ? Kul'sai-Gruppe	1.750–1.450	Mittleres Subboreal
Spätbronzezeit	Besiedlungslücke	1.450–950	Spätes Subboreal
Ältere Eisenzeit	? Besiedlungslücke Frühsakisch (Bizé), Saken	950-200	Spätes Subboreal / Frühes Subatlantikum (< 450 J. v. Chr.)
Frühe Eisenzeit	Frühe Wusun Hunno-Sarmatisch	200 und jünger	Frühes Subatlantikum

Mit der Andronovo-Fedorovka-Kultur setzte die Mittelbronzezeit im Siebenstromland ein (ca. 1.750–1.450 J. v. Chr.). Gräber und zum Teil erforschte Siedlungen kennzeichnen diese Kultur (Regionalgruppe).

Mit dem Einsetzen der Spätbronzezeit (ca. 1.450–950 J. v. Chr.) ist bisher unklar „welche Entwicklung [...] auf die Andronovo-Fedorovka folgte“ und somit „der sakischen Kultur [...] unmittelbar voranging“ (PARZINGER, 2006). Im Süden des Siebenstromlandes wurden Siedlungskeramiken und Gräber der Kul'sai-Gruppe entdeckt. Die Gräber enthielten Ohringe mit einem trompetenförmigen Ende aus Bronze und unverzierte Gefäße des Andronovo-Fedorovka Typs (PARZINGER, 2006). Zwar gliedern einige Forscher die bronzzeitliche Kul'saj-Gruppe in die Spätbronzezeit des südöstlichen Siebenstromlandes ein (MAR'JAŠEV und GORJAČEV, 1999), jedoch zeigen die Ergebnisse aktueller Radiokohlenstoffdatierungen, dass die Denkmäler der Kul'saj-Gruppe dem 18.-17. Jh. v. Chr. (Mittelbronzezeit) zugeordnet werden können (A. GASS, freundliche Mitteilung).

In der Periode zwischen 1.450–950 v. Chr. existiert eine Besiedlungslücke. Die Gründe für diese Besiedlungslücke sind bisher noch nicht verstanden. In der weiteren Besiedlungs-

abfolge schlossen sich neue Kulturgruppen ab dem ca. 10. Jh. v. Chr. zu skythisch-sakischen Kulturverbänden zusammen, was den Beginn von reiterkrieger-nomadischen Verbänden dokumentiert (PARZINGER, 2006). Die Mobilität der skythisch-sakischen Reiterkriegernomaden ließ die Erschließung und Nutzung entfernterer Landschaftsräume zu, was den Nutzungsdruck auf Steppe und Waldsteppen veränderte (PARZINGER, 2006). Durch ihre Gräberfelder und vereinzelte Siedlungsfunde ist eine Nutzung der Landschaft belegt (AKIŠEV, 1978; DAVIS-KIMBALL *et al.* 1995; PARZINGER, 2004; SAMAŠEV, 2007). Diese Gräberfelder bestehen hauptsächlich aus Kurganen, mit Standorten überwiegend auf Schwemmfächern (GASS, im Druck).

Mit der Einordnung der sakischen Grabdenkmäler in das 5.-3. Jh. v. Chr. (AKIŠEV, 1978, ab 5. Jh. v. Chr.; PARZINGER, 2006, ab Ende des 6. Jhs. v. Chr.) ist die Besiedlung des südöstlichen Siebenstromlandes belegt. ROMANOVSKY (2002) beschreibt, dass die Region um den Issyk-Kul (Seespiegel ca. 12-13 m höher als heute) zudem von den Saken (prähistorischen Reiternomaden) um ca. 7.-3. Jh. v. Chr. besiedelt wurde. Vom 3. zum 2. Jh. v. Chr. wurden die skythisch-sakischen Verbände von Wusun-Gruppen verdrängt, wodurch eine weiträumige Migration ausgelöst wurde (Beginn der jüngeren Eisenzeit; PARZINGER, 2006; SEMENOV, 2010).

Prähistorische Siedlungen sind vereinzelt erforscht. Eine eisenzeitliche Siedlung dokumentiert BAIPAKOV (2008) ca. 2 km westlich von Issyk. In der Nähe zur Stadt Talgar (15 km östlich von Almaty) liegt die prähistorische Siedlung von Tuzusai, die in das 4.-1. Jh. v. Chr. datiert (ROSEN *et al.*, 2000; BENECKE, 2003).

---

# UNTERSUCHUNGSGEBIET

## 4. UNTERSUCHUNGSGEBIET

Im Folgenden wird eine detaillierte Beschreibung der naturräumlichen Ausstattung des engeren Untersuchungsgebietes vorgenommen, die über die allgemeinen geographischen Eigenschaften, wie im voranstehenden Kapitel zusammengefasst, hinaus geht.

### 4.1. LAGE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

Das Untersuchungsgebiet liegt 50 km östlich der Stadt Almaty (N43°17', O76°54', WGS84; 847 m ü. NN) an den Ausläufern des nördlichen Tien Shan. Im Untersuchungsgebiet liegen die Städte Issyk (N43°21', O77°28', WGS84; 905 m ü. NN) und Turgen (N43°24', O77°36', WGS84; 927 m ü. NN).

Das Relief des Untersuchungsgebiets ist vom Kapschagai-Stausee bis zum Pik Talgar (nördlicher Tien Shan) mit einer Höhendifferenz von ca. 4.600 m auf einer Nord-Süd-Ausdehnung von 80 km ausgestaltet. Der niedrigste Punkt liegt mit 475 m ü. NN an der nördlichen Mündung zum Kapschagai-Stausee. Der Pik Talgar bildet mit 4.951 m ü. NN den höchsten Punkt des Untersuchungsgebietes (FRANZ, 1973). In Höhen von 513 m ü. NN bis 2.241 m ü. NN wurden Sedimente beprobt.

### 4.2. NATURRÄUMLICHE DIFFERENZIERUNG

Aus den Landsat\_ETM\_Szenen wurden vier Landschaftseinheiten auskartiert: der nördliche Tien Shan, das vorgelagerte Lösshügelland, Schwemmfächer und eine Schwemmlandebene (Abb. 8). Die Flusseinzugsgebiete des Issyk und Turgen durchziehen jeweils diese vier Landschaftseinheiten mit Fließrichtung von Süd nach Nord. Beide Flüsse münden in den Kapschagai-Stausee.

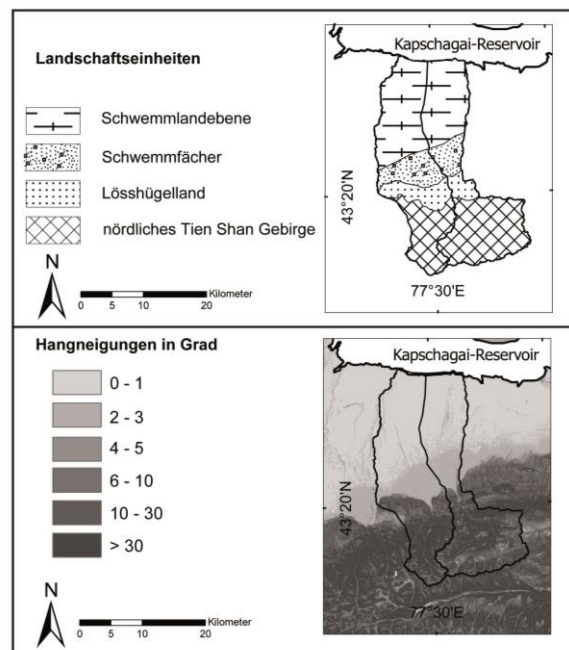


Abb. 8: Landsat-ETM basierte Landschaftseinheiten und Hangneigungen in Grad (SRTM3-DGM) des Untersuchungsgebietes

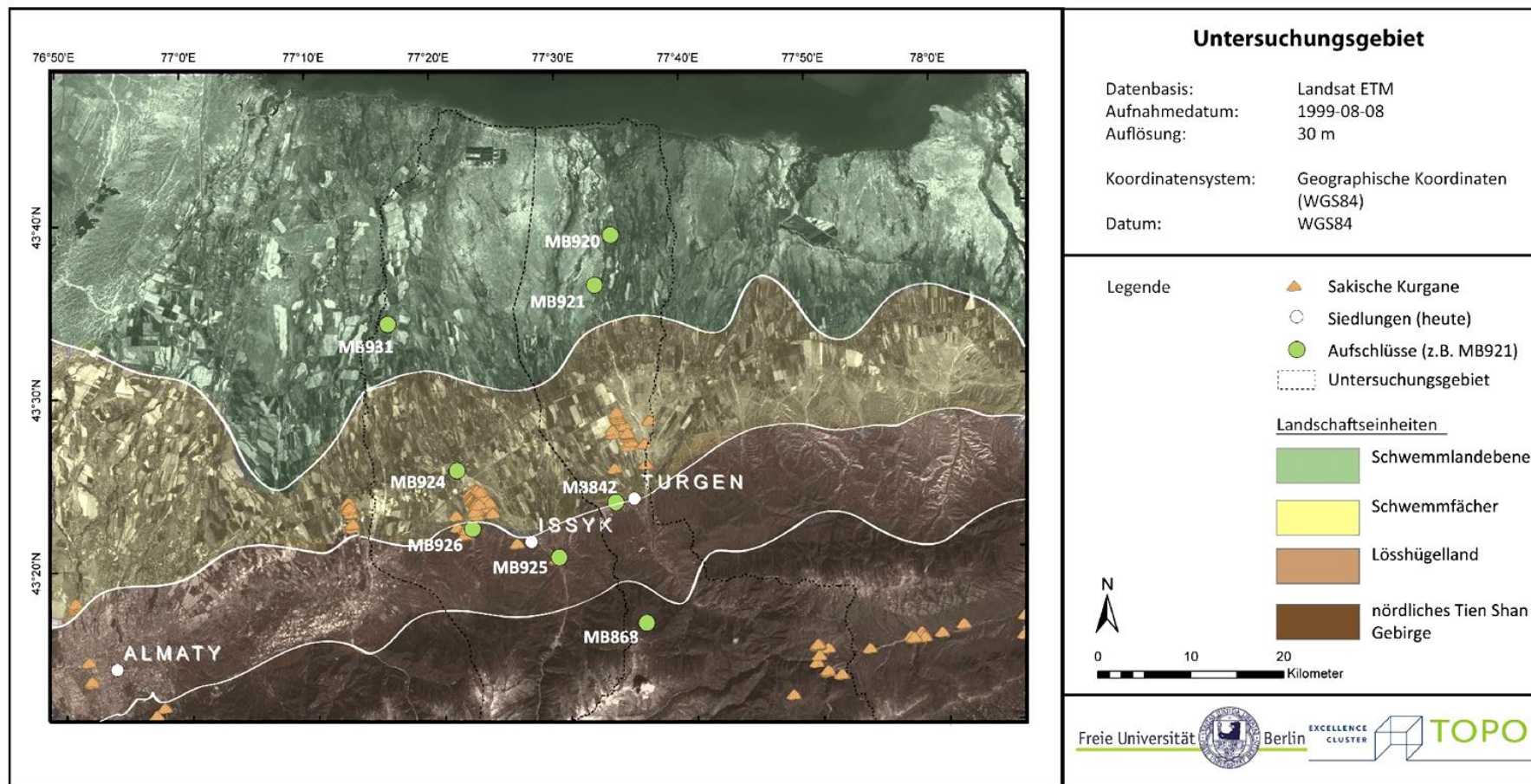


Abb. 9: Untersuchungsgebiet mit kartierten Landschaftseinheiten und Aufschlüssen (Kartographie und Layout Maik Blättermann)



#### 4.2.1. Nördlicher Tien Shan

Der nördliche Tien Shan erhebt sich zwischen 1.800 m bis 4.950 m ü. NN (Abb. 8, Abb. 9 und Abb. 10) mit Hangneigungen von  $>20^\circ$  bis ca.  $80^\circ$  (SRTM3-DGM). Der Nordost-Südwest-streichende Höhenzug des nördlichen Tien Shan stellt eine orographische Barriere im klimatischen und hydrologischen System dar. Entsprechend ist die Vegetation mit der Höhe differenziert. Von 1.800 m bis 2.300 m ü. NN dominieren Wiesen mit Apfelbäumen (*Malus sieversii*) und Birken (*Betula*). Von 2.000 m ü. NN bis 2.600 m ü. NN sind Fichten (*Picea schrenkiana*) und Wacholder (*Juniperus pseudosabina*) verbreitet. Oberhalb 2.600 m ü. NN folgen subalpine Wiesen (WALTER, 1974; RACHKOVSKAYA et al., 2003). Die im nördlichen Tien Shan verbreiteten Böden sind vornehmlich Braunerden und Parabraunerden (COMOLLI et al., 2003; EIDAM, 2005).

Der Tien Shan wurde überformt durch frostdynamische Prozesse, Abspülung und glazial-fluviale Prozesse. Die Schneegrenze liegt derzeit bei ca. 3.000 m ü. NN. Gletschernährgebiete liegen im nördlichen Tien Shan in Höhen von etwa 3.900 m ü. NN (GORBUNOV und TITKOV, 1992; SCHRÖDER et al., 2002). Eine maximale Gletscherausdehnung wird für das frühe bis mittlere Pleistozän angenommen (AUBEKEROV und GORBUNOV, 1999). Gletschervorstöße im Spät-holozän sind für 1,7-2,1 ka cal BP, 1,1-1,3 ka cal BP und 0,2-0,5 ka cal BP belegt (SOLOMINA und ALVERSON, 2004). Eine Zunahme des Gletscherschwundes am nördlichen Tien Shan wurde für das 20. Jahrhundert nachgewiesen (AIZEN et al., 1997; BOLCH und MARCHENKO, 2006; JANSKÝ et al., 2010). Unmittelbar unterhalb der vergletscherten Gebiete schließt sich eine Periglazialzone bis in 1.800 m ü. NN an, die durch intensive Frostverwitterung, Frostmuster und solifluidalen Massentransport (2.700-3.800 m ü. NN) gekennzeichnet ist (GORBUNOV und SEVERSKIY, 1979; GORBUNOV und SEVERSKY, 1999).

#### 4.2.2. Lösshügelland

Das Lösshügelland erstreckt sich hypsometrisch von 950 bis 1.800 m ü. NN. Die mittleren Hangneigungen schwanken zwischen  $3^\circ$  und  $25^\circ$  (SRTM3-DGM). Fruchtbare Böden charakterisieren die heutige Landschaft. Der mineral- und kalkreiche Lössuntergrund bildet die Basis zur Ausbildung von Schwarzerden (Tschernoseme; EIDAM, 2005), die eine hohe Nährstoffverfügbarkeit haben (RACHKOVSKAYA et al., 2003). Die Vegetation besteht aus Wiesen- und Gräsern (WALTER, 1974; RACHKOVSKAYA et al., 2003). Siedlungen sind am Übergang zu den nördlichen Schwemmfächern zu finden.

Das Lösshügelland ist als ein Bereich intensiver Rutschungs- und Hangspülungsprozesse beschrieben (DSCHANPEICOB, 1974; HAGEDORN und POSER, 1974). Herkunftsgebiete des Lösses sind neben in-situ durch physikalische Verwitterung gebildete Verwitterungsdecken die nördlich gelegenen Steppen und Wüsten des Siebenstromlandes (KOPPES *et al.*, 2008). SMALLEY *et al.* (2006) unterscheiden zwischen den deluvialen Lössen am Rand des nördlichen Tien Shan und den im Flachland gelegenen proluvialen Lössen.

#### 4.2.3. Schwemmfächer

Die Landschaftseinheit der Schwemmfächer schließt sich nordwärts an das Lösshügelland an. Sie ist durch ausgedehnte Schwemmfächer charakterisiert (~270 km<sup>2</sup>, SRTM3-DGM). Die Schwemmfächer liegen in Höhen von 600-900 m ü. NN. Die mittleren Hangneigungen betragen weniger als 5°. Auf den Schwemmfächerterrassen haben sich fruchtbare Böden, vornehmlich Tschernoseme und Kalktschernoseme, entwickelt (EIDAM, 2005). Pappeln (*Populus tremula*), Psammophyten und Sträucher sind weit verbreitet (WALTER, 1974; RACHKOVSKAYA *et al.*, 2003). Überwiegend in dieser Landschaftseinheit sind die archäologischen Befunde (z.B. Kurgane/Grabhügel) zu finden.

#### 4.2.4. Schwemmlandebene

Die sich nördlich an die Schwemmfächer anschließende Schwemmlandebene ist durch mittlere Hangneigungen mit bis zu 3° gekennzeichnet. Sie liegt in Höhen unterhalb von 600 m ü. NN. Die Schwemmlandebene wird im Norden vom Kapschagai-Stausee begrenzt. Nach EIDAM (2005) dominieren Rendzinen und Pararendzinen die Böden. In den zeitweise überfluteten Gebieten am Kapschagai-Stausee wachsen halophyte Gräser und Pappeln (*Populus*). In den anderen Gebieten sind vorherrschend Riedgräser vorzufinden (WALTER, 1974; RACHKOVSKAYA *et al.*, 2003).

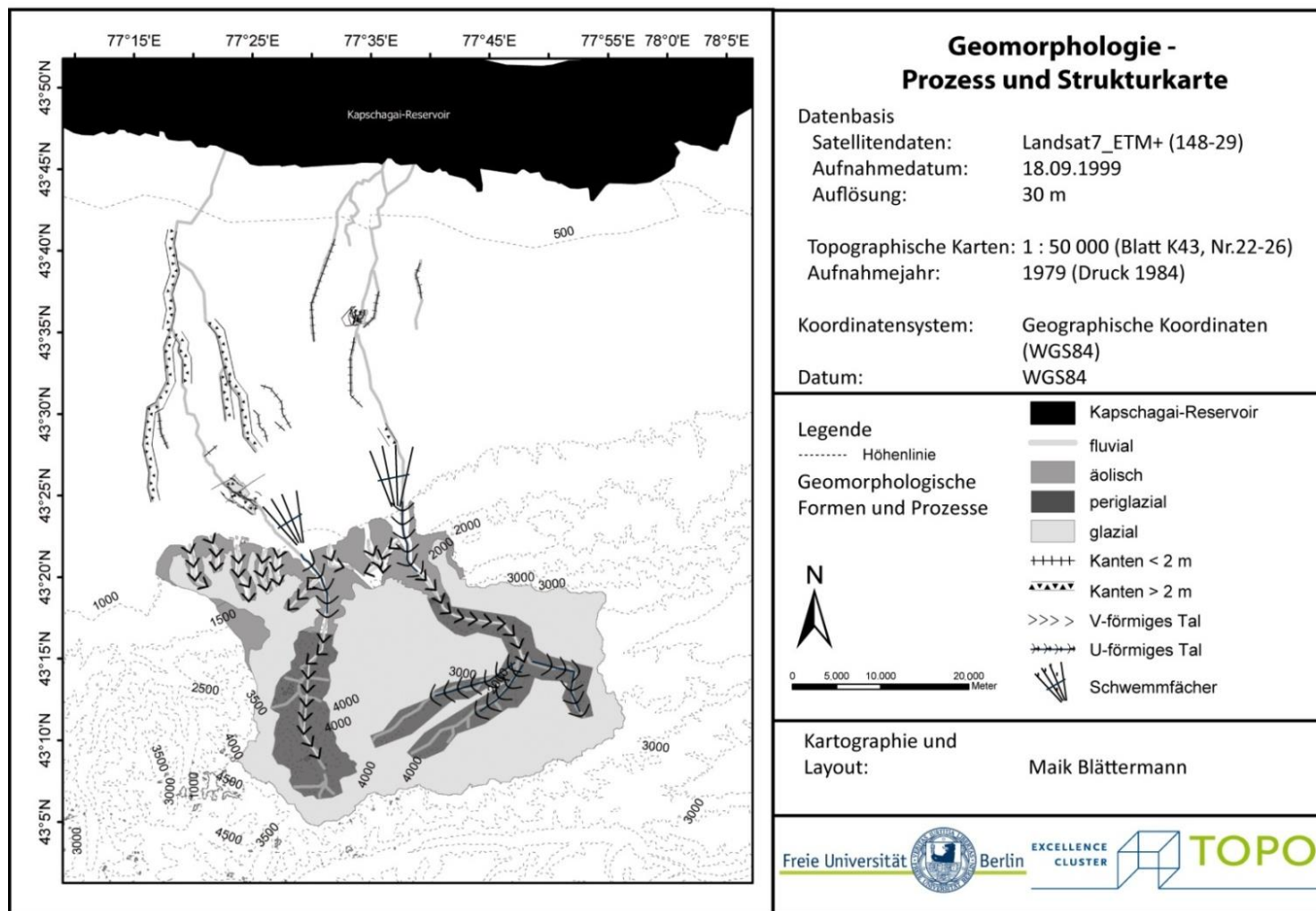


Abb. 10: Geomorphologische Karte mit Prozessen und Strukturen im Untersuchungsgebiet (nach Kartierungsvorgaben der AG BODEN, 2005, und LESER und STÄBLEIN, 1980)

### 4.3. SEDIMENTPROFILE IN DEN LANDSCHAFTSEINHEITEN

Sedimentprofile wurden in allen vier Landschaftseinheiten untersucht (Abb. 11). Das Sedimentprofil MB868 befindet sich im nördlichen Tien Shan, die Sedimentprofile MB842, MB925 und MB926 im vorgelagerten Lösshügelland, das Sedimentprofil MB924 im Schwemmfächer und die Sedimentprofile MB931, MB921 und MB920 in der Schwemmlandebene. Innerhalb einer Landschaftseinheit dient jeweils ein Sedimentprofil als Detailaufschlüsse (MB926, MB924 und MB921). Eine Ausnahme bildet der nördliche Tien Shan. Für alle Standorte wurden geomorphologische Detailkartierungen durchgeführt. Die beprobten Sedimente der Detailaufschlüsse wurden neben Summenparametern auf die mineralogische Zusammensetzung und die Element- und Korngrößenzusammensetzungen untersucht.

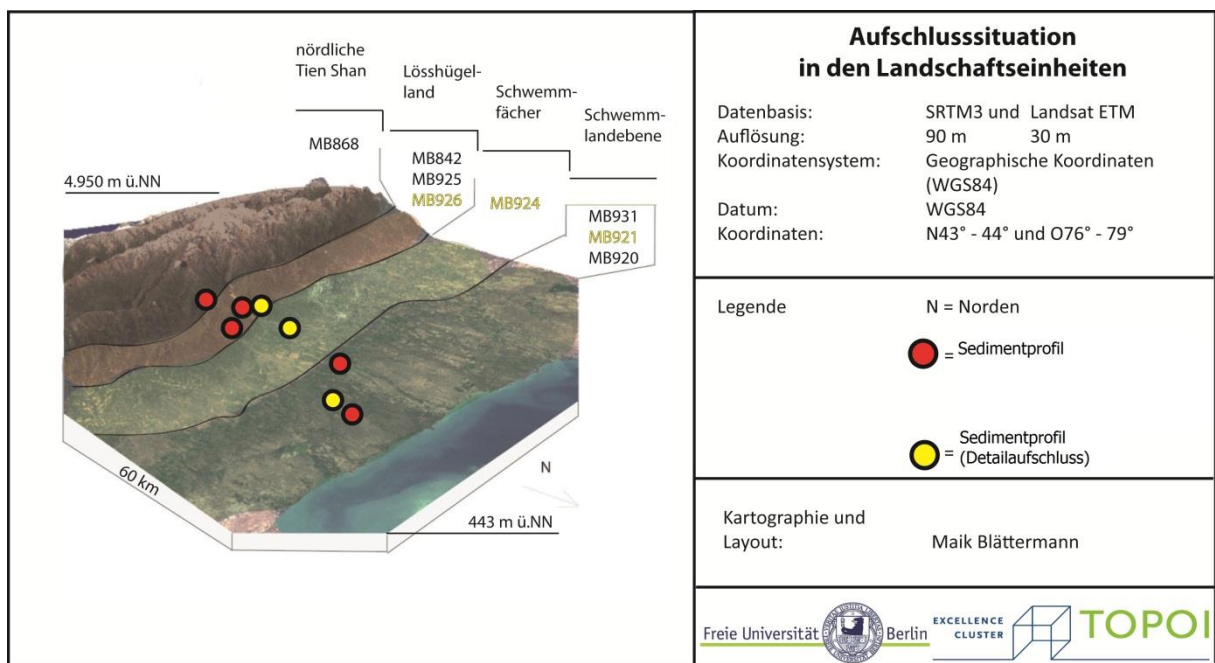


Abb. 11: Sedimentprofile in den Landschaftseinheiten

Sieben der aufgenommenen Sedimentprofile konnten anhand von Radiokohlenstoff und Infrarot-stimulierter Lumineszenz datiert werden (MB868, MB942, MB926, MB924, MB931, MB921 und MB920). Für sechs der beprobten Sedimentprofile wurden die organischen und anorganischen Kohlenstoffgehalte gemessen (MB925, MB926, MB924, MB931, MB921 und MB920; Abb. 11).

---

# ERGEBNISSE

## 5. ERGEBNISSE

Die Landschaftsklassifizierung wurde auf traditionelle Art visuell durch Kartierung auf einem Landsat\_ETM aufgenommen. Parallel wurde anhand eines SRTM3-DGM, unter Verwendung eines geographischen Informationssystems, durch die Analyse morphometrischer -quantitativer- Parameter eine automatische Klassifizierung vorgenommen.

### 5.1. AUTOMATISIERTE LANDSCHAFTSKLASSIFIKATION

Die aus dem SRTM3-DGM berechneten Hangneigungen, Längs-Hangformen und Oberflächenrauigkeiten fließen in die automatisierte Landschaftsklassifikation ein. Aus der Hangneigung (gentler / steeper), der Längs-Hangform (low / high convex) und der Rauigkeit (fine / coarse texture) sind nach IWAHASHI und PIKE (2007) acht Landschaftsklassen differenzierbar (vgl. Gleichung 1). Die Landschaftsklassifikation lässt sich nach der Anzahl der Fälle (n) je Landschaftsklasse quantitativ beschreiben. Die Klassenbeschreibungen, zugehörigen Fälle (n) und Minimalhöhen (m ü. NN.) jeder Landschaftsklasse sind für das Untersuchungsgebiet in Tabelle 6 dargestellt:

Tab. 6: Ergebnisse der automatisierten Landschaftsklassifikation

Landschafts- klasse	Klassenbeschreibung	n (Pixel)	minimale klassifizierte Höhe
1)	gentler / low convex /coarse texture	56	443 m ü. NN
2)	gentler / low convex / fine texture	232	443 m ü. NN
3)	gentler / high convex / coarse texture	201	658 m ü. NN
4)	gentler / high convex / fine texture	109	446 m ü. NN
5)	steeper / low convex / coarse texture	65	3.136 m ü. NN
6)	steeper / low convex / fine texture	8	3.136 m ü. NN
7)	steeper / high convex / coarse texture	330	1.147 m ü. NN
8)	steeper / high convex / fine texture	239	2.266 m ü. NN

Im nördlichen Tien Shan treten hauptsächlich die Landschaftsklassen 7 (steeper / high convex / coarse texture; n=330) und 8 (steeper / high convex / fine texture; n=239) auf (Abb. 12). Das sich nordwärts anschließende Lösshügelland wird von den Landschaftsklassen 3 (gentler / high convex / coarse texture; n=201) und 7 (steeper / high convex / coarse texture; n=330) dominiert. Die Landschaftseinheit der Schwemmfächer ist vorwiegend durch die Landschaftsklasse 3 (gentler / high convex / coarse texture; n=201) gekennzeichnet. In der Schwemmlandebene ist die Landschaftsklasse 2 (gentler / low convex / fine texture; n=232) vorherrschend.

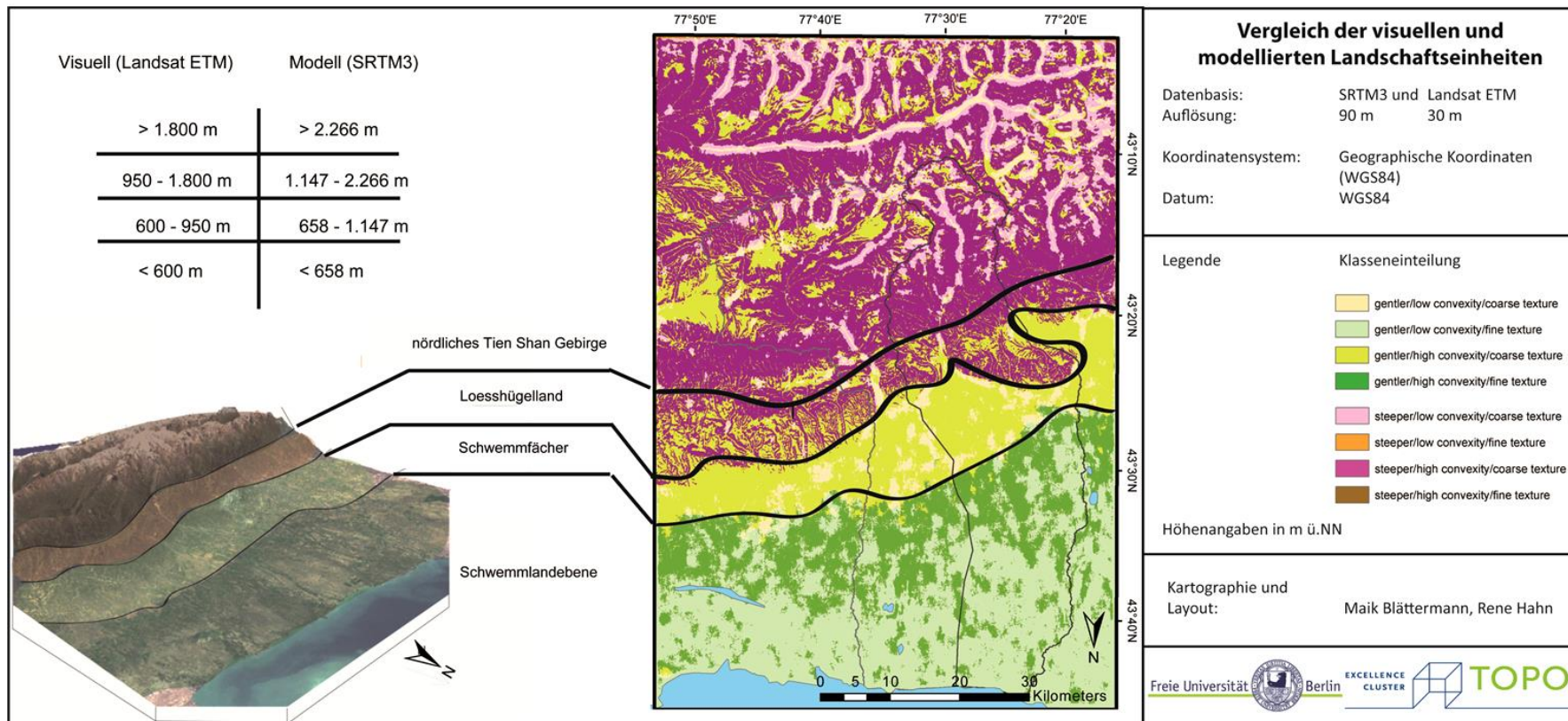


Abb. 12: Vergleich der visuellen und klassifizierten Landschaftseinheiten

## 5.2. LANDSCHAFTSEINHEITEN

Zu den Ergebnissen der automatisierten Landschaftsklassifikation (Kapitel 5.1.) werden die Standorte der archäologischen Befunde und der Sedimentprofile verknüpft (Abb.13).

*Nördliche Tien Shan:* Im nördlichen Tien Shan wurde das Sedimentprofil (MB868) erbohrt und die Sedimente beprobt. Das Sedimentprofil liegt in der Landschaftsklasse 7 (steeper / high convex / coarse texture) und 8 (steeper / high convex / fine texture).

*Lösshügelland:* Das Lösshügelland wurde an drei Sedimentprofilen untersucht (MB842, MB925 und MB926). Es wurden Sedimentproben entnommen. Die Aufschlüsse zählen zur Landschaftsklasse 3 (gentler / high convex / coarse texture) und 7 (steeper / high convex / coarse texture). Im Lösshügelland befinden sich die prähistorischen Siedlungen.

*Schwemmfächer:* Ein Sedimentprofil (MB924) wurde in der Landschaftseinheit der Schwemmfächer beprobt. Das Sedimentprofil ist in der Landschaftsklasse 3 (gentler / high convex / coarse texture) vorzufinden. Zu den archäologischen Befunden zählen die Grabhügel (Kurgane).

*Schwemmlandebene:* Es wurden drei Sedimentprofile beprobt (MB931, MB921 und MB920). Sie sind der Landschaftsklasse 2 (gentler / low convex / fine texture) zugeordnet.

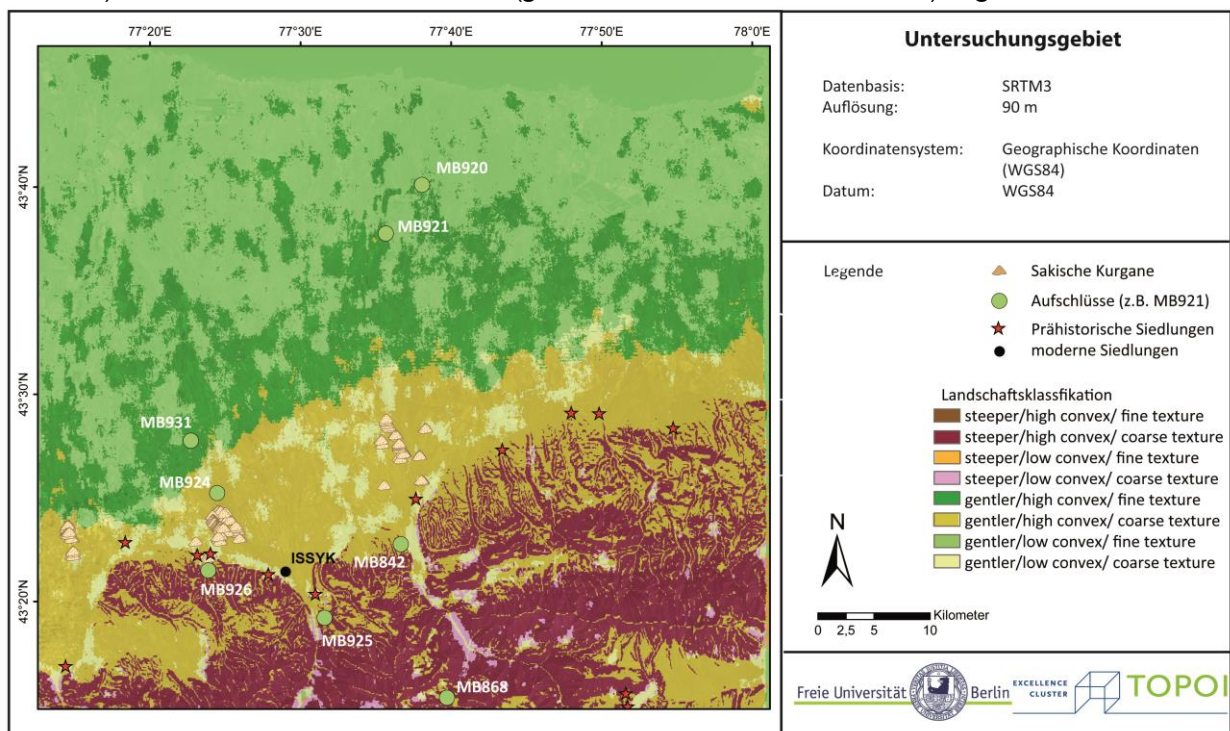


Abb. 13: Zusammenführung der Ergebnisse aus der Landschaftsklassifikation, den archäologischen Befunden und den Sedimentprofilen im Untersuchungsgebiet



5.2.1. Nördlicher Tien Shan – Sedimentprofil MB868

Das erbohrte 2,73 m tiefe Sedimentprofil befindet sich in der Landschaftseinheit des nördlichen Tien Shan in 2.241 m ü. NN (N43°16', O77°36'; WGS84; Abb. 14). Das Sedimentprofil wurde in einem nach Nordosten exponiertem Kar erbohrt. Die Vegetation im Kar ist durch Grünland und Fichtenbewuchs gekennzeichnet. Die süd- und ostexponierten Hänge sind von Wacholder bestanden. Die umgebenden Hänge haben ein Gefälle von >20° und umschließen die ca. 60 m x 200 m ausgedehnte Karsenke. Das Profil lässt sich in drei Segmente gliedern.

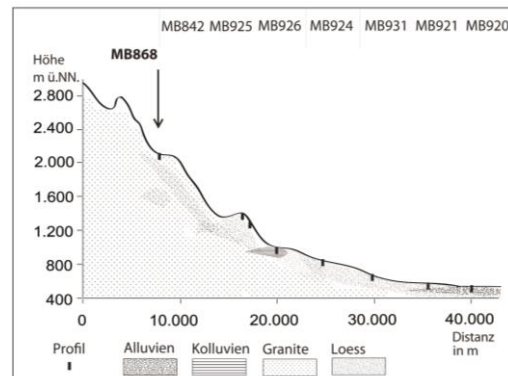


Abb. 14: MB868 - Lage im Transekt

Segment I (2,3-2,7 m Tiefe u. GOK): Die Sedimente des Segmentes I setzen sich aus schwach sandigen Schluffen zusammen; die Sedimente sind ungeschichtet und schwach feinfaserig durchwurzelt (Abb. 15).

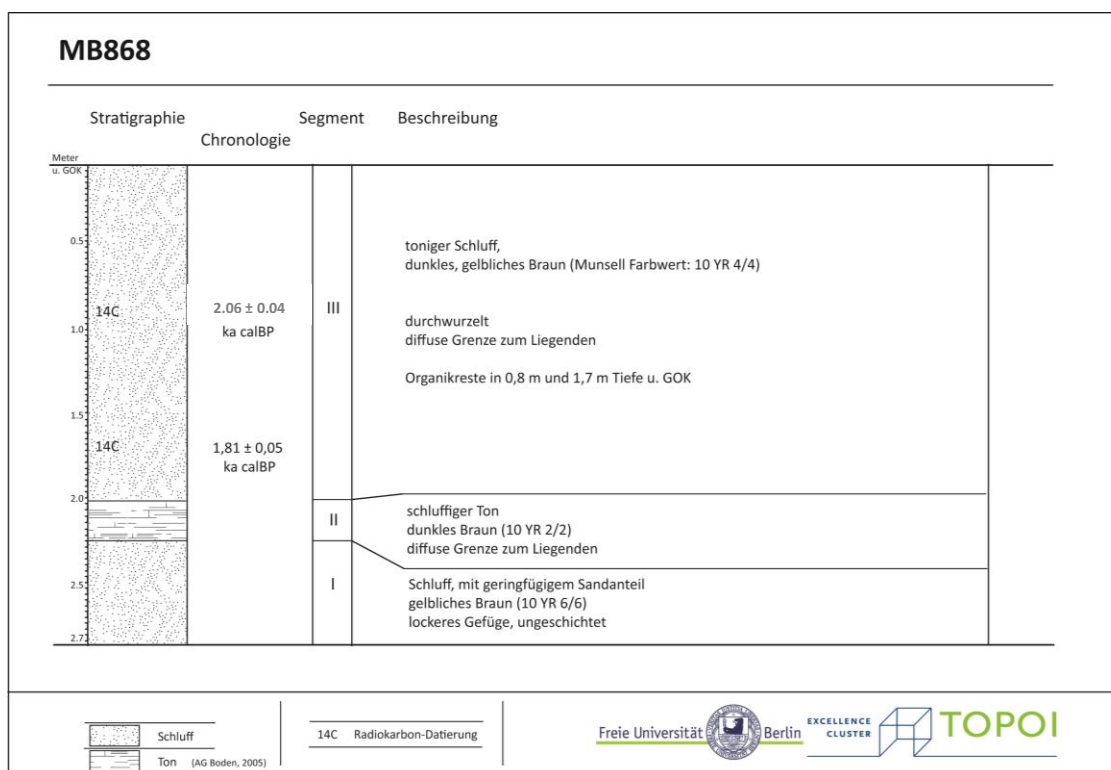


Abb. 15: MB868 – Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies

*Segment II (2,0-2,3 m Tiefe u. GOK):* Der Übergang von Segment I ist diffus. Die Sedimente des Segmentes II setzen sich aus dunkelbraunem, schluffigem Ton zusammen.

*Segment III (0-2,0 m Tiefe u. GOK):* Der Übergang von Segment II zu Segment III ist diffus. Die gelblich-braunen Sedimente setzen sich aus tonigem Schluff zusammen und sind durchwurzelt. AMS-<sup>14</sup>C Datierungen in 0,8 m und 1,7 m Tiefe u. GOK ergeben Sedimentalter von  $2,06 \pm 0,04$  ka cal BP und  $1,81 \pm 0,05$  ka cal BP (Fototafel im Anhang B).

## 5.2.2. Lösshügelland

### 5.2.2.1. Sedimentprofil MB842

Das Sedimentprofil MB842 (Landschaftseinheit: Lösshügelland, Tiefe 2,0 m Tiefe u. GOK) ist auf einem Lösshügel in 1.047 m Höhe ü. NN nahe der Stadt Turgen gelegen (N43°23', O77°34'; WGS84; Abb. 16). Der Lösshügel ist mit einem Gesamtgeländeversatz von ca. 55 m nach Norden stark geneigt (>50°). Die Lössen werden durch eine ansässige Ziegelei abgebaut, wodurch die Lössen und löss-ähnlichen Sedimente an der Nordseite aufgeschlossen sind. Auf dem Lösshügel befindet sich ein Plateau mit Wiesen, das als Weideland genutzt wird. Das Sedimentprofil zeigt einen klassischen Tschernosem und lässt sich in zwei Segmente gliedern.

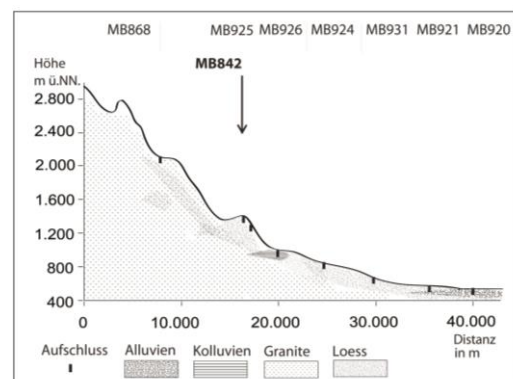


Abb. 16: MB842 - Lage im Transekt

*Segment I (0,8-2,0 m Tiefe u. GOK):* Die Sedimente sind schluffig, homogen, ungeschichtet und weisen keine Gradierung auf. In 0,8 m Tiefe u. GOK kommen verfestigte Bereiche vor. Die absoluten Alter der Lössen betragen nach IRSL zu  $6,4 \pm 0,6$  ka,  $20,7 \pm 1,8$  ka (1,2 m Tiefe u. GOK) und  $18,9 \pm 3,7$  ka (1,6 m Tiefe u. GOK; Abb. 17, Fototafel im Anhang B).

*Segment II (0-0,8 m Tiefe u. GOK):* Segment II ist ein karbonatfreier und stark durchwurzelter A<sub>h</sub>-Horizont mit einer Mächtigkeit von 0,8 m.

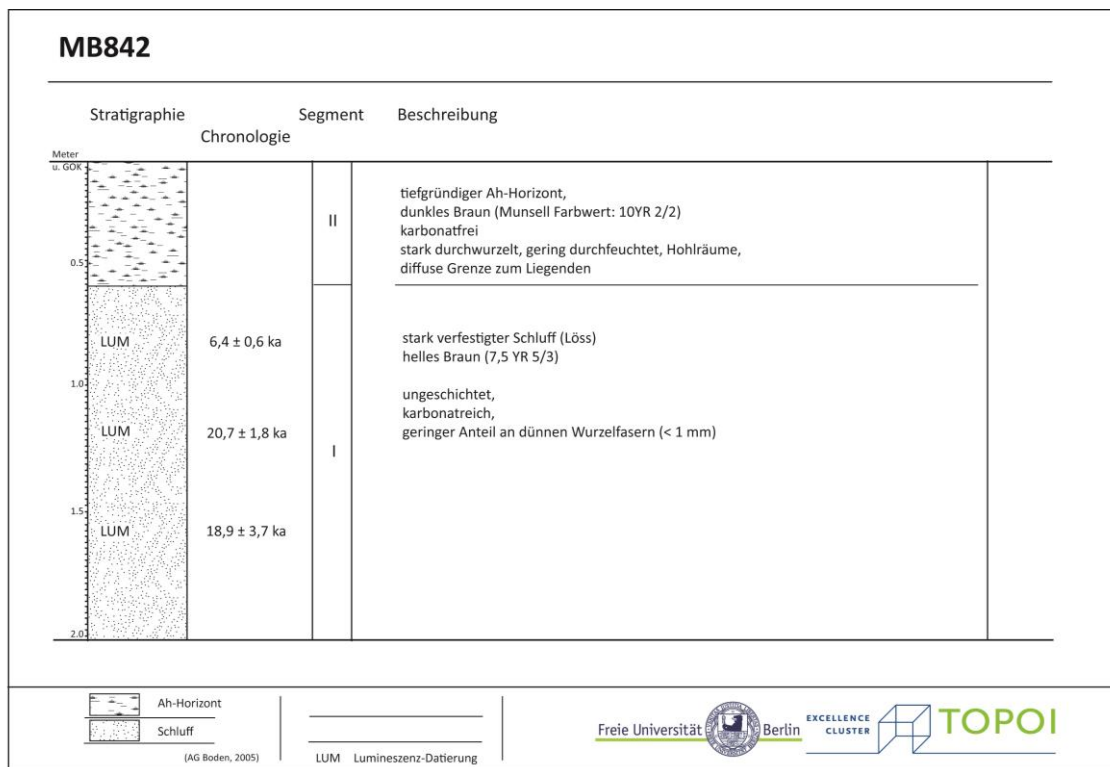


Abb. 17: MB842 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies

### 5.2.2.2. Sedimentprofil MB925

Das im Lösshügelland gelegene Sedimentprofil befindet sich in einem Lössabbaugebiet (N43° 20', O77° 29'; WGS84; 994 m ü. NN; Abb. 18). Das Gelände ist nach Südosten geneigt. Der Aufschluss lässt sich in drei Segmente gliedern.

**Segment I (0,8-1,6 m Tiefe u. GOK):** Die Sedimente sind schluffig, ungeschichtet und schwach durchwurzelt, Gradierungen fehlen. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,95 Gew.-% (Std.=0,3; n=10). Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 1,85 Gew.-% (Std.=0,26; n=10) auf.

**Segment II (0,3-0,8 m Tiefe u. GOK):** Kantengerundete Kiese (<10 cm ø) sind in den Schluff eingebettet. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,81 Gew.-% (Std.=0,21; n=4).

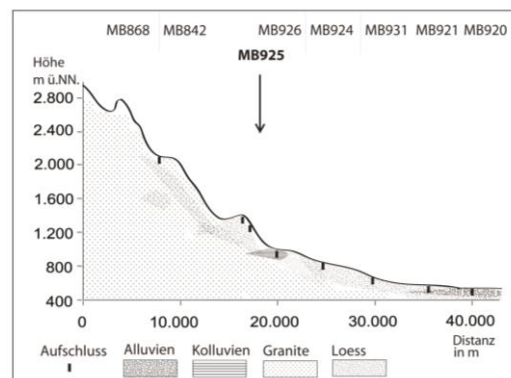


Abb. 18: MB925 - Lage im Transekt

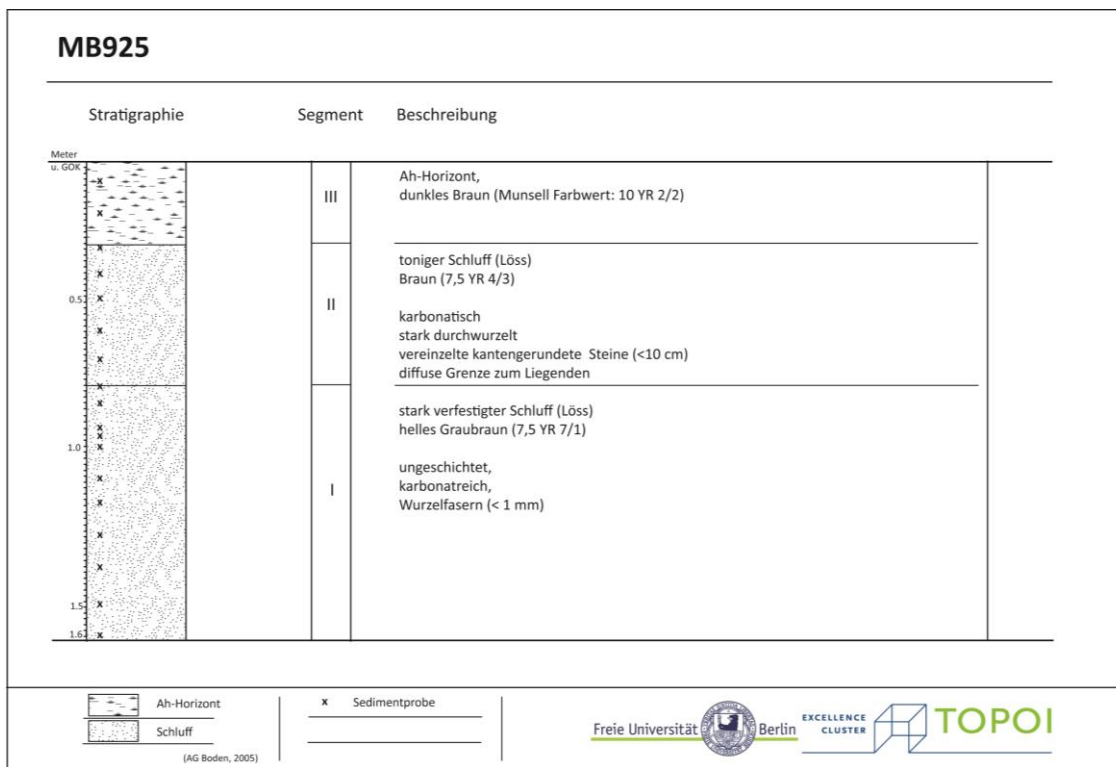


Abb. 19: MB925 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies

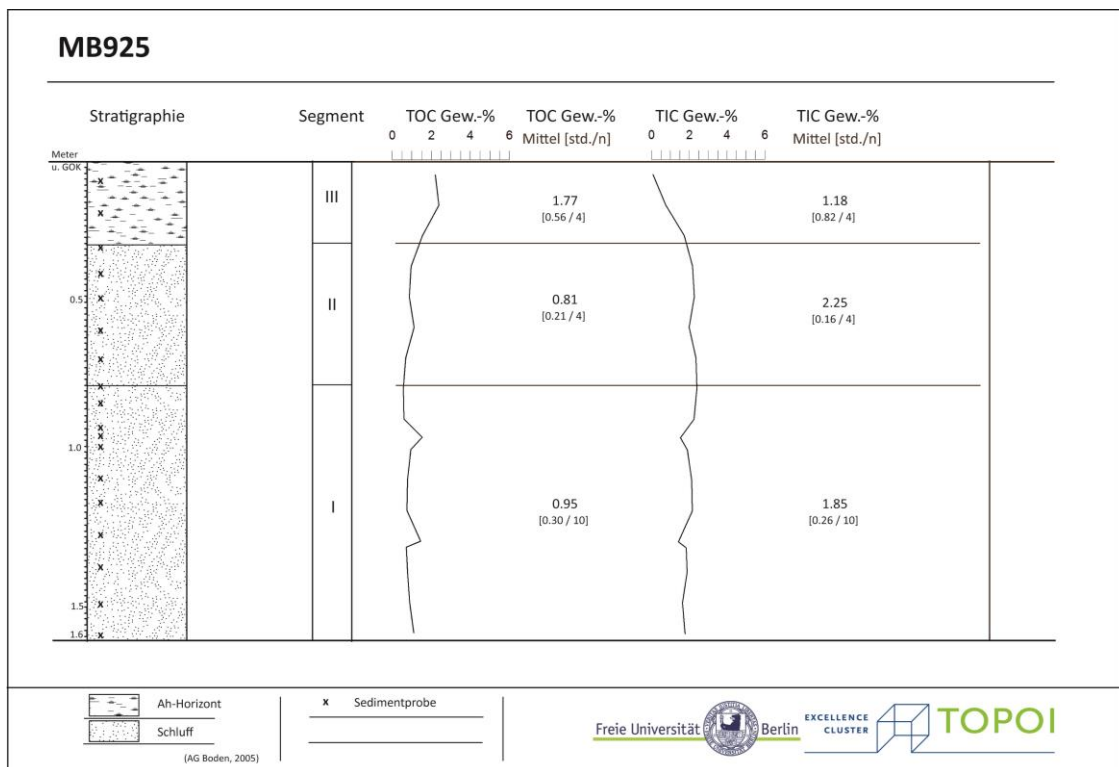


Abb. 20: MB925 - Segmentbezogene Laborwerte aus organischen (TOC) und anorganischen (TIC) Kohlenstoffgehalten in Gew.-% mit zugehöriger Statistik (Mittelwerte, Std. und n)

Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 2,25 Gew.-% (Std.=0,16; n=4) und ist damit signifikant größer als im Segment I ( $\alpha < 0,05$ ; Anhang H).

*Segment III (0-0,3 m Tiefe u. GOK):* Das Segment III entspricht einem durchwurzelten  $A_n$ -Horizont (Fototafel im Anhang C). Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 1,77 Gew.-% (Std.=0,56; n=4) und ist signifikant höher als in den liegenden Segmenten. Der mittlere TIC-Gehalt ist mit 1,18 Gew.-% (Std.=0,82; n=4) signifikant niedriger gegenüber dem Segment II ( $\alpha < 0,05$ ; Abb. 20; Anhang H).

### 5.2.2.3. Sedimentprofil MB926

Das Sedimentprofil MB926 befindet sich im Lösshügelland in  $N43^\circ 21'$  und  $O77^\circ 23'$  (WGS84) auf 915 m Höhe ü. NN (Abb. 21) An einem nordexponierten Hangfuss des Lösshügellandes verläuft ein Kerbsohlental dessen Talsohle aktuell durch rückschreitende Erosion aufgeschlossen ist. Hier wurde auch das Sedimentprofil MB926 aufgenommen. Die Aufschlussituation liegt an der der Konfluenz von drei kerbenartig eingeschnittenen Gerinnen

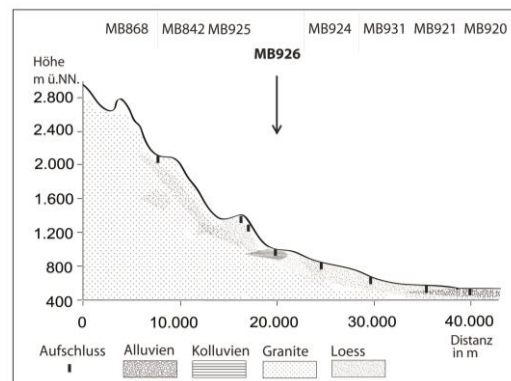


Abb. 21: MB926 - Lage im Transekt

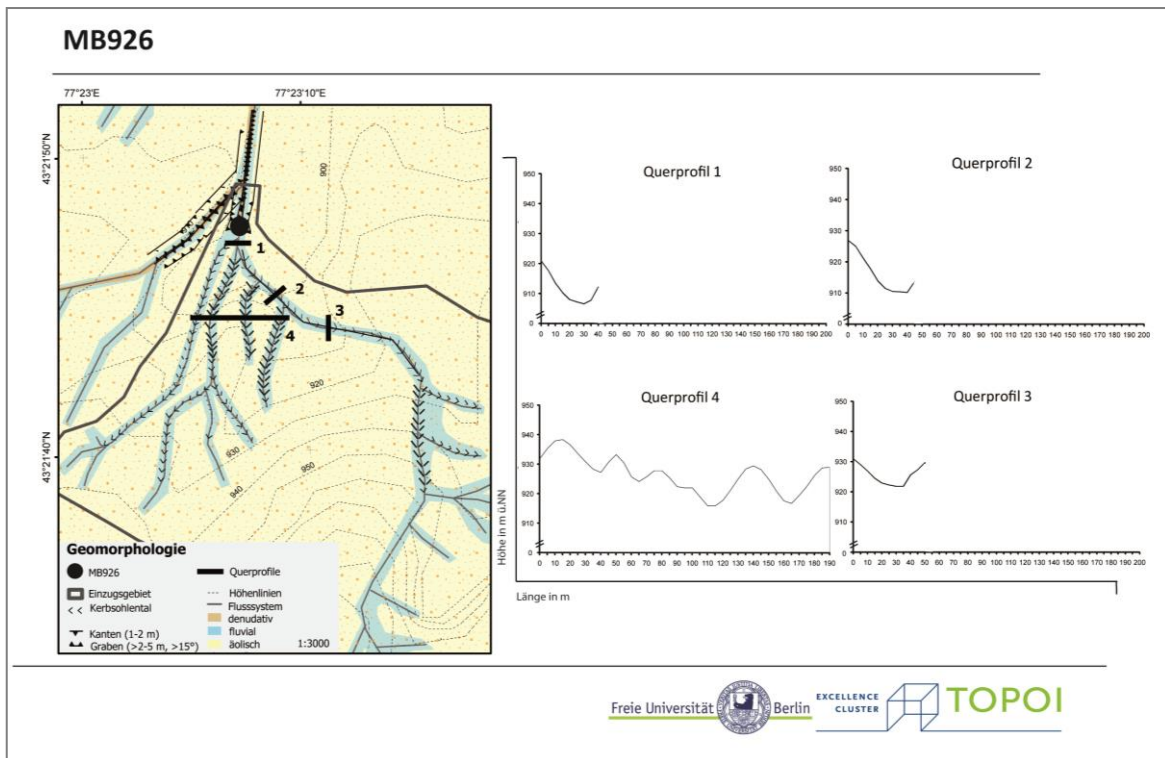


Abb. 22: MB926 – Geomorphologische Karte mit vier Querprofilen

(Abb. 22, Fototafel im Anhang C). Ergänzend zur geomorphologischen Kartierung sind vier Querprofile vermessen worden (Abb. 22). Im gesamten Sedimentprofil ist Quarz das mineralogische Hauptgemengeteil. Als Nebengemengeteile treten Calcit und Albit hinzu (Anhang G). MB926 kann in vier Segmente gegliedert werden.

**Segment I (2,25–3,34 m Tiefe u. GOK):** Segment I besteht aus stark karbonatischem und dunkelbraunem tonigem Schluff (Abb. 23). Der Grobschluffanteil variiert zwischen 6 Vol.-%<sub>min</sub> und 82 Vol.-%<sub>max</sub> (Mittelwert: 28 µm, Std.=26 µm, n=8; Abb. 24). Der Tongehalt variiert zwischen 9 Vol.-% und 12 Vol.-%. Der Sandgehalt beträgt 7-16 Vol.-%. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,76 Gew.-% (Std.=0,14, n=8). Der TIC-Gehalt liegt im Mittel bei 1,44 Gew.-% (Std.=0,11, n=8). Das mittlere Schluff-Ton-Verhältnis beträgt 8,2 (Std.=0,7, n=8; Abb. 24). Der Verwitterungsindex (mCIA) liegt im Mittel bei 49 (Std.=1,7, n=8). Zwei Lumineszenzdatierungen im Segment I zeigen Alter von 7,0±0,5 ka (3,25 m Tiefe u. GOK) und 9,1±0,6 ka auf (2,3 m Tiefe u. GOK; Abb. 25).

**Segment II (1,4–2,3 m Tiefe u. GOK):** Der Übergang von Segment I zum Segment II ist diffus. Segment II lässt deutliche Kalkkonkretionen erkennen und ist schwach durchwurzelt (Wurzelfasern <1 mmØ). Die Hauptkorngröße ist Grobschluff (75 Vol.-%<sub>min</sub> – 81 Vol.-%<sub>max</sub>, Mittelwert: 26 µm, Std.=28 µm, n=7). Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,55 Gew.-% (Std.=0,2, n=7) und ist signifikant kleiner gegenüber dem Segment I (α<0,05). Der mittlere

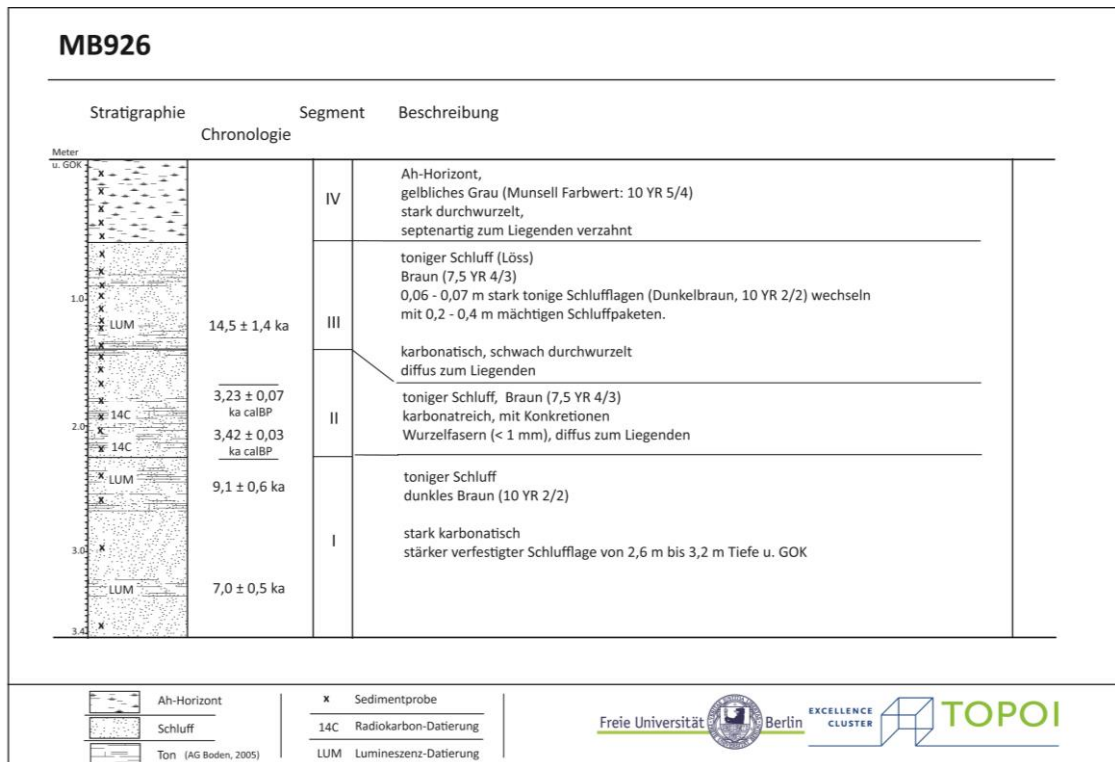


Abb. 23: MB926 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies

TIC-Gehalt beträgt 1,78 Gew.-% (Std.=0,16, n=7) und signifikant größer im Vergleich zum Segment I ( $\alpha>0,05$ ). Das Schluff-Ton-Verhältnis beträgt gemittelt 8,2 (Std.=0,3, n=7) und ist nicht signifikant verschieden vom Segment I ( $\alpha>0,05$ ). Der mittlere Verwitterungsindex (mCIA) beträgt 45 (Std.=1,5, n=7) und ist signifikant kleiner als im liegenden Segment I ( $\alpha<0,05$ ). Vereinzelt sind Organiklinsen eingebettet, die Radiokohlenstoffalter von  $3,23\pm 0,07$  ka cal BP und  $3,42\pm 0,03$  ka cal BP aufweisen.

**Segment III (0,5–1,4 m Tiefe u. GOK):** Das Segment III setzt sich aus alternierenden Tonlagen (6 – 7 cm mächtig) und Schlufflagen (20 – 40 cm mächtig) zusammen. Grobschluff ist die dominierende Korngröße (78 Vol.-%<sub>min</sub> – 82 Vol.-%<sub>max</sub>,  $\bar{x}=28$   $\mu\text{m}$ , Std.=23  $\mu\text{m}$ , n=6). Der Tongehalt beträgt 9 Vol.-% bis 10 Vol.-%. Der Sandgehalt variiert zwischen 8 Vol.-% - 14 Vol.-%. In 1,10 m Tiefe u. GOK steigt der Sandanteil lokal auf 14 Vol.-% an. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,89 Gew.-% (Std.=0,15, n=6). Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 1,64 Gew.-% (Std.=0,12, n=6). Im Bezug zum Segment II ist der mittlere TOC-Gehalt signifikant größer und der mittlere TIC-Gehalt signifikant kleiner ( $\alpha<0,05$ ). Das mittlere Schluff-Ton-Verhältnis beträgt 8,2 (Std.=0,4, n=6) und ist nicht signifikant verschieden zum Segment II ( $\alpha>0,05$ ). Der mittlere mCIA ist mit 48 (Std.=3,0, n=6) signifikant größer gegenüber dem Segment II ( $\alpha<0,05$ ). Eine Lumineszenzdatierung in 1,25 m Tiefe u. GOK zeigt ein Alter von  $14,5\pm 1,4$  ka.

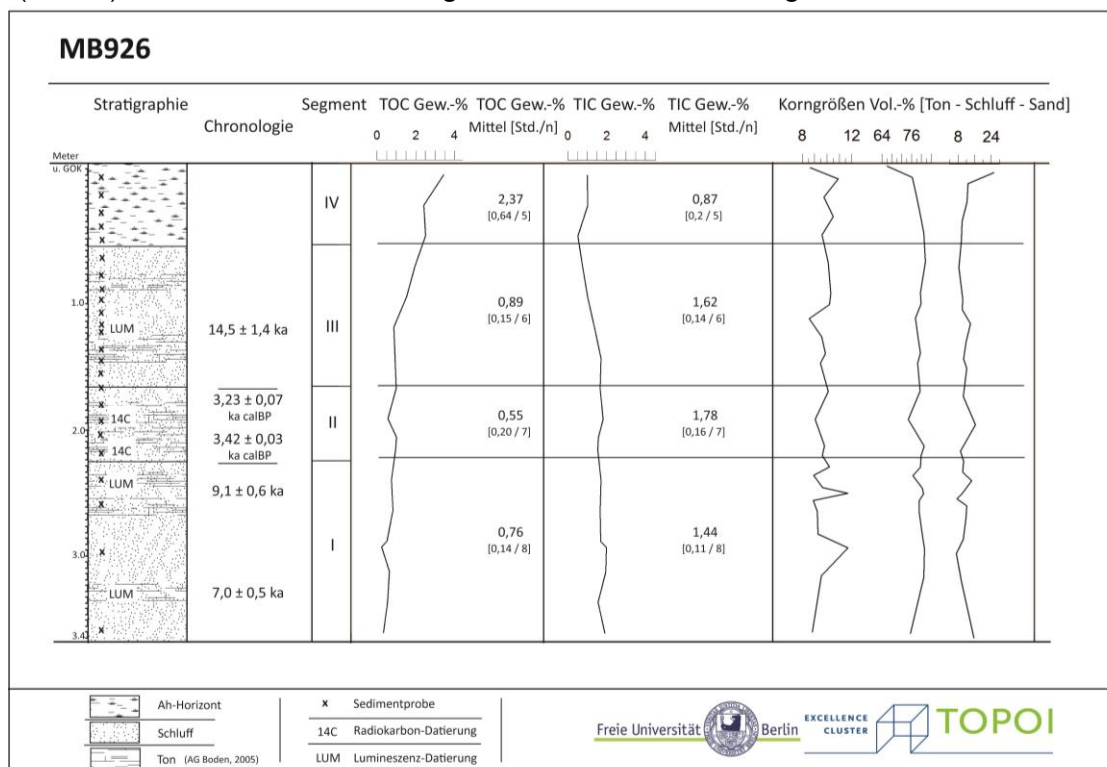


Abb. 24: MB926 - Sedimentergebnisse für die segmentbezogenen mittleren organischen (TOC) und anorganischen (TIC) Kohlenstoffgehalte (Mittelwerte, Std. und n) und den Korngrößenzusammensetzungen

Segment IV (0–0,5 m Tiefe u. GOK): Segment IV entspricht dem in-situ entwickelten A<sub>n</sub>-Horizont und greift septenartig in das liegende Segment III. Grobschluff ist die dominierende Korngröße (66 Vol.-%<sub>min</sub> – 81 Vol.-%<sub>max</sub>; Mittelwert = 42 µm, Std.=38 µm, n=5). Der Tongehalt beträgt 10 Vol.-% - 11 Vol.-%. Der Sandgehalt steigt auf bis zu 25 Vol.% an. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 2,37 Gew.-% (Std.=0,64, n=5), der mittlere TIC-Gehalt 0,87 Gew.-% (Std.=0,20, n=5). Die mittleren TOC-Gehalte sind signifikant größer und die mittleren TIC-Gehalte signifikant kleiner im Vergleich zum Segment III ( $\alpha < 0,05$ ). Das mittlere Schluff-Ton-Verhältnis beträgt 7,7 (Std.=0,5, n=5) und ist nicht signifikant verschieden vom Segment III ( $\alpha > 0,05$ ). Der mittlere mCIA ist mit 73 (Std.=6,9, n=5) signifikant größer als im Segment III ( $\alpha < 0,05$ ).

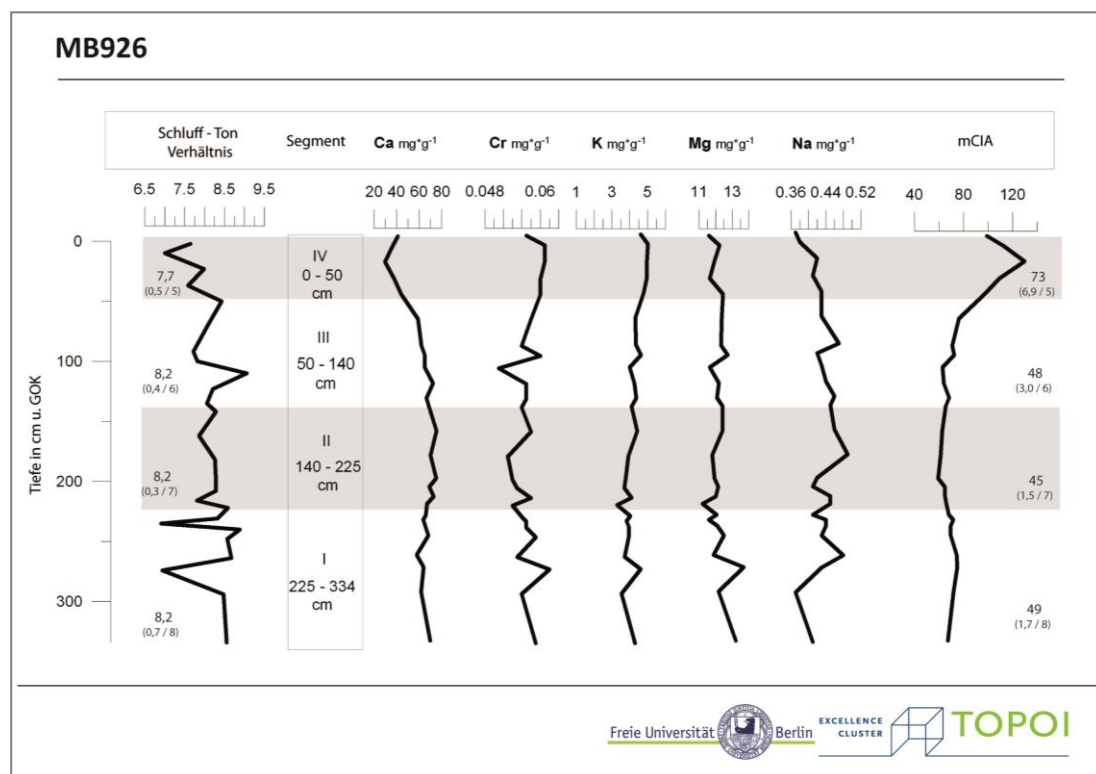


Abb. 25: MB926 - Schluff-Ton-Verhältnisse aus den Korngrößenzusammensetzungen und Verwitterungsindex (mCIA) auf Basis der Ca, Cr, K, Mg und Na Elemente in mg\*g<sup>-1</sup>



### 5.2.3. Schwemmfächer – Sedimentprofil MB924

Das Sedimentprofil MB924 (N43°25', O77°22'; WGS84; 714 m ü. NN; Abb. 26) ist an der linken Uferbank des Flusses Issyk aufgeschlossen. Der Fluss Issyk verläuft ausgehend vom Tien Shan in Richtung des Balkhash Sees nach Norden und hat nördlich der Stadt Issyk im Quartär einen Schwemmfächer aufgeschüttet, der eine flächenhafte Ausdehnung von ca. 270 km<sup>2</sup> hat. Der Schwemmfächer ist 2-5° in nördlicher Richtung geneigt. Das Schwemmfächergebiet wird überwiegend weidewirtschaftlich genutzt; vereinzelt finden sich dörfliche Siedlungen und sakische Grabhügel. In der Umgebung des Profils ist der Verlauf des Flusses verzweigt (Abb. 27).

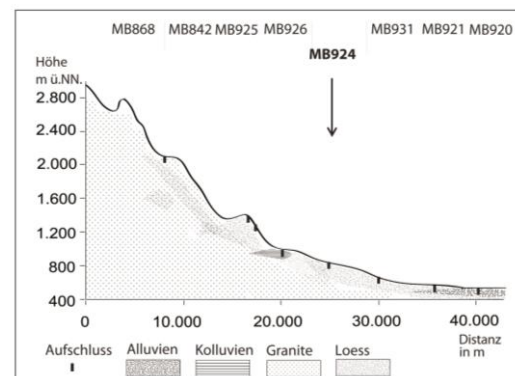


Abb. 26: MB924- Lage im Transekt

Das Querprofil des Issyk lässt im Bereich des Beprobungsstandortes zwei Terrassenniveaus erkennen. In Terrassenniveau 2 ist das aktuelle Gerinnebett eingeschnitten. Die Mineralzusammensetzungen der Matrix zeigen Quarz als das Hauptgemengeteil auf mit Calcit und Albit als Nebengemengteilen (Anhang F).

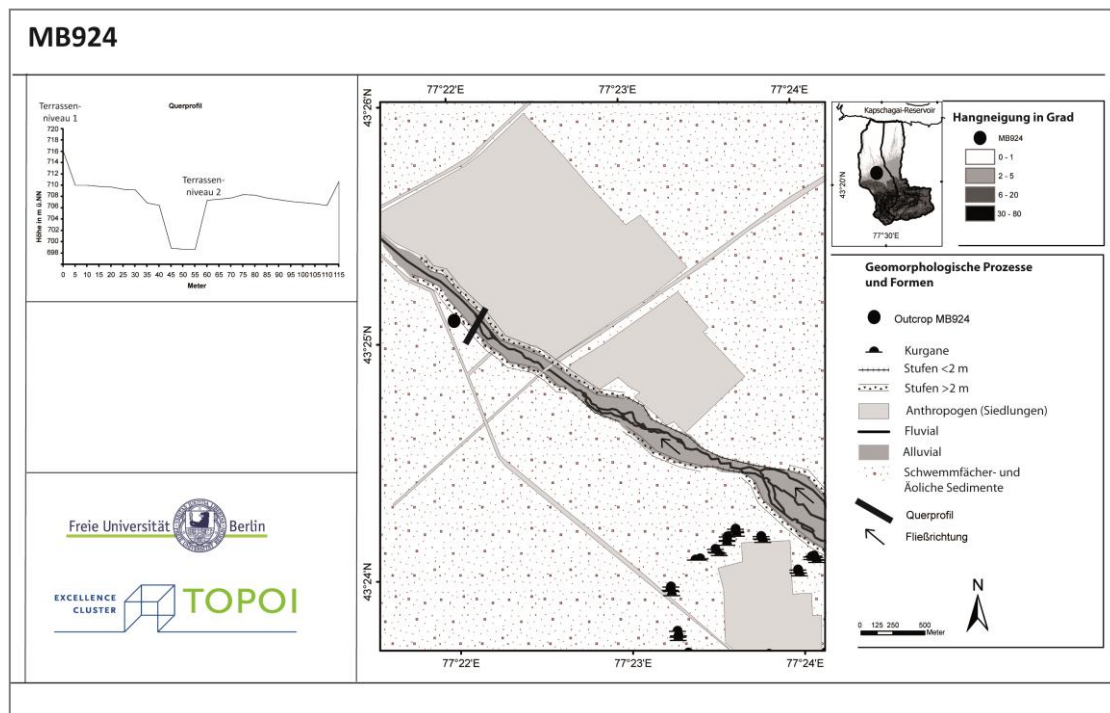


Abb. 27: MB924 - Geomorphologische Karte mit Querprofil im Bezug zu den sakischen Kurganen

Das oberhalb liegende Terrassenniveau I lässt sich in drei Segmente gliedern.

**Segment I (1,47–4,6 m Tiefe u. GOK):** Die hier aufgeschlossenen Sedimente setzen sich Geröllen mit Durchmessern >6 cm zusammen (Abb. 28). Die Gerölle sind gut gerundet

**Segment II (0,6–1,47 m Tiefe u. GOK):** Die dominierende Korngröße ist Grobschluff (53 Vol.-%<sub>min</sub> – 68 Vol.-%<sub>max</sub>; Std.=24 µm, n=9; Abb. 29). Die Sedimente zeigen eine deutliche Gradierung mit einer Zunahme des Tongehaltes von 9 Vol.-% auf 12 Vol.-% und eine Abnahme des Sandgehaltes von 39 Vol.-% auf 20 Vol.-% vom Liegenden zum Hangenden. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,32 Gew.-% (Std.=0,21, n=9), der mittlere TIC-Gehalt 1,19 Gew.-% (Std.=0,4, n=9). Das mittlere Schluff-Ton-Verhältnis beträgt 6 (Std.=<1, n=9). Der mittlere mCIA beträgt 57 (Std.=12, n=9, Abb. 29). Die Sedimente weisen Alter von 11,9±0,7 ka (1,4 m Tiefe u. GOK) und 12,2±0,7 ka (0,75 m Tiefe u. GOK) auf (Fototafel im Anhang D).

**Segment III (0–0,6 m Tiefe u. GOK):** Feinsand ist die dominierende Korngröße (60 Vol.-%<sub>min</sub> – 71 Vol.-%<sub>max</sub>, Mittelwert: 69 µm, Std.=19,6 µm, n=6). Der Tongehalt variiert zwischen 9 Vol.-% - 12 Vol.-%, der Sandgehalt variiert zwischen 19 Vol.-% - 30 Vol.-%. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,66 Gew.-% (Std.=0,57, n=6) und ist nicht signifikant verschieden vom Segment II (α>0,05). Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 0,14 Gew.-% (Std.=0,1, n=6) ist signifi-

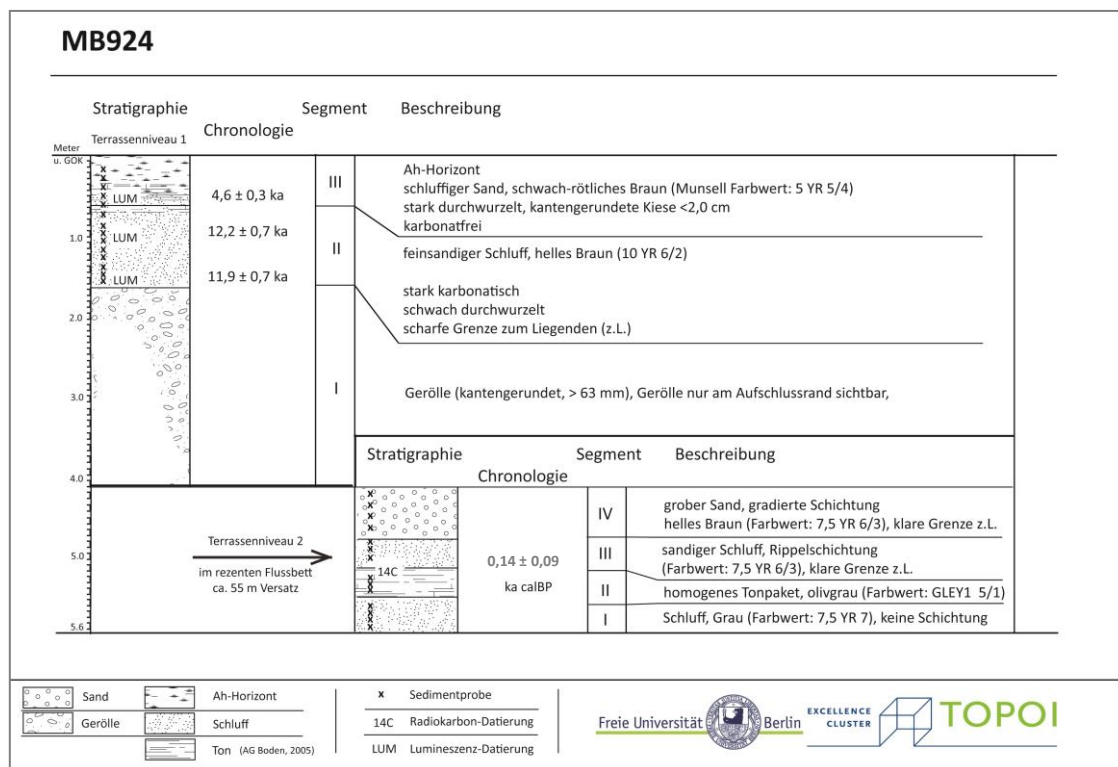


Abb. 28: MB924 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies

kant kleiner als im liegenden Segment II ( $\alpha < 0,05$ ). Das mittlere Schluff-Ton-Verhältnis beträgt 6 (Std.= <1, n=6) und ist nicht signifikant verschieden vom Segment II ( $\alpha > 0,05$ ). Der mCIA beträgt im Mittel 141 (Std.=9, n=6) und ist im Bezug zum Segment II signifikant größer ( $\alpha < 0,05$ , Abb. 30). Die Sedimente weisen ein Alter von  $4,6 \pm 0,3$  ka (0,4 m Tiefe u. GOK, Fototafel im Anhang D).

Das Terrassenniveau 2 lässt sich in vier Segmente unterteilen.

**Segment I (1,2–1,55 m Tiefe u. GOK):** Das Sedimente setzen sich aus grauem Schluff zusammen. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,36 Gew.-% (Std.=0,2, n=4), der mittlere TIC-Gehalt 0,16 Gew.-% (Std.=0,03, n=4).

**Segment II (0,9–1,2 m Tiefe u. GOK):** Die aufgeschlossenen Sedimente bestehen aus homogenem, olivgrauem Ton. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 1,1 Gew.-% (Std.=0,77, n=3) und ist nicht signifikant verschieden von den TOC-Gehalten in den liegenden Sedimenten des Segments I ( $\alpha > 0,05$ ). Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 0,35 Gew.-% (Std.=0,09, n=3) und ist signifikant größer als im Segment I ( $\alpha < 0,05$ ).

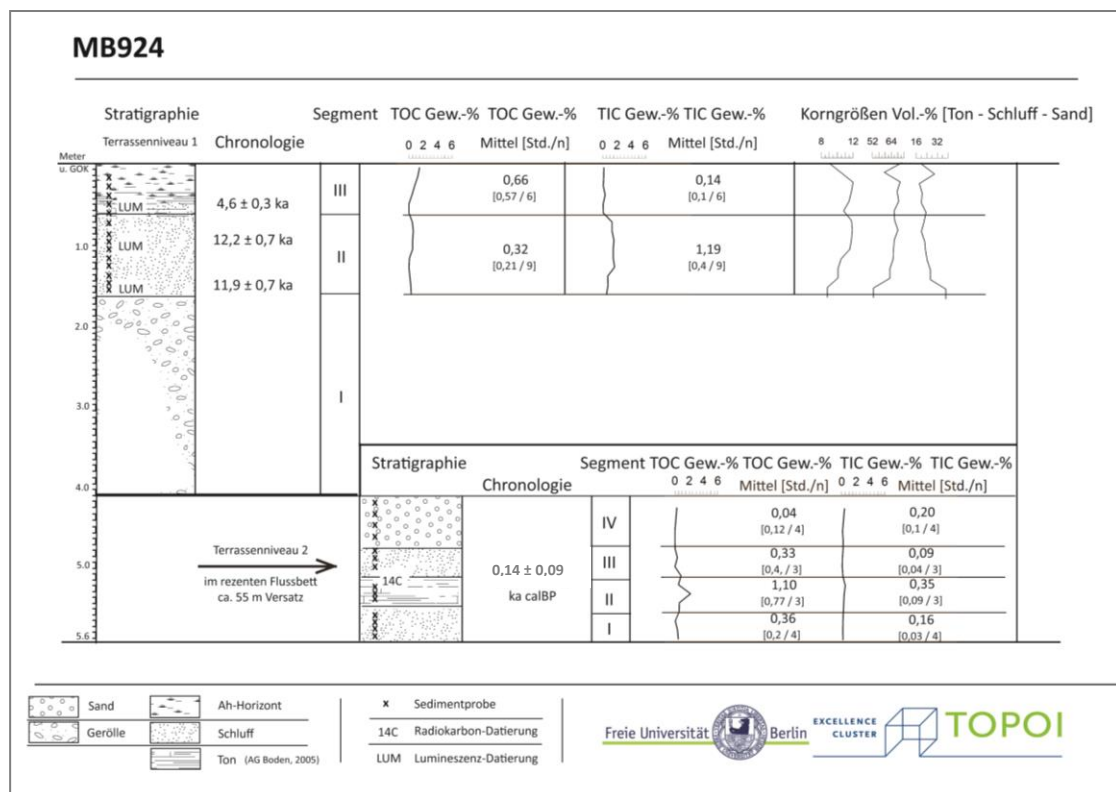


Abb. 29: MB924 - Sedimentergebnisse für die segmentbezogenen mittleren organischen (TOC) und anorganischen (TIC) Kohlenstoffgehalten (Mittelwerte, Std. und n) und den Korngrößenzusammensetzungen

Segment III (0,6–0,9 m Tiefe u. GOK): Die Sedimente setzen sich aus sandigem Schluff zusammen, in denen Rippelschichtungen ausgebildet sind. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,33 Gew.-% (Std.=0,4, n=3). Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 0,09 Gew.-% (Std.=0,04, n=3). Der mittlere TOC-Gehalt und mittlere TIC-Gehalt sind signifikant kleiner als in den Sedimenten von Segment II ( $\alpha < 0,05$ ). Die Radiokohlenstoffdatierung zeigt ein Alter von  $140 \pm 90$  a cal BP (5,05 m Tiefe u. GOK).

Segment IV (0-0,6 m Tiefe u. GOK): Es handelt sich um einen hellbraunen Sand mit gradierter Schichtung und einem mittleren TOC-Gehalt von 0,04 Gew.-% (Std.=0,12, n=4) sowie einem mittleren TIC-Gehalt von 0,20 Gew.-% (Std.=0,1, n=4). Der mittlere TOC-Gehalt und mittlere TIC-Gehalt sind nicht signifikant verschieden vom Segment III ( $\alpha > 0,05$ ).

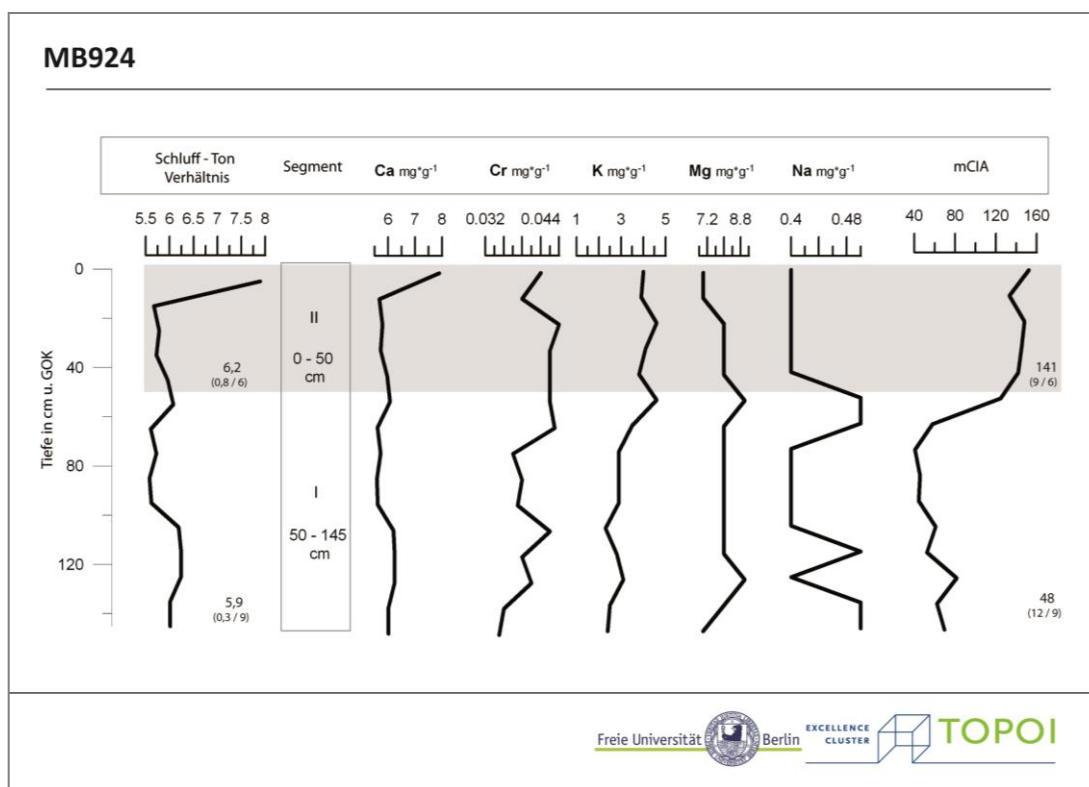


Abb. 30: MB924 - Schluff-Ton-Verhältnisse aus den Korngrößenzusammensetzungen und Verwitterungsindex (mCIA) auf Basis der Ca, Cr, K, Mg und Na Elemente in mg\*g<sup>-1</sup> des Terrassenniveaus I

### 5.2.4. Schwemmlandebene

#### 5.2.4.1. Sedimentprofil MB93 I

MB93 I ist ein Flussterrassenprofil am rechten Ufer des Flusses Issyk. Das Sedimentprofil befindet sich in der Schwemmlandebene (N43°33', O77°16', WGS84; 575 m Tiefe u. GOK, Abb. 31). Die Flussterrasse ist deutlich erkennbar und fällt steil zum Flussbett ab. Die Sedimente am Aufschluss MB93 I lassen sich in vier Segmente gliedern (Abb. 32).

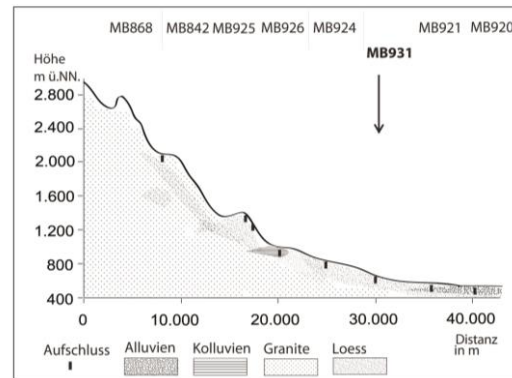


Abb. 31: MB931- Lage im Transekt

Segment I (2,3–2,4 m Tiefe u. GOK, Einzelprobe): Das Sediment I besteht aus lockerem, feinsandigem Schluff, weist einen mittleren TOC-Gehalt von 0,18 Gew.-% und einen mittleren TIC-Gehalt von 0,43 Gew.-% auf (Abb. 33). Eine Radiokohlenstoffdatierung ergab ein Alter von 5,78±0,86 ka cal BP.

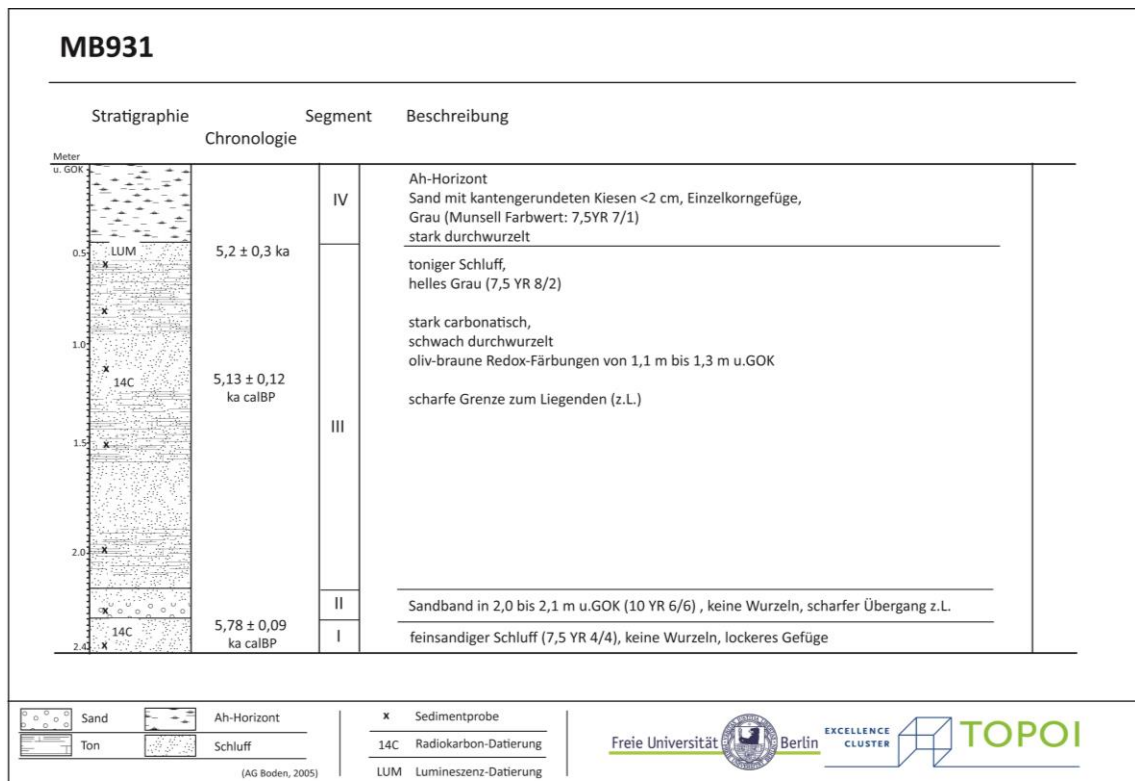


Abb. 32: MB931 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies

**Segment II (2,0–2,3 m Tiefe u. GOK, Einzelprobe):** Das Sediment setzt sich aus gelbem Sand zusammen. Der TOC-Gehalt mit 0,27 Gew.-% ist größer als im Segment I. Der TIC-Gehalt mit 0,24 Gew.-% niedriger als in den liegenden Sedimenten.

**Segment III (0,4–2,0 m Tiefe u. GOK):** Das Sediment setzt sich aus tonigem Schluff zusammen. Der mittlere TOC-Gehalt ist mit 0,53 Gew.-% (Std.=0,26, n=5) und der mittlere TIC-Gehalt mit 1,14 Gew.-% (Std.=0,66, n=5) ist größer als im liegenden Segment II. Eine Radiokohlenstoffdatierung weist ein Alter von  $5,13 \pm 0,12$  ka cal BP (1,2 m Tiefe u. GOK) auf (Anhang H). Eine Lumineszenzdatierung zeigt für 0,6 m Tiefe u. GOK ein Ablagerungsalter von  $5,2 \pm 0,3$  ka.

**Segment IV (0–0,4 m Tiefe u. GOK, Einzelprobe):** In den sandigen, von kantengerundeten Kiesen durchzogenen Sedimenten ist der aktuelle  $A_h$ -Horizont entwickelt. Der TOC-Gehalt beträgt 2,25 Gew.-%. Der TIC-Gehalt von 0,13 Gew.-% ist niedriger als im Segment III (Foto- tafel im Anhang D; Anhang H).

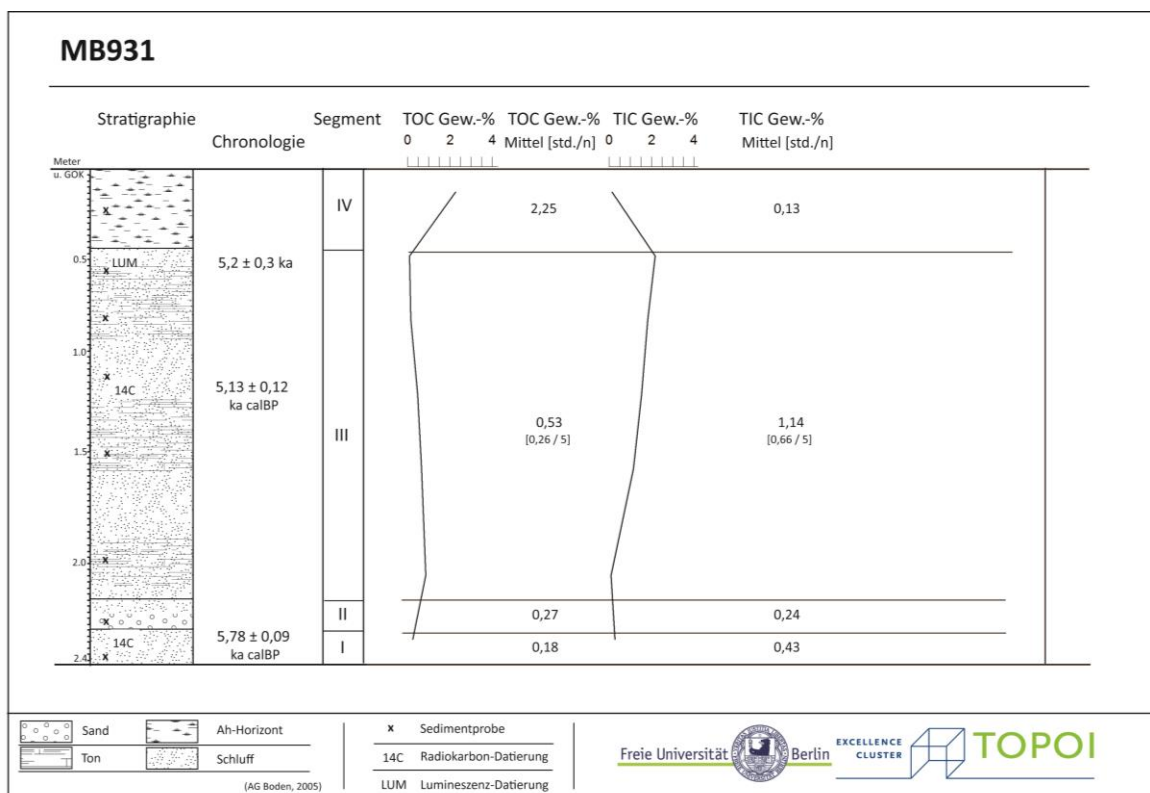


Abb. 33: MB931 - Segmentbezogene Laborwerte aus organischen (TOC) und anorganischen (TIC) Kohlenstoffgehalten in Gew.-% mit zugehöriger Statistik (Mittelwerte, Std. und n)

### 5.2.4.2. Sedimentprofilprofil MB921

MB921 ist ein Sedimentprofil in der Schwemmlandebene (N43°35', O77°33', WGS84; 543 m ü. NN, Abb. 34) an der Ufer- Uferbank eines Tributärs am Fluss Turgen. Entlang des Tributärs sind Terrassen in drei Niveaus ausgebildet. Zwei Querprofile wurden vermessen. Das Querprofil 1 hat eine konvex-konkave Form (Abb. 35, links oben). Im südlich gelegenen Querprofil 2 fällt die Terrassenkante steil nach Osten ab. Das Querprofil 2 ist komplex geformt mit geraden, konvexen und konkaven Bereichen (Abb. 35, links unten, Fototafel im Anhang E).

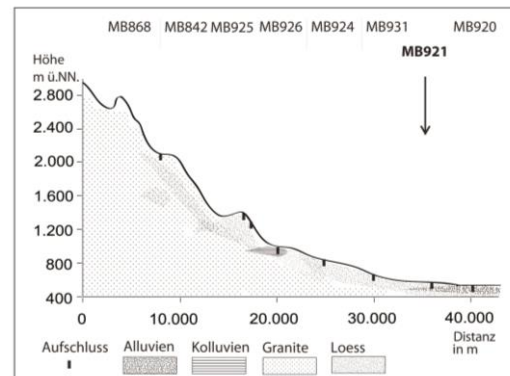


Abb. 34: MB921 - Lage im Transekt

Das Sedimentprofil ist in zwei Abschnitte geteilt (Abb. 36). Der untere Teil umfasst die Tiefe von 4,6 m bis 2,0 m Tiefe u. GOK; mit einem westwärtigen Versatz von ca. 40 m wurde in 2,0 m Tiefe u. GOK die Beprobung bis zur GOK fortgesetzt (2. Profilabschnitt).

Quarz ist das Hauptgemengeteil in allen analysierten Sedimenten. Calcit, Gips und Albit treten als Nebengemengeteile auf (Anhang F).

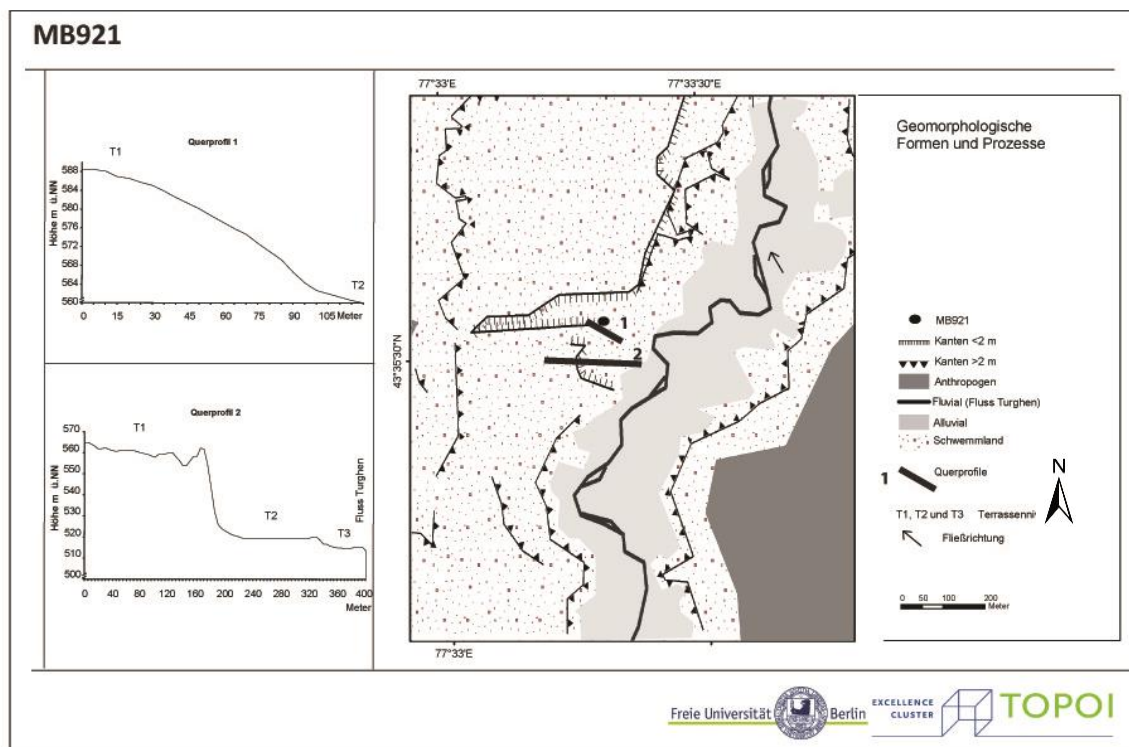


Abb. 35: MB921 - Geomorphologische Karte mit zugehörigen Querprofilen

**Segment I (4,26–4,6 m Tiefe u. GOK):** Die Sedimente sind grobschluffig (84 Vol.-%, Abb. 37), der Tongehalt beträgt 8-9 Vol.-%; der Sandanteil 6-8 Vol.-%. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,2 Gew.-% (Std.=0,1, n=3). Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 3,6 Gew.-% (Std.=0,3, n=3). Das mittlere Schluff-Ton-Verhältnis beträgt 9 (Std.=0,7, n=3; Abb. 38). Der mittlere Verwitterungsindex (mCIA) beträgt 46 (Std.=30, n=3)

**Segment II (4,2–4,26 m Tiefe u. GOK, Einzelprobe):** Die Sedimente sind feinsandig (55 Vol.-%) mit einem Tongehalt von 16 Vol.-% und einen Schluffgehalt von 29 Vol.-%. Der TOC-Gehalt beträgt 0,73 Gew.-%. Der TIC-Gehalt beträgt 7,9 Gew.-%. Das Schluff-Ton-Verhältnis beträgt 2 und der mCIA beträgt 73. Das Segment II datiert in 4,2 m Tiefe u. GOK zu 4,66±0,12 ka cal BP (AMS-<sup>14</sup>C).

**Segment III (2,0–4,26 m Tiefe u. GOK):** Die Sedimente sind grobschluffig (73 Vol.-%<sub>min</sub> – 78 Vol.-%<sub>max</sub>,  $\bar{x}$ =29 µm, Std.=19 µm, n=3), die Tongehalte betragen 9-13 Vol.-%, der Sandgehalt 11-18 Vol.-%. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,5 Gew.-% (Std.=0,2, n=3). Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 2,1 Gew.-% (Std.=0,3, n=3). Der mittlere TOC-Gehalt und der mittlere TIC-Gehalt sind im Bezug zum Segment I nicht signifikant verschieden ( $\alpha$ >0,05). Das mittlere

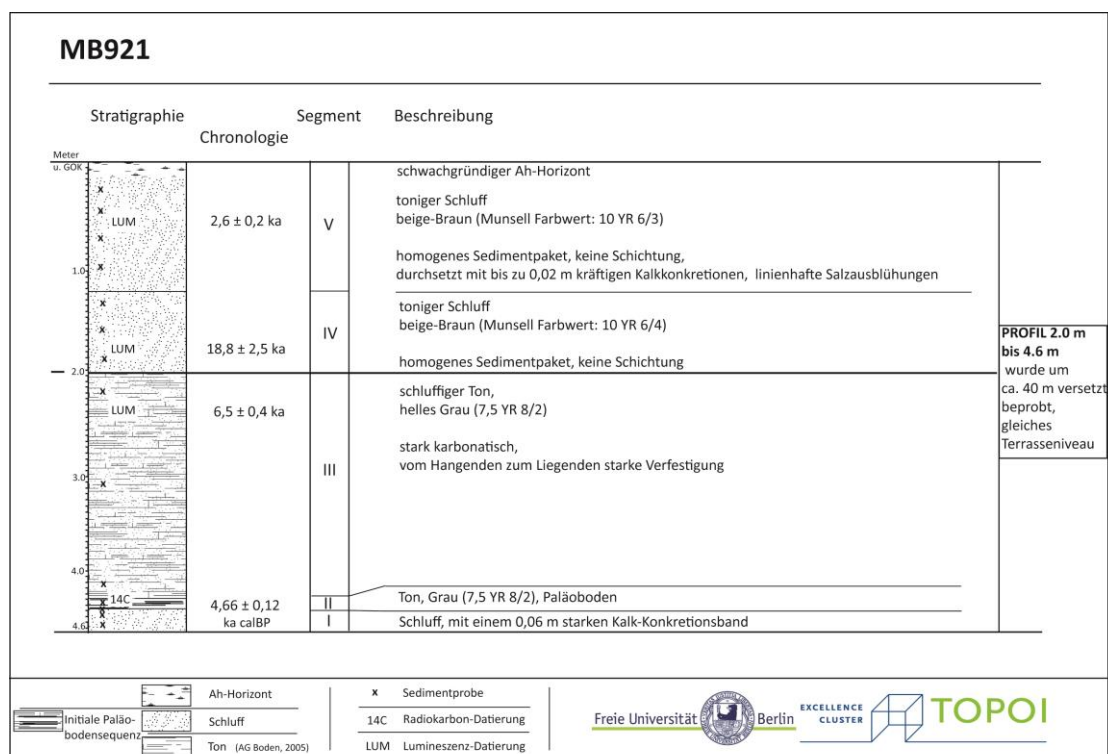


Abb. 36: MB921 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies



Schluff-Ton-Verhältnis beträgt 7 (Std.=1,7, n=3). Der mittlere mCIA beträgt 40 (Std.=7, n=3). Die Lumineszenzdatierung in 2,25 m Tiefe u. GOK datiert zu 6,5±0,4 ka.

Segment IV (1,2–2,0 m Tiefe u. GOK): Die Sedimente sind grobschluffig aus (66 Vol.-%<sub>min</sub> – 89 Vol.-%<sub>max</sub>;  $\bar{x}$  = 27  $\mu$ m, Std.=25  $\mu$ m, n=3), der Tongehalt schwankt zwischen 11-14 Vol.-%, der Sandgehalt beträgt weniger als < 20 Vol.-%. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,8 Gew.-% (Std.=0,1, n=3). Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 1,6 Gew.-% (Std.=0,2, n=3). Die mittleren TOC- und TIC- Gehalte sind von denen in Segment III nicht signifikant verschieden ( $\alpha>0,05$ ). Das mittlere Schluff-Ton-Verhältnis beträgt 7 (Std.=0,5, n=3) und ist nicht signifikant verschieden von den mittleren Schluff-Ton-Verhältnissen im Segment IV ( $\alpha>0,05$ ). Der mittlere mCIA beträgt 42 (Std.=2, n=3) und ist nicht signifikant verschieden zu dem mittleren mCIA in Segment III ( $\alpha>0,05$ ). Die Lumineszenzdatierung in 1,8 m Tiefe u. GOK zeigt ein Sedimentalter von 18,8±2,5 ka.

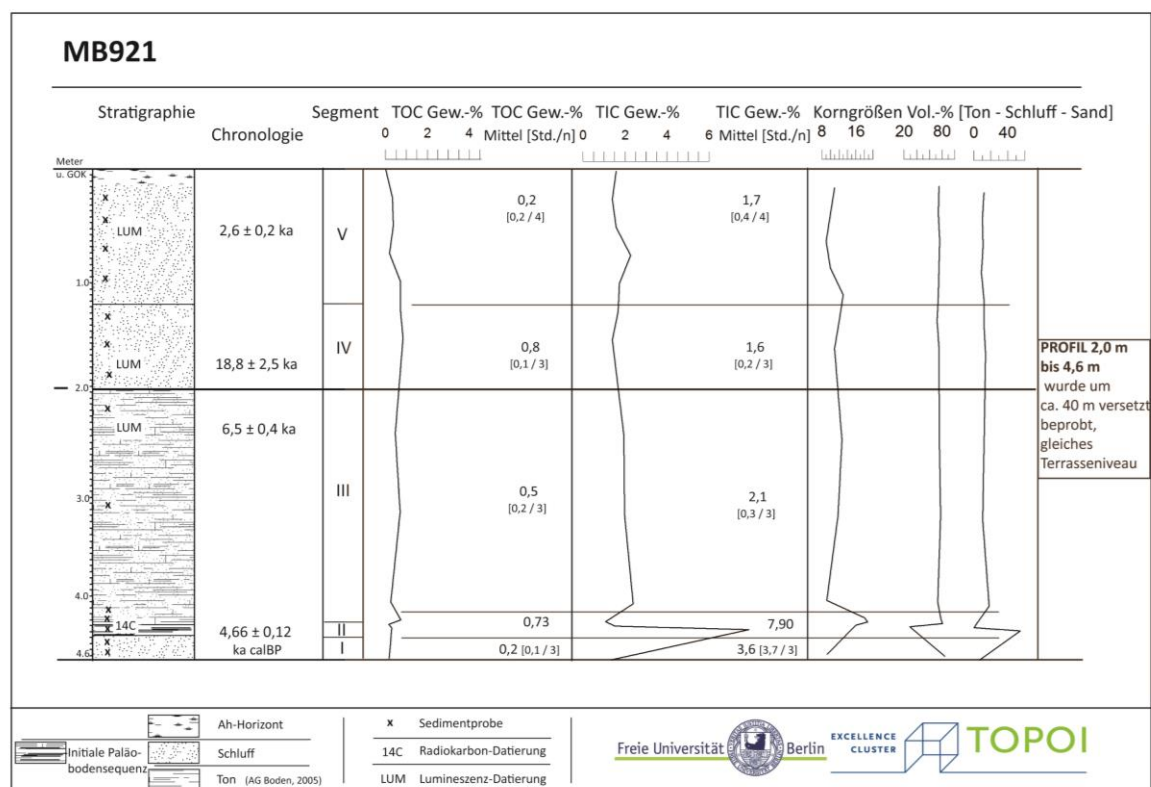


Abb. 37: MB921 - Sedimentergebnisse für die segmentbezogenen mittleren organischen (TOC) und anorganischen (TIC) Kohlenstoffgehalte (Mittelwerte, Std. und n) und den Korngrößenzusammensetzungen

Segment V (0–1,2 m Tiefe u. GOK): Die Sedimente sind grobschluffig (62 Vol.-%<sub>min</sub> – 83 Vol.-%<sub>max</sub>;  $\bar{x}$ =34  $\mu$ m, Std.=21  $\mu$ m, n=4), der Tongehalt beträgt 10-12 Vol.-%, der Sandgehalt beträgt maximal 24 Vol.-%. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,2 Gew.-% (Std.=0,2, n=4) und ist signifikant kleiner als im Segment IV ( $\alpha$ <0,05). Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 1,7 Gew.-% (Std.=0,4, n=3) und ist nicht signifikant verschieden vom Segment IV ( $\alpha$ >0,05). Das mittlere Schluff-Ton-Verhältnis beträgt 9 (Std.=0,4, n=4) und ist nicht signifikant verschieden vom Segment IV ( $\alpha$ >0,05). Der mittlere mCIA beträgt 28 (Std.=8, n=4) und ist signifikant kleiner gegenüber dem mittleren mCIA im Segment IV ( $\alpha$ <0,05).

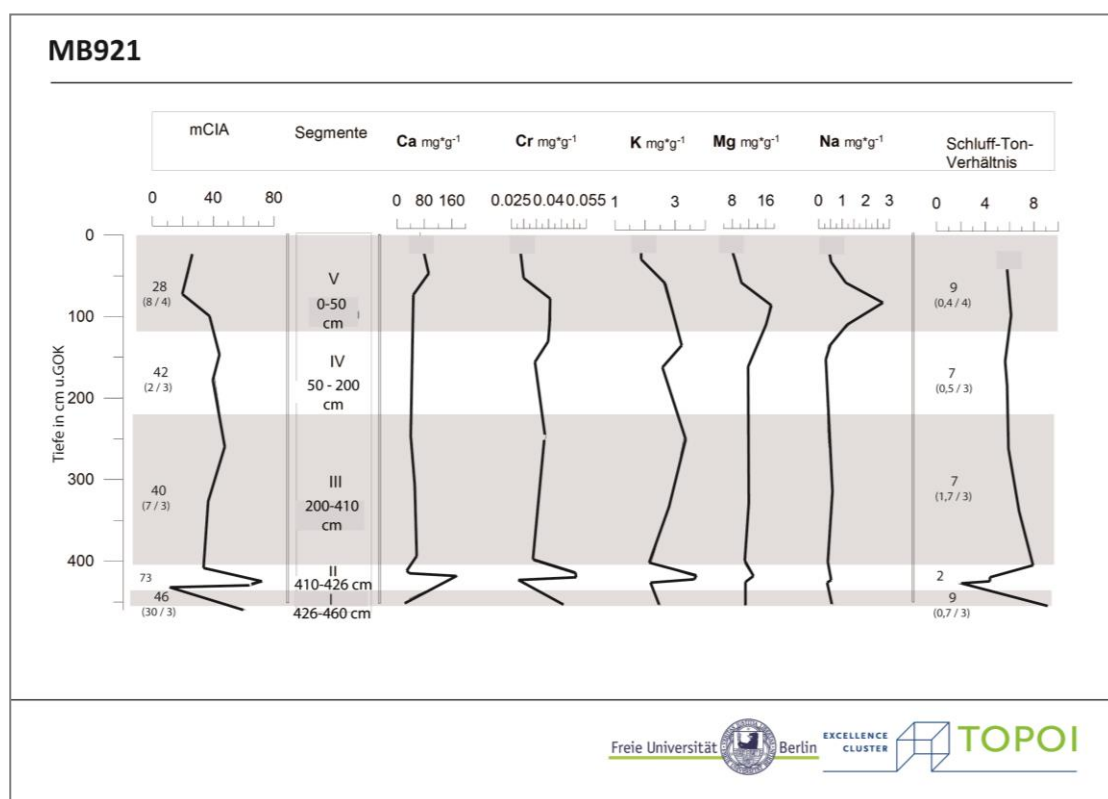


Abb. 38: MB921 - Schluff-Ton-Verhältnisse aus den Korngrößenzusammensetzungen und Verwitterungsindex (mCIA) auf Basis der Ca, Cr, K, Mg und Na Elemente in mg\*g<sup>-1</sup>

### 5.2.4.3. Sedimentprofil MB920

MB920 liegt in der Schwemmlandebene (N43°38', O77°34', WGS84; 513 m ü. NN; Abb. 39). Das Gebiet wird weidewirtschaftlich genutzt. Birken und Pappeln treten gehäuft entlang der Wasserläufe und in Senken auf. Die Sedimente des MB920 sind an einem Prallhang des Flusses Turgen aufgeschlossen. Die Sedimente des Aufschlusses lassen sich in sechs Segmente untergliedern (Abb. 40).

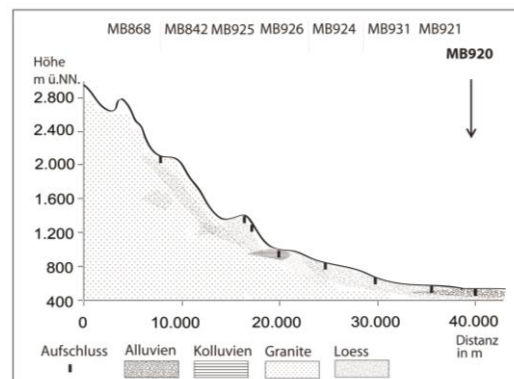


Abb. 39: MB920 - Lage im Transekt

**Segment I (3,0–4,3 m Tiefe u. GOK):** Die Sedimente sind beige-grau, schluffig und nur schwach verfestigt. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,64 Gew.-% (Std.=0,51; n=8), der mittlere TIC-Gehalt beträgt 0,55 Gew.-% (Std.=0,28; n=8, Abb. 41). Ein Radiokohlenstoffalter in 3,25 m Tiefe u. GOK datiert zu 0,69±0,02 ka cal BP.

**Segment II (2,3–3,0 m Tiefe u. GOK):** Der Übergang von Segment I zu Segment II ist scharf. Die oliv-grauen Sedimente entsprechen einem tonigen bis sandigen Schluff. Der mitt-

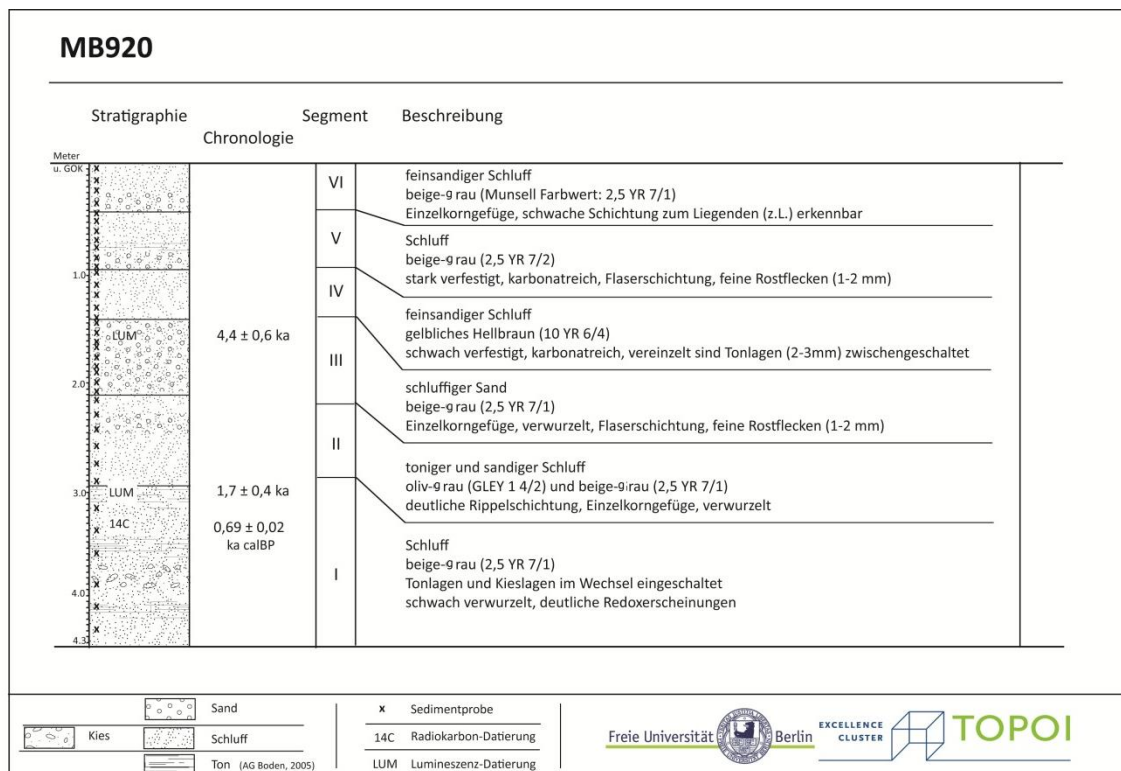


Abb. 40: MB920 - Segmentbezogene Profilbeschreibung und Chronologie der Sedimentfazies

lere TOC-Gehalt beträgt 0,08 Gew.-% (Std.=0,07; n=6) und ist signifikant niedriger als in dem liegenden Segment I ( $\alpha < 0,05$ ). Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 0,38 Gew.-% (Std.=0,37; n=6) und ist nicht signifikant verschieden vom Segment I ( $\alpha > 0,05$ ). Das Sediment in 2,9 m Tiefe u. GOK datiert nach IRSL zu  $1,7 \pm 0,4$  ka.

**Segment III (1,4–2,3 m Tiefe u. GOK):** Die Sedimente sind beige-grau und setzen sich aus schluffigem Sand zusammen. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,62 Gew.-% (Std.=0,54; n=9) und ist signifikant größer als im liegenden Segment II ( $\alpha < 0,05$ ). Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 0,83 Gew.-% (Std.=0,46; n=9) und ist nicht signifikant verschieden vom Segment II ( $\alpha > 0,05$ ). Das Sediment in 1,6 m Tiefe u. GOK datiert nach IRSL zu  $4,4 \pm 0,6$  ka.

**Segment IV (1,0–1,4 m Tiefe u. GOK):** Die gelblichen, schwach verfestigten Sedimente setzen sich aus feinsandigem Schluff zusammen. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,41 Gew.-% (Std.=0,33; n=5). Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 0,71 Gew.-% (Std.=0,5; n=5). Der mittlere TOC-Gehalt und der mittlere TIC-Gehalt sind nicht signifikant verschieden von denen im liegenden Segment III ( $\alpha > 0,05$ ).

**Segment V (0,5–1,0 m Tiefe u. GOK):** Die Sedimente entsprechen einem beige-grauen Schluff mit vereinzelt Tonlagen von 2-3 mm Mächtigkeit. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 0,74 Gew.-% (Std.=0,51; n=7) und der mittlere TIC-Gehalt beträgt 0,96 Gew.-% (Std.=0,43;

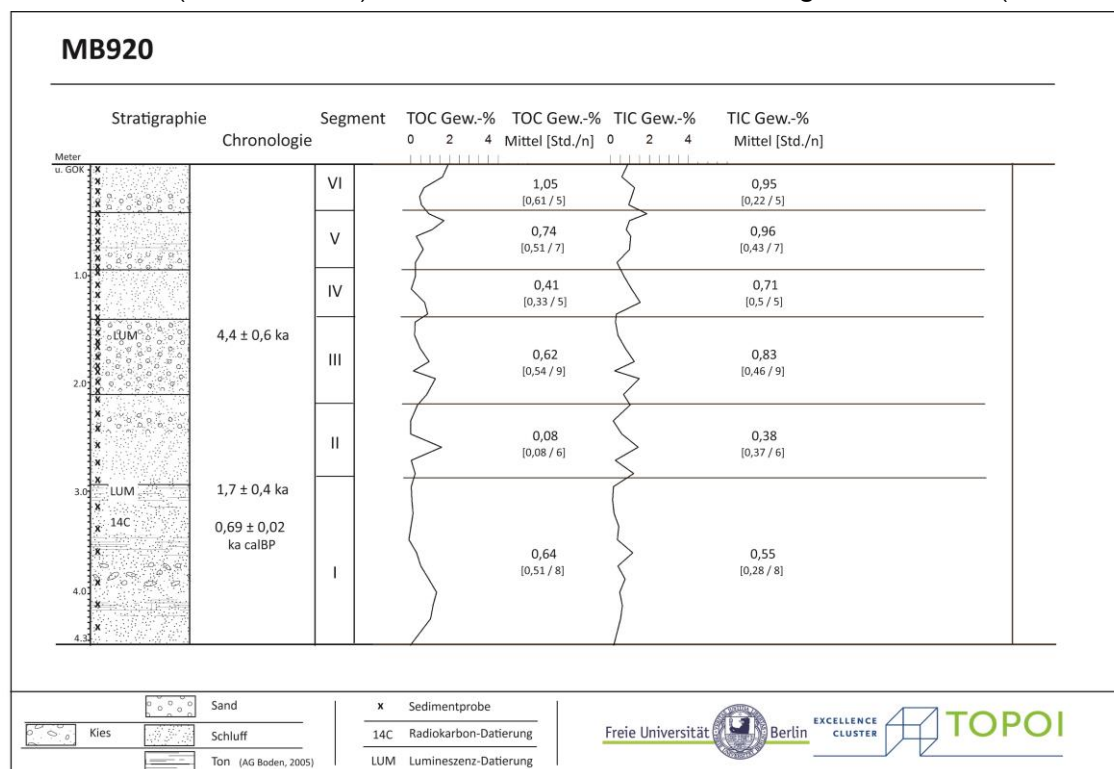


Abb. 41: MB920 - Segmentbezogene Laborwerte aus organischen (TOC) und anorganischen (TIC) Kohlenstoffgehalten in Gew.-% mit zugehöriger Statistik (Mittelwerte, Std. und n)

n=7). Der mittlere TOC-Gehalt und der mittlere TIC-Gehalt sind nicht signifikant verschieden vom Segment IV ( $\alpha > 0,05$ ).

*Segment VI (0–0,5 m Tiefe u. GOK):* Die feinsandig-schluffigen Sedimente sind beige-grau, haben Einzelkorngefüge und sind schwach verfestigt. Der mittlere TOC-Gehalt beträgt 1,05 Gew.-% (Std.=0,61; n=5). Der mittlere TIC-Gehalt beträgt 0,95 Gew.-% (Std.=0,22; n=5; Fototafel im Anhang E, Anhang H). Der mittlere TOC-Gehalt und der mittlere TIC-Gehalt sind nicht signifikant verschieden von den entsprechenden Werten im liegenden Segment V ( $\alpha > 0,05$ ).

## 5.3. Geochronologie

### 5.3.1. Radiokohlenstoffdatierungen (AMS-<sup>14</sup>C)

Die Radiokohlenstoffdatierungen erfolgten am AMS Radiokarbon Labor in Poznan, Polen. Die Ergebnisse wurden nach der Kalibrierungskurve CalPal\_ZULU2007 nach DANZEGLOCKE *et al.* (2007) im Jahr 2011 kalibriert (www.calpal.de; Angaben in ka).

Als Material wurden organische Mischproben aus Sedimenten (bulk sample) als auch Holzkohlereste datiert. Aufgrund der teilweise sehr geringen Kohlenstoffgehalte von z.B. 0,27 mg Gew.-% C (MB931, Poz-31828) erfolgten die Datierungen ausschließlich nach der AMS-<sup>14</sup>C-Methode (neun Datierungen, Tab. 7).

Tab. 7: Ergebnisse der Radiokohlenstoffdatierungen mit Angabe der konventionellen (<sup>14</sup>C) Alter und der kalibrierten Alter.

Sedimentprofil	Probe	Tiefe (cm)	Material	<sup>14</sup> C-Alter (ka BP)	kalibrierte Alter (ka cal BP)	Bemerkungen
MB868	Poz-28445	80	Organik	2,09±0,03	2,06±0,04	TOC
	Poz-28446	170	Holzkohle	1,87±0,03	1,81±0,05	
MB926	Poz-31824	195	Organik	3,01±0,04	3,23±0,07	TOC
	Poz-31825	201	Organik	3,19±0,03	3,42±0,03	TOC
MB924	Poz-31832	505	Organik	0,12±0,01	0,14±0,09	TOC
MB931	Poz-31828	120	Organik	4,47±0,05	5,13±0,12	0,27 mg Kohlenstoff
	Poz-31829	230	Organik	5,03±0,06	5,78±0,09	0,2 mg Kohlenstoff
MB921	Poz-31831	430	Organik	4,09±0,04	4,66±0,12	0,5 mg Kohlenstoff
MB920	Poz-31827	325	Organik	0,75±0,03	0,69±0,02	TOC

Die neun Radiokohlenstoffdatierungen werden mit den Datierungen nach Infrarot-stimulierter Lumineszenz (Kapitel 5.3.2) verglichen und zusammen bewertet.

### 5.3.2. Datierungen nach Infrarot-stimulierter Lumineszenz (IRSL)

Die Datierungen nach Infrarot-stimulierter Lumineszenz wurden mit einem Messprotokoll nach THOMSEN *et al.* (2008) ermittelt. Durch Tests vor den Messungen (Preheat Plateau Tests und Dose Recovery Tests) konnte die Eignung der Sedimentproben für das Messprotokoll zuvor überprüft werden.

Zunächst wurde das Ausleuchtverhalten der polymineralischen Feinkörner bei IR-Bestrahlung überprüft. Das gemessene IRSL-Signal verläuft zeitlich zunächst in einer steil abfal-

lenden Kurve. Im zeitlichen Verlauf zeigte sich dann eine Verflachung und somit eine Abnahme des IRSL-Signales (ausgedrückt in counts per seconds [cps]). Für die beispielhaft ausgewählten Proben LUM2128 (Sedimentprofil MB926) und LUM2133 (Sedimentprofil MB924) sind die Ergebnisse der Ausleuchtkurven in Abbildung 42 (oberes Drittel) verdeutlicht.

Die Ermittlung der optimalen Vorheiztemperatur (Preheat Plateaus) im verwendeten Messprotokoll konnte durch Preheat Plateau Tests bestimmt werden (WINTLE und MURRAY, 2006). Dabei zeigten exemplarisch sowohl die Probe LUM2128 (MB924) als auch die Probe LUM2133 (MB926) ein markantes Plateau im Bereich von 230-270°C. Hieraus wurde eine optimale Vorheiztemperatur von 250°C für die Messungen abgeleitet (Abb. 42, mittleres Drittel).

Anhand der Dose Recovery Tests wurde getestet, inwieweit die Sedimentproben Äquivalentdosen in Höhe von 600 s (Dosis) speichern. Die Proben wurden dafür zunächst 3 h in einem Hönle SOL2-Solarsimulator gebleicht, um das insgesamt in den Proben vorhandene Lumineszenzsignal im Sediment zu löschen (radiometrisch auf null zu stellen). Nach erfolgter Bleichung wurde die Probe für 600 s im TL/OSL Reader bestrahlt und danach das IRSL-Signal gemessen (Measured/Given ratio; WINTLE und MURRAY, 2006). Beispielhaft konnten für die Proben LUM2128 und LUM2133 mittlere Dose Recovery ratio von 1,005 (LUM2128, MB926) und 1,007 (LUM2133, MB924) ermittelt werden (Abb. 42, unteres Drittel).

Aus den Preheat Plateau Tests und Dose Recovery Tests zeigte sich die Eignung der Sedimentproben zum Messprotokoll nach THOMSEN *et al.* (2008). Insgesamt wurden 15 IRSL-Datierungen an den Aufschlüssen MB925, MB926, MB924, MB931, MB921 und MB920 durchgeführt.

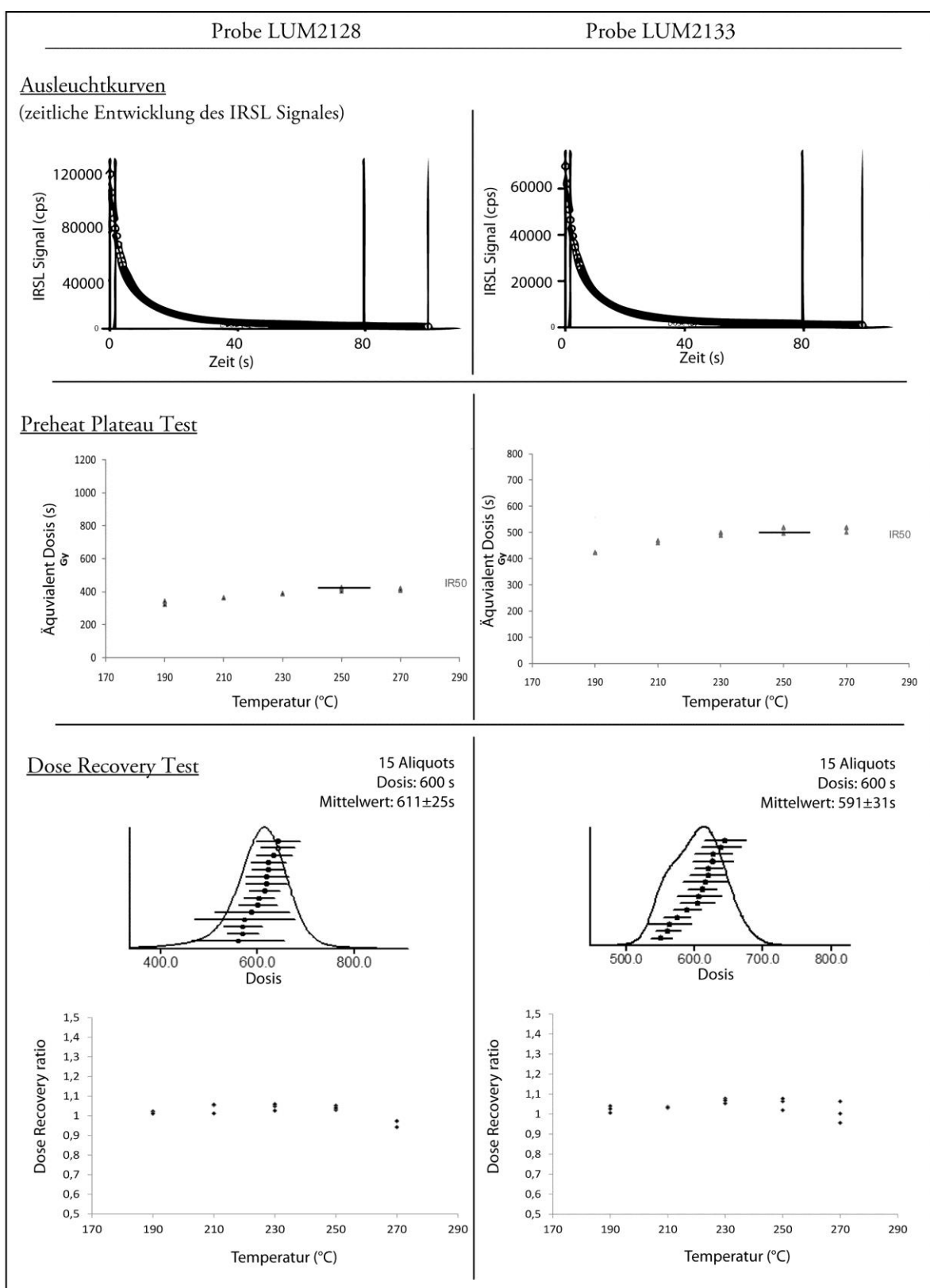


Abb. 42: Entwicklung des Lumineszenzsignales und Ergebnisse der Preheat Plateau und Dose Recovery Tests (600s) zu ausgewählten Proben LUM2128 (MB926) und LUM2133 (MB924)



Um das Alter zu ermitteln müssen die dosimetrischen Ergebnisse mit der Dosisleistung ( $D_a$ ) erfasst werden (Tab. 8).

Tab. 8: Zusammenfassung der dosimetrischen Ergebnisse

Sedimentprofil	Probe	Tiefe (cm)	Jranium (ppm)	Thorium (ppm)	Kalium (%)	Kosmische Dosis (Gy*ka)	Gesamtdosis $D_a$ (Gy*ka)
MB842	LUM-1765	80	3,08±0,04	12,44±0,11	2,31±0,03	0,22±0,02	4,65±0,24
	LUM-1766	120	2,48±0,01	9,14±0,04	1,63±0,01	0,21±0,02	3,48±0,19
	LUM-1767	160	2,52±0,03	9,42±0,0	1,59±0,02	0,20±0,02	3,48±0,19
MB926	LUM-2128	125	2,75±0,16	10,28±0,25	2,08±0,02	0,20±0,02	4,09±0,22
	LUM-2129	230	3,26±0,01	11,26±0,04	1,81±0,01	0,17±0,02	4,11±0,22
	LUM-2130	325	3,52±0,09	12,31±0,19	2,02±0,00	0,15±0,02	4,47±0,24
MB924	LUM-2131	40	3,78±0,11	15,03±0,17	2,76±0,02	0,22±0,03	5,57±0,29
	LUM-2132	75	3,19±0,06	11,76±0,13	2,16±0,02	0,21±0,02	4,48±0,24
	LUM-2133	140	4,12±0,10	16,35±0,19	2,72±0,02	0,18±0,02	5,76±0,29
MB931	LUM-2134	60	2,92±0,11	11,32±0,19	1,86±0,02	0,21±0,02	4,07±0,22
MB921	LUM-2135	50	3,11±0,06	9,67±0,14	2,01±0,02	0,22±0,02	4,11±0,23
	LUM-2149	180	3,03±0,03	9,71±0,07	2,10±0,02	0,17±0,02	4,11±0,22
	LUM-2150	280	2,54±0,03	7,20±0,07	1,48±0,02	0,21±0,02	3,17±0,18
MB920	LUM-2147	160	2,13±0,15	10,52±0,10	2,61±0,03	0,17±0,02	4,31±0,23
	LUM-2148	290	2,75±0,03	11,52±0,08	2,73±0,02	0,14±0,02	4,72±0,25

Die  $D_a$  der untersuchten Proben lag zwischen  $3,17±0,18_{(min)}$  und  $5,76±0,29_{(max)}$  Gy\*ka<sup>-1</sup>. Die  $D_a$  wurden mit einem gemittelten Wassergehalt von  $15±3$  % berechnet (vgl. MACHALETT *et al.*, 2008).

Aus dem Verhältnis von Äquivalentdosis ( $D_e$ ) zu Dosisleistung ( $D_a$ ) erfolgte die Berechnung des Alters (Tab. 9). Bei der Ermittlung der Äquivalentdosis unterliegen die polymineralischen Feinkornproben aus Feldspäten und Quarzen einem charakteristischen Ausheilen von Strahlungsschäden in den Feldspäten; dem Fading (JAIN und SINGHVI, 2001; WALLINGA *et al.*, 2007). Die Ermittlung der Fading rate ergab für alle IRSL gemessenen Proben Werte von 2,2 bis 4,1 %\*decade<sup>-1</sup> (Tab. 9). Hieraus konnte die jeweilig ermittelte Äquivalentdosis ( $D_e$ ) um das zugehörige Fading bereinigt und für die Landschaftsrekonstruktion durch ein Fading korrigiertes Alter, ausgedrückt in ka, berücksichtigt werden.

Tab. 9: Zusammenfassung der Ergebnisse aus den Lumineszenzdatierungen anhand der Recycling ratios, der Äquivalentdosis ( $D_e$ ), der Fading rate ( $\% \cdot \text{decade}^{-1}$ ) und den Fading

Sedimentprofil	Recycling ratio (Mittelwert aus 8 Aliquots)	Äquivalent Dosis $D_e$ (Gy)	Fading: g-value ( $\% \cdot \text{decade}^{-1}$ )	Fading korrigiertes Alter (ka)
MB842	1,1	20,9±1,0	4,1	6,4±0,6
	1	50,6±2,7	3,9	20,7±1,8
	1,1	47,4±3,6	3,6	18,9±3,7
MB926	0,9	44,1±3,4	3,3	14,5±1,4
	0,9	30,6±1,1	2,4	9,1±0,6
	1,0	25,2±0,9	2,6	7,0±0,5
MB924	0,9	21,4±0,5	2,2	4,6±0,3
	1,0	42,3±0,6	3	12,2±0,7
	1,0	52,8±0,7	2,9	11,9±0,7
MB931	1,0	16,9±0,6	2,9	5,2±0,3
MB921	1,0	20,8±0,5	3	6,5±0,4
	1,0	8,5±0,2	2,7	2,6±0,2
	0,9	45,2±5,3	3,1	18,8±2,5
MB920	1,1	14,3±5,3	3,5	4,4±0,6
	1,0	6,8±1,6	2,4	1,7±0,4

Die fünfzehn Datierungen nach Infrarot-stimulierter Lumineszenz und die neun AMS- $^{14}\text{C}$  Datierungen sind das geochronologische Gerüst für die Landschaftsrekonstruktion im Untersuchungsgebiet.

---

## DISKUSSION

---

## 6. DISKUSSION

### 6.1. AUTOMATISIERTE LANDSCHAFTSKLASSIFIKATION

Die automatisierte Landschaftsklassifikation kam zu einem validen Ergebnis, was im Folgenden für die jeweiligen klassifizierten und im Gelände lokalisierten Landschaftseinheiten diskutiert wird. Der Vorteil dieser Landschaftsklassifikation ist, dass zum Untersuchungsgebiet und im Abgleich zu den Geländearbeiten flächenhafte Informationen vorliegen. Das die Landschaft hieraus in vier Landschaftseinheiten zu trennen ist, konnte für das Untersuchungsgebiet zudem durch die Geländearbeiten verifiziert werden (vgl. Fototafeln von Anhang B bis E).

Die Ergebnisse der automatisierten Landschaftsklassifikation werden mit den vier visuell abgegrenzten Landschaftseinheiten (Nördliche Tien Shan, Lösshügelland, Schwemmfächer, Schwemmlandebene) gegenübergestellt:

#### *Nördlicher Tien Shan*

Größere Hangneigungen als im Mittel, ausgeprägte Längs-Hangformen als im Mittel und die minimalen klassifizierten Höhen mit  $\geq 2.266$  m ü.NN spiegeln den Hochgebirgscharakter des Tien Shan mit starkem Relief und resultierenden Massenbewegungen wider. Diese sind von einer jüngeren Reliefüberformung durch glaziale und fluviale Prozesse überformt worden. Insbesondere intensive Forstmuster und solifluidaler Massentransport (GORBUNOV und SEVERSKY, 1999) sind hierbei für das Relief prägend. Ein aus dem SRTM3-DGM zu erwartender Fehler kann nach JACOBSEN (2004) bei  $45^\circ$  geneigtem Gelände, wie im Tien Shan vorhanden, bis zu 14,2 m betragen. Dies hat insofern Auswirkungen auf die minimal klassifizierte Höhe, welche ein Teil des Produktes (Gleichung 1) der jeweiligen Landschaftsklasse ist, das das klassifizierte Pixel eine andere absolute Höhe besitzen kann. Folglich kann es einer anderen Landschaftsklasse zugeordnet werden – je nach Produkt. Für den nördlichen Tien Shan ist eine Abgrenzung aufgrund der geomorphometrischen Parameter zur nördlichen Landschaftseinheit des Lösshügellandes festzuhalten.

#### *Lösshügelland*

Die scharfe Trennung zwischen dem Lösshügelland und dem nördlichen Tien Shan ist durch geringe Hangneigungen als im Mittel und minimal klassifizierten Höhen mit  $\geq 1.147$  m ü.NN (Landschaftsklassen 3 und 7) auch visuell im Gelände auffallend. Das dominierende Sediment ist Löss. Löss ist verfestigter Schluff, der äolisch transportiert und abgelagert wurde

---

(RICHTHOFEN, 1878; SMALLEY, 1971; PECSI, 1990). Der verfestigte Schluff wird bei Wassersättigung instabil (JIONGXIN, 1999). Niederschlag erodiert diese Sedimente. Dadurch verlagerten sich die Sedimente fluvial. Dies führte zu einer Verflachung des Reliefs.

#### *Schwemmfächer*

Die Schwemmfächer sind vorherrschend in der Landschaftsklasse 3 mit minimal klassifizierten Höhen von  $\geq 658$  m ü.NN. Die im Mittel geringeren Hangneigungen und die ausgeprägten Längs-Hangformungen deuten auf vorangegangene Sedimenttransporte und -ablagerungen hin (DSCHANPEICOB, 1974; AIZEN *et al.*, 1995). Die Sedimente wurden zum Teil auf den Schwemmfächern abgelagert. Sie werden rezent durch Flüsse durchschnitten (z.B. Fluss Issyk). Zeugnisse sind hierbei Schwemmfächerterrassen, auf denen sich ein Boden entwickeln konnte, die im Spätholozän einsetzte. Zusammen mit den archäologischen Befunden verdeutlicht diese Bodenentwicklung eine geomorphologische Stabilitätsphase in der Landschaft (ROHDENBURG und MEYER, 1968). Die Landschaftseinheiten sind sowohl klassifiziert als auch visuell scharf abgegrenzt von dem südlich gelegenen Lösshügelland.

#### *Schwemmlandebene*

Die Schwemmlandebene wird hauptsächlich der Landschaftsklasse 2 mit minimal klassifizierten Höhen von  $\geq 443$  m ü.NN und mit geringen Hangneigungen als im Mittel zugeordnet. Die Landschaftsklasse 2 zeigt, dass ein flaches Relief vorhanden ist, in der Flüsse mäandrieren, zeitweilig überflutete Gebiete existieren und Sedimente wiederholt fluvial verlagert werden. Die Schwemmlandebene ist von den Schwemmfächern scharf zu trennen und im Untersuchungsgebiet klar erkennbar.

---

## 6.2. SEDIMENTPROFILE

### 6.2.1. Nördlicher Tien Shan– Sedimentprofil MB868

Der Schluff wurde größtenteils äolisch transportiert (SUN, 2002; BOLCH, 2006; WU *et al.*, 2010). Eine äolische Ablagerung ist in Höhen von bis zu 2.800 m ü. NN belegt (KÜSTER *et al.*, 2006; MACHALETT *et al.*, 2008). Im Profil MB868 wechselt das Sediment zwischen den Segmenten I und II vom sandigen Schluff zum schluffigen Ton. Die Schichtgrenze ist diffus. Die Zunahme im Tongehalt vom Liegenden zum Hangenden kann in der chemischen Verwitterung (RAY, 1963; HALL *et al.*, 1992) und dem Prozess der Lessivierung liegen (SCHARPENSEEL *et al.*, 1986).

Die Radiokohlenstoffdatierungen sind innerhalb der einfachen Standardabweichung verschieden. Diese weisen mit zunehmender Tiefe u. GOK jüngere Radiokohlenstoffalter auf ( $2,06 \pm 0,04$  ka cal BP [0,8 m Tiefe] und  $1,81 \pm 0,05$  ka cal BP [1,7 m Tiefe]). Das Segment III wurde in 0,8 m Tiefe u. GOK an einer organischen Mischprobe (Bulkprobe) datiert. Durch die organische Bulkprobe wird ein Mischsignal gemessen (TORNQUIST *et al.*, 1992), welches den gesamten organischen Kohlenstoff in der Probe datiert. Dieser Kohlenstoff kann jedoch aus verschiedenen organischen Bestandteilen der Probe stammen und folglich nur eine Annäherung zum ursprünglichen Ablagerungsalter geben. In 1,7 m Tiefe u. GOK wurden Holzkohlereste datiert. Aus den inversen Datierungsaltern ist abzuleiten, dass die Sedimente umgelagert wurden. Die Sedimentumlagerungen können Folge menschlichen Handelns durch zunehmende Abholzung der Wälder sein (z.B. Fichte [*Picea schrenkiana*]) und somit Ablagerungen aus Bodenerosionsprozessen entsprechen (BORK, 1988; KLIMEK *et al.*, 2006).

Die Sedimente entsprechen einem durch Bodenerosionsprozesse umgelagerten Löss. Sie sind im Bezug zur prähistorischen Besiedlungsgeschichte der späten Bronzezeit und Eisenzeit zuzuordnen. Die Besiedlung durch die Saken ist für diese Zeit im südöstlichen Siebenstromland belegt (PARZINGER, 2006).

### 6.2.2. Lösshügelland

#### 6.2.2.1. Sedimentprofil MB842

Die Sedimente sind homogen, ungeschichtet, weisen keine Gradierungen auf und bestehen hauptsächlich aus Schluff. Im Segment II entwickelte sich ein tiefgründiger  $A_h$ -Horizont. Das schluffreiche Material kann aus verschiedenen Liefergebieten des Siebenstromlandes stammen

---

(SUN, 2002, MACHALETT *et al.*, 2008). In den vorgelagerten Steppen wurden aufgrund niedriger Seespiegelstände (z.B. See Balkhash), verbunden mit einer spärlichen Vegetation (KOPPEs *et al.*, 2008), Schluffe und Stäube werden für die Auswehung bereitgestellt. Hieraus entwickelten sich die bis zu 200 m mächtigen Löss am nördlichen Tien Shan (EIDAM, 2005). Die drei IRSL Datierungen im Segment I weisen auf spätpleistozäne und mittelholozäne Sedimentationsalter hin. Die Datierung in 0,8 m Tiefe u. GOK zeigt, dass sich die Bodenentwicklung frühestens im Mittelholozän ( $6,4 \pm 0,6$  ka) einsetzte. Nach ROHDENBURG und MEYER (1968) lässt sich hieraus eine mittelholozäne Stabilitätsphase für das Lösshügelland ableiten.

Massenbewegungen sind im Sedimentprofil MB842 nicht erkennbar. Aufgrund von Textur und Struktur der schluffreichen Sedimente ist ein äolischer Ursprung abzuleiten. Zur prähistorischen Besiedlungsgeschichte sind für das Sedimentprofil MB842 keine Bezüge festzustellen.

#### 6.2.2.2. *Sedimentprofil MB925*

Das Segment I ist homogen, ohne Schichtungsmerkmale und schwach durchwurzelt. Es zeigt keine Korngrößendifferenzierungen und entspricht autochthonem Löss. Mit einer diffusen Grenze zum Segment II sind im Hangenden vereinzelt kantengerundete Steine ( $<10$  cm  $\varnothing$ ) in den Schluff eingebettet, die auf fluviale Transportprozesse hinweisen (KNIGHTON, 1998). Ein Übergang von äolischen (Segment I) zu fluvialen Prozessen (Segment II) ist abzuleiten. Es fehlt der zeitliche Bezug aufgrund der fehlenden Datierungen.

Der erhöhte Gehalt an organischem Kohlenstoff (TOC) Segment III weist auf eine in-situ Überformung durch Bodenbildungsprozesse hin (EDWARDS *et al.*, 1999). Das Segment III bildet den entwickelten  $A_h$ -Horizont ab. Hieraus ist eine landschaftliche Stabilitätsphase abzuleiten (ROHDENBURG und MEYER, 1968).

#### 6.2.2.3. *Sedimentprofil MB926*

Die Hauptkorngröße im Sedimentprofil MB926 ist Schluff (66-82 Vol.-%). Löss sind dominant schluff- und karbonatreich (SMALLEY, 1971; PECSI, 1990; DODONOV, 1991; FRECHEN *et al.*, 2003). Die Sand- und Schluffgehalte der Segmente I und IV schwanken und weisen Gradierungen auf. Gradierungen entstehen unter anderem, wenn fließendes Wasser Sedimente verla-

---

gert und mit ablaufender Hochwasserwelle und sich damit sukzessive verringernder Fließgeschwindigkeit die Sedimente abgelagerten (CHURCH, 2002; LOCZY *et al.*, 2009).

Die Tongehalte variieren im gesamten Sedimentprofil. Ton entsteht in Folge von Verwitterungsprozessen (HALL *et al.*, 1992). Die mittleren Schluff-Ton-Verhältnisse als Korngrößen-spezifischer Verwitterungsindex (RAY, 1963) sind in den Segmenten I – III gleich. Die hohen Werte des elementspezifischen Verwitterungsindex (mCIA) im Segment IV weisen jedoch auf intensivere chemische Verwitterung hin. Die niedrigen mCIA-Werte in Segment II werden durch postsedimentär gebildete Kalkkonkretionen verursacht (FIEDLER, 2001). Zudem ist der TOC-Gehalt niedrig, was auf eine fehlende Bodenentwicklung in Segment II hinweist.

Für Segment I liegen zwei IRSL Datierungen vor mit Altern von  $7,0 \pm 0,5$  ka in 3,25 m Tiefe u. GOK und  $9,1 \pm 0,6$  ka, 2,25 m Tiefe u. GOK. Es liegt in Segment I mithin eine Altersinversion vor. FUCHS und LANG (2009) weisen nach, dass aufgrund von Erosionsprozessen eine Durchmischung zeitlich getrennt abgelagerter Sedimente erfolgt. Aufgrund der beschriebenen Datierungen ist anzunehmen, dass dies in der wiederholten Erosion und Ablagerung der Sedimente begründet ist.

Die Radiokohlenstoffdatierungen im Segment II (1,95 m und 2,01 m Tiefe u. GOK) weisen auf spätholozäne Ablagerungen hin. Als Folge der zunehmenden Abholzung, Überweidung und Bergbautätigkeit durch den Menschen erhöht sich der Nutzungsdruck auf die Landschaft (WAGNER, 2001; MÄCKEL *et al.*, 2003; LEHMKUHL *et al.*, 2011). Dadurch wurde die Vegetationsbedeckung zerstört und das freiliegende Sediment erodiert (BORK, 1988; KLIMEK *et al.*, 2006; FUCHS *et al.*, 2010). Die Erosionsprozesse sind zum Einem dem mittleren Holozän, der vermeintlich unbesiedelten Zeit des südöstlichen Siebenstromlandes, und zum Anderen dem Spät-Holozän, dem Beginn der Besiedlung durch die Andronovo-Fedorovka-Kultur, zuzuordnen. Sie belegen folglich Aktivitätsphasen der Landschaft (ROHDENBURG und MEYER, 1968) seit dem mittleren Holozän (Maximalalter).

### 6.2.3. Schwemmfächer – Sedimentprofil MB924

Das Sedimentprofil MB924 verteilt sich auf zwei Terrassenniveaus. Die Hauptkorngröße der Sedimente ist Grobschluff.

*Terrassenniveau 1:* Kantengerundete Gerölle (63 – 200 mm; Segment I) sind unter feinsandigen Schluffen (Segment II) aufgeschlossen. Die kantengerundeten Gerölle sind ein Beleg



---

für fluviale Transportprozesse (DAMANTI, 1993; BURT und ALLISON, 2010). Die mittleren Schluff-Ton-Verhältnisse (RAY, 1963), als ein Indikator für postsedimentäre Verwitterungsprozesse, sind im gesamten Aufschluss quasi konstant. Dagegen ist eine Gradierung aus den Schluff- und Sandgehalten im Segment II erkennbar. Die Schluffgehalte nehmen von 53 Vol.-% auf 68 Vol.-% vom Liegenden zum Hangenden zu, die Sandgehalte hingegen nehmen von 39 Vol.-% auf 20 Vol.-% ab. Die geringeren TIC-Gehalte im Segment III, dem A<sub>n</sub>-Horizont, weisen auf die Auswaschung von Karbonaten hin (FIEDLER, 2001).

Die Datierungen der schluffreichen Sedimente (Segment II) weisen auf spätpleistozäne Ablagerungsalter hin. Nach BONDAREV *et al.* (1997) lassen sich wärmere Klimabedingungen mit einem Abschmelzen der Gletscher im Tien Shan mit dem Übergang zum Früh-Holozän nachweisen, infolge derer es zur Erosion der schluffreichen, spätpleistozänen Sedimente kam. Mit dem Übergang zum Segment III beginnt die mittelholozäne Sedimentation. In diesen Sedimenten hat sich ein A<sub>n</sub>-Horizont entwickelt. Diese Bodenentwicklung zeigt, dass seit dem Spätholozän Aktivitätsphasen in der Landschaft fehlen (ROHDENBURG und MEYER, 1968).

Besiedlungsgeschichtlich lassen sich auf dem Terrassenniveau I die sakischen Kurgane (Grabhügel) fassen. Sie stellen archäologische Marker der Landschaft dar (BUTZER, 1964). Zum Problem der chronologischen Einordnung von Kurganen sei an dieser Stelle auf ALEKSEEV *et al.* (2002) und PUSTOVOYTOV *et al.* (2007) verwiesen. Nach ROSEN *et al.* (2000) wurde ein beprobter Schwemmfächer (20 km westlich von Issyk) in der Bronze- und Eisenzeit nachweislich von Saken für Siedlungen und Land- und Weidewirtschaft genutzt. Entsprechende menschliche Einflüsse auf die Landschaft sind in den beprobten Sedimenten nicht festzustellen. Vielmehr deutet der entwickelte Boden auf eine landschaftliche Stabilitätsphase hin (ROHDENBURG und MEYER, 1968). Die kulturelle Nutzung durch die sakischen Bestattungsriten folgte. Dadurch ist eine Nutzung der Landschaft durch die Saken und damit eine Verknüpfung zur Besiedlungsgeschichte aus den Ergebnissen abzuleiten. Eine land- und weidewirtschaftliche Nutzung sind nicht nachweisbar.

*Terrassenniveau 2:* Das Segment II weist mit einer Radiokohlenstoffdatierung im Flussbett des Issyk eine rezente Ablagerung auf. Das Flussbett des eingeschnittenen Flusses Issyk ist verwildert und in Akkumulationsterrassen eingebettet. Die Sedimente werden in dem verwilderten Gerinnebett stetig verlagert (HARVEY *et al.*, 2005; ORWIN *et al.*, 2010).

---

## 6.2.4. Schwemmlandebene

### 6.2.4.1. Sedimentprofil MB93 I

Die Sedimente im Segment I zeichnen sich durch einen undurchwurzelt und feinsandigen Schluff aus. Das Segment I ist mit der Radiokohlenstoffmethode auf  $5,78 \pm 0,09$  ka cal BP (2,3 m Tiefe u. GOK) datiert. Die Sedimente sind dem Mittelholozän zuzuordnen. Mit einer scharfen Grenze zum Segment II ist ein Sandband eingeschaltet (2,2 m – 2,3 m Tiefe u. GOK). Aufgrund des Korngrößenwechsels und des scharfen Übergangs zwischen den Segmenten sind Sedimentablagerungen durch fluviale Prozesse anzunehmen.

Das insgesamt tonige Segment III im Hangenden, ist ferner durch erhöhte TIC-Gehalte gekennzeichnet. Das ca. 1,7 m mächtige Segment III datiert in das Mittelholozän ( $5,13 \pm 0,12$  ka cal BP; 1,2 m Tiefe u. GOK). Das hangende Segment IV ist gleichfalls mittelholozänen Alters ( $5,2 \pm 0,3$  ka in 0,6 m Tiefe u. GOK). Bei sonst gleicher Fazies sind die starke Durchwurzelung und die erhöhten TOC-Gehalte Hinweis auf einen  $A_h$ -Horizont und belegen rezente oder sub-rezente Bodenbildungsprozesse.

Das 2,4 m mächtige fluviale Sediment der Segmente I bis IV wurde innerhalb des Mittelholozäns (ca. 5-6 ka) abgelagert. Das das abgelagerte Sediment eine Folge von Bodenerosionsprozessen ist, ist nicht belegbar (BORK, 1988; HE et al., 2006). Das Siebenstromland war im Mittel-Holozän vermeintlich unbesiedelt (PARZINGER, 2006). Auffällig sind die Parallelen der im Sedimentprofil MB93 I nachgewiesenen Aktivitätsphasen mit den von BOND et al. (2003) beschriebenen abrupten, zyklischen Klimaabkühlungen für 8,2 ka, 5,9 ka, 4,3 ka und 2,8 ka BP.

### 6.2.4.2. Sedimentprofil MB92 I

Die Sedimente sind karbonatreich. Der TIC-Gehalt ist im Segment II mit 7,9 Gew.-% am höchsten. Im Segment II datiert eine Probe zu  $4,66 \pm 0,12$  ka cal BP nach Radiokohlenstoff in das Mittelholozän. Die Sedimente sind entlang eines mäandrierenden Flusses aufgeschlossen. Mäander unterliegen einer permanenten Lageveränderung (SCHUMM, 1977; ROSGEN, 1996). Eine Bodenentwicklung auf einem abgeschnürten Altarm erfolgte seit dem Mittel-Holozän.

Die Segmente IV und V sind aus tonigem Schluff zusammengesetzt und haben niedrige mittlere organische Kohlenstoffgehalte. Die Ablagerung der Sedimente erfolgte vom Spät-Pleistozän ( $18,8 \pm 2,5$  ka) bis zum Spät-Holozän ( $2,6 \pm 0,2$  ka). Die Datierungen können zur prä-

---

historischen Besiedlungsgeschichte nicht in Beziehung gesetzt werden, da das Siebenstromland im und vor dem Mittel-Holozän unbesiedelt war (PARZINGER, 2006).

#### 6.2.4.3. Sedimentprofil MB920

In den Segmenten I bis VI sind tonige Schluffe mit eingeschalteten Kiesen sowie schluffige Sande aufgeschlossen. Das Segment II zeigt zudem Rippelschichtungen auf. Rippelschichtungen sind charakteristisch für fluviale Prozesse (CANT und WALKER, 1978). Das flasergeschichtete Segment V ist stark verfestigter, beige-grauer Schluff, was auf die Ablagerung von Schwemmlöss hinweist. Die feinsandigen Segmente IV und VI umschließen das schluffige Segment V. Sie sind schwach verfestigt und haben Einzelkorngefüge.

Die fluvialen Ablagerungen sind nach AMS-<sup>14</sup>C ( $0,69 \pm ka$  cal BP) der mittelalterlichen Periode im Spät-Holozän zuzuordnen. Die IRSL-Datierungen sind mit  $1,7 \pm 0,4$  ka und  $4,4 \pm 0,6$  ka wesentlich älter. Sie verlaufen invers zur Tiefe. Im Bezug zu der jüngeren Datierung einer organischen Mischprobe in 3,25 m Tiefe u.GOK wurden  $>3$  m Sedimente maximal im Spätholozän (Ende des Mittelalters) abgelagert. Zusammen mit den inversen Datierungen nach IRSL sind hieraus eindeutige Hinweise auf spätholozäne Bodenerosionsprozesse ableitbar. Diese Sedimente entsprechen Auelehmen. Auelehme sind feinkörnige, humushaltige Lehmdecken, die sich nachweisbar auf die Abholzung und den Ackerbau durch Besiedlungstätigkeiten zurückführen lassen (GÖTZ, 2011). Dabei sind jüngere Auelehme, insbesondere des Mittelalters, noch nicht vollständig entkalkt. LEHMKUHL *et al.* (2007) zeigen für Südsibirien, dass der zunehmende Bergbau eine Abholzung bedingte, die zu Bodenerosionsprozessen führten (9.-10. Jh. v. Chr.). Der Beweis kann auch auf den nördlichen Tien Shan übertragen werden, denn er enthält gleichfalls wertvolle Rohstoffe für den Bergbau; z.B. Kupfer und Eisen (FRANZ, 1973). Die Auelehme sind entsprechend zu einer mittelalterlichen Besiedlungsphase und nicht zu einer prähistorischen Besiedlungsphase (z.B. Saken, Wusun) korrelierbar.

## 6.3. Geochronologie

### 6.3.1. Radiokohlenstoffdatierungen (AMS-<sup>14</sup>C)

Die natürlichen Schwankungen der Sonnenaktivität beeinflussen die Produktion des Radiokohlenstoffisotops (<sup>14</sup>C) aus dem Stickstoffisotop (<sup>14</sup>N) und führen zu Veränderungen des atmosphärischen <sup>14</sup>C-Gehaltes (DE VRIES, 1958). Die Veränderungen des <sup>14</sup>C-Gehaltes verlaufen zeitlich nicht linear. Dies ist durch die variierende Produktion an <sup>14</sup>C bedingt (GEYH, 2005). Im zeitlichen Verlauf sind Phasen relativ stabiler Kohlenstoffgehalte feststellbar. Diese werden als <sup>14</sup>C-Plateaus verstanden.

Die Proben, die in diesen <sup>14</sup>C-Plateaus liegen, können nicht eindeutig einem kalibrierten Alter zugeordnet werden. Zwei für diese Arbeit relevante <sup>14</sup>C-Plateaus befinden sich zwischen 300 a cal BP (Jahr 1660 AD) und 1 a cal BP (Jahr 1950 AD; HUA, 2009) sowie in ca. 2750 a cal BP (800–400 J. v. Chr.; VAN DER PLICHT, 2004). Die kalibrierten Alter (cal BP) in diesen <sup>14</sup>C-Plateaus, weisen folglich unpräzise Alter auf. Die <sup>14</sup>C-Plateaus stellen Zeitabschnitte dar, in denen der <sup>14</sup>C-Gehalt unwesentlich variiert. Somit lassen sich die mit AMS-<sup>14</sup>C datierten Proben nicht zuverlässig einordnen und bewerten. Die kalibrierten Alter täuschen daher auch einen Altersstillstand vor (BILLAMBOZ, 1990).

Im Sedimentprofil MB924 ist eine Probe des Segments II (im Terrassenniveau 2) als subrezent anzusehen (AMS-<sup>14</sup>C: 140±90 a cal BP). Das kalibrierte Alter befindet sich nach HUA (2009) innerhalb eines <sup>14</sup>C-Plateau. Der Ablagerungszeitpunkt der organischen Mischprobe kann somit Alter zwischen 300 a (Jahr 1660 AD) und 1 a cal BP (Jahr 1950 AD) annehmen. Die Probe datiert in das Spät-Holozän (<4 ka). Eine eindeutige Zuordnung zum Ablagerungszeitpunkt ist nicht ableitbar.

Ein zweites relevantes <sup>14</sup>C-Plateau befindet sich in ca. 2750 a cal BP (Abb. 43; ca. 800 – 400 J. v. Chr.; VAN DER PLICHT, 2004). Für die Datierung von archäologischen Artefakten und Monumenten (Kurganen) ist die <sup>14</sup>C-Methode anwendbar. Die Radiokohlenstoffdatierungen in Kurganen wurden an Hölzern durchgeführt. Bei der Datierung von Holz muss die Herkunft und die potentielle Nutzung vor dem Bau von Kurganen hinterfragt werden. Zur Herkunft des Holzes kann das nördliche Tien Shan als eine Quelle betrachtet werden (Fichte= *Picea schrenkiana*). Das Holz aus dem Kurgan 8 im Gräberfeld Žoan Tobe (Probe Hd-28054), ca. 60 km östlich des Untersuchungsgebietes, datiert zu 358±48 a cal BC (freundliche Mitteilung von A. GASS zu dem unpublizierten Alter von H. PARZINGER, Z. SAMAŠEV, A. NAGLER, M. NAWROTH und M.-R. BOROFFKA).

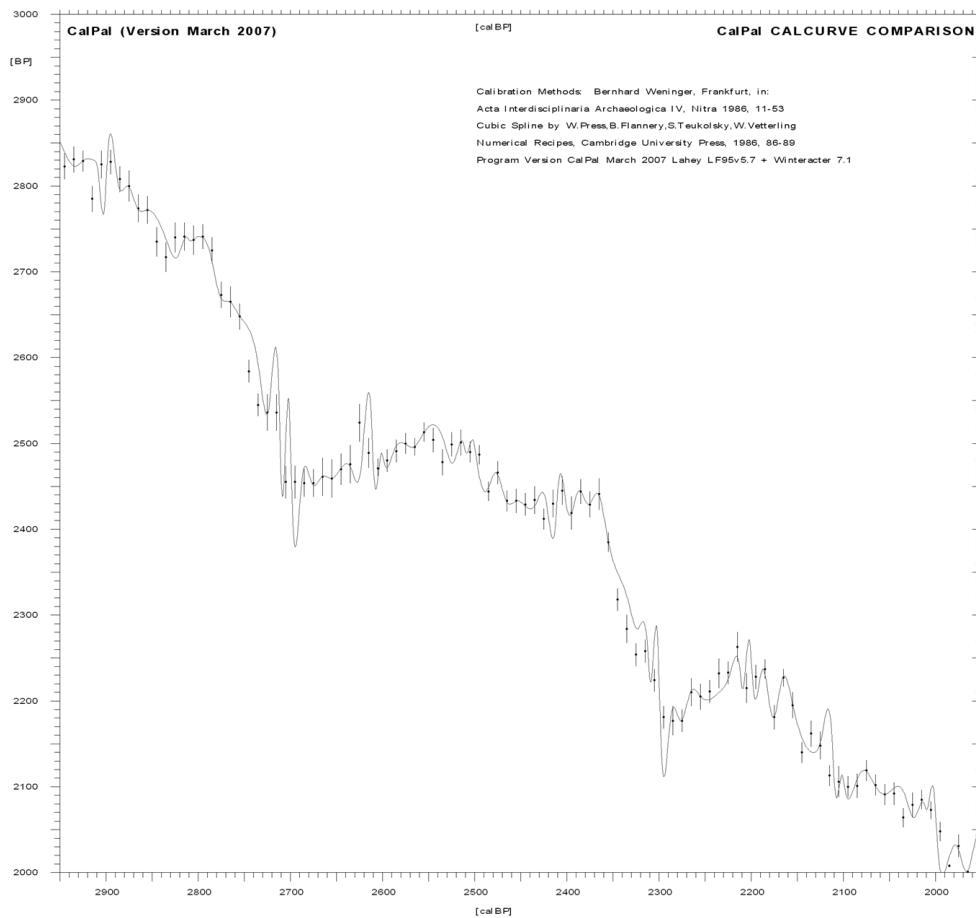


Abb. 43: <sup>14</sup>C-Plateau in ~ 2750 a cal BP nach VAN DER PLICHT (2004) mit der Kalibrierungskurve CalPal\_2007\_HULU

Durch die Kalibrierung der AMS-<sup>14</sup>C Alter kann eine geochronologische Zuordnung nur in einer breiten Zeitspanne erfolgen. AMS-<sup>14</sup>C publizierte Datierungen im Untersuchungsgebiet lagen zum Gräberfeld Issyk nicht vor. Jedoch datierte AKIŠEV (1978) unter anderem den Kurgan von Issyk relativchronologisch zu anderen Kurganen der sakischen Kultur anhand der Grabbeigaben (z.B. Münzen, Amphoren; freundliche Mitteilung von A. GASS).

---

### 6.3.2. Datierungen nach Infrarot-stimulierter Lumineszenz (IRSL)

#### *IRSL-Datierungen polymineralischer Feinkörner (4-11 $\mu\text{m}$ )*

Datierungen nach Infrarot-stimulierter Lumineszenz (IRSL) sind bereits erfolgreich auf Sedimente verschiedener geomorphologischer Ablagerungsprozesse angewandt worden; z.B. für äolische (MACHALETT *et al.*, 2008), für fluviale (RITTENOUR, 2008, LAUER *et al.*, 2010, BLÄTTERMANN *et al.*, 2012) und für glaziofluviale Sedimente (FUCHS und OWEN, 2008; LÜTHGENS *et al.*, 2010).

Sedimente können aus Quarzen und Feldspäten zusammengesetzt sein. Nach PYE *et al.* (1995) und DULLER (2008) sind Quarzdatierungen holozäner Sedimenten mit einer geringeren Lumineszenzintensität verbunden sind. Hieraus ist der Zeitpunkt der letzten Ab-/Umlagerung eines Sedimentes für holozäne Sedimente schwieriger zu quantifizieren. Da Feldspäte in Anwesenheit anderer Minerale mit Infrarotlicht selektiv stimuliert werden können, ist es nach THIEL *et al.* (2011) sinnvoll die Feinkornfraktion 4-11  $\mu\text{m}$  (Feinkorndatierung) vom Sediment zu trennen und mit Infrarot zu datieren. Mit der Datierung an Feldspäten entfielen zudem, aufgrund der für die Datierungen benötigten Reinheit der Quarze, die erforderlichen Vorbehandlungen mit Flusssäure (Quarzätzung).

#### *Fading der Feldspäte*

Mit den Feinkorndatierungen an Feldspäten sind Signalverluste mit der Zeit verbunden, die als Fading diskutiert werden (WINTLE, 1973; JAIN und SINGHVI, 2001; AUCLAIR *et al.*, 2003; WALLINGA *et al.*, 2007). Fading wird als ein Ausheilen von Strahlungsschäden im Sediment nach dessen Bestrahlung verstanden. Die Strahlungsschäden werden nach dem Ansatz des Bändermodells durch eine Rekombination von Elektronen und Elektronenfallen zwischen einem Valenz- und einem Leitungsband beschrieben (BØTTER-JENSEN *et al.*, 2003b, LÜTHGENS *et al.*, 2010). Das Ausheilen von Strahlungsschäden wird nach AITKEN (1985) mit dem Modell des quantenmechanischen Tunneleffektes diskutiert. Hieraus umgehen Elektronen beim Rekombinieren mit Fallen (Fehlstellen, *Traps*) das Leitungsband und führen damit zu einem signifikanten Ausheilen von Strahlungsschäden feldspatreicher Proben (ZÖLLER, 1995). Die datierten Alter sind aufgrund der resultierenden, geringeren  $D_e$  demnach als altersunterbestimmt zu bewerten. Deshalb erfolgte die Korrektur der  $D_e$  um die jeweilige Fadingrate. Für die datierten Proben konnten Fadingraten von 2,2 bis 4,1  $\% \text{decade}^{-1}$  gemessen werden.

---

### *Bleichung (Incomplete Bleaching)*

Die Qualität der IRSL-Datierungen wird a priori durch Transport-, Verlagerungs- und Umlagerungsprozesse der Sedimente beeinflusst. Durch Licht werden die Sedimente gebleicht, was mit einer geochronologischen Nullstellung des Alters verbunden ist (WALLINGA, 2002). Die Bleichung auf die Sedimente ist mit der letzten Um-/Ablagerung jedoch unbekannt.

Äolisch und fluvial verlagerte Sedimente weisen unterschiedliche Bleichungscharakteristiken auf. Demnach sind äolisch transportierte und abgelagerte Sedimente theoretisch einer bestmöglichen Bleichung durch (Tages-)Licht ausgesetzt (LI, 1994; CLARKE *et al.*, 1999; FUCHS *et al.*, 2010). Die Bleichung ist zudem mineralogisch variant. Quarze werden schneller gebleicht als Feldspäte was zu einer schnelleren Nullstellung des Lumineszenzsignales führt (KADEREIT *et al.*, 2006; KLASSEN *et al.*, 2006).

Aus den Ansätzen nach CLARKE *et al.* (1999), GALBRAITH *et al.* (1999, Minimum Age Model), FUCHS und Lang (2001) sowie FUCHS und OWEN (2008) werden die jeweiligen  $D_e$  statistisch korrigiert. Eine statistische Korrektur der  $D_e$  fand nicht statt, da die ermittelte  $D_e$  aus den Grobkörner der Sedimentproben (100-250  $\mu\text{m}$ ) Voraussetzung gewesen wären. Aus den gemittelten  $D_e$  sind die berechneten Alter demnach nur als Maximalalter ableitbar.

### *Qualität und Zuverlässigkeit der IRSL-Datierungen*

In Bezug zu den Lössen und löss-ähnlichen Sedimenten sind die IRSL-Datierungen aus der polymineralischen Feinkornfraktion (4-11  $\mu\text{m}$ ) aufgrund von Maximalaltern als vertrauenswürdig einzustufen. Mit dem Vergleich durch die datierungsunabhängigen Radiokohlenstoffmethode (AMS- $^{14}\text{C}$ ) sind die chronologische Einordnung und Bewertung aller Datierungen quantitativ vergleichbar.

---

# SCHLUSSFOLGERUNGEN



---

## 7. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die nachstehenden Ausführungen zielen darauf die individuellen Befunde aus den einzelnen Aufschlüssen, der geomorphologischen Untersuchungen in Verbindung mit den Ergebnissen der archäologischen Untersuchungen (GASS, im Druck) in einen großräumigen Kontext zu stellen. Es bleibt dabei zu berücksichtigen, dass sowohl zeitliche als auch räumliche Lücken bei den Daten bestehen. Zudem weisen die absoluten Altersdatierungen Unsicherheiten auf. Auf Grundlage der Ergebnisse und Befunde lässt sich die Landschaftsentwicklung in vier Phasen rekonstruieren: Spät-Pleistozän (> 11,5 ka), Früh-Holozän (11,5-8 ka), Mittel-Holozän (8-4 ka) und Spät-Holozän (< 4 ka).

Im Spät-Pleistozän (> 11,5 ka) lagerten sich am Rand des nördlichen Tien Shan schluffreiche Sedimente ab (EIDAM, 2005; MACHALETT *et al.*, 2008). Diese schluffreichen Staubakkumulationen deuten auf synsedimentär trockene und kühle Umweltbedingungen hin (PÉCSI, 1990; CHEN *et al.*, 2008). Diesen spät-pleistozänen Lössablagerungen gingen während der pleistozänen Kaltzeiten andere Lössablagerungen voraus, so dass im Vorland des Tien Shan die dort im Pleistozän abgelagerten mächtigen Lössen heute das Lösshügelland bilden (SUN, 2002). Das Lösshügelland lässt sich sowohl auf Grund seiner Reliefeigenschaften als auch auf Grund seiner Materialeigenschaften deutlich von den angrenzenden Landschaftseinheiten des Tien Shan mit seinem Hochgebirgscharakter, den Schwemmfächern und Schwemmlandebenen des Tieflandes mit ihren ausgeprägten fluvialen Sedimenten unterscheiden. Die Sedimente des Lösshügellandes waren spätestens seit dem Spät-Pleistozän Erosion und Verlagerung durch fließendes Wasser ausgesetzt. Am Rande des Lösshügellandes liegen unter den umgelagerten Lössen fluvial abgelagerte Gerölle (Aufschluss MB924); eine Datierung der Gerölle liegt nicht vor. Während dieser Phase war das Gebiet des nördlichen Tien Shan Vorlandes noch unbesiedelt (PARZINGER, 2006), so dass von einem natürlichen Prozessgefüge auszugehen ist.

Im Früh-Holozän (11,5-8 ka) herrschte im nördlichen Vorland des Tien Shan ein wärmeres und humideres Klima als im ausgehenden Pleistozän (BONDAREV *et al.*, 1997; CHEN *et al.*, 2008). Dieses waren verbunden mit dem Rückzug der Talgletscher im Tien Shan und der Schüttung ausgedehnter Schwemmfächer im Tien Shan Vorland, einhergehend mit der Ausbildung von Akkumulationsterrassen entlang der Hauptvorfluter (MOLNAR *et al.*, 1994). Auch im Lösshügelland ist die fluviale Umlagerung von Lössen nachweisbar (Aufschluss MB926). Es ist davon auszugehen, dass Auslöser der Erosion und Umlagerung der Lössen klimatische Impulse waren, da das nördliche Tien Shan auch im Früh-Holozän noch unbesiedelt war (PARZINGER,

2006). Aufgrund der geringen Datendichte wird auf weitere Schlussfolgerungen verzichtet, denn es bestehen erhebliche chronologische Lücken zwischen den Aufschlüssen in den Landschaftseinheiten.

Im Lösshügelland weisen für das Mittel-Holozän (8-4 ka) mächtige fluvial abgelagerte Sedimente mit Ereignisschichtung nahe der Stadt Issyk auf signifikante Veränderungen im geomorphologischen Prozessgefüge hin. Auslöser dieser Erosionsprozesse können die von SEREBRYANNY und SOLOMINA (1996) und CHEN *et al.* (2008) rekonstruierten zunehmend feuchteren Klimabedingungen einhergehend mit vermehrten Starkregenereignissen in dieser Region gewesen sein. Ausgeschlossen werden kann weiterhin, dass diese starken Erosionsprozesse durch den Menschen ausgelöst wurden, denn auch im Mittel-Holozän war das nördliche Tien Shan Vorland noch weitgehend unbesiedelt (PARZINGER, 2006). Für die Schwemmlandebene (Aufschluss MB921) können humidere Bedingungen mit Bodenbildungsprozessen nachgewiesen werden (JENNY, 1941; HUGGETT, 1998). Diese fossilen Böden sind heute von mindestens 2,3 m fluvialen Sedimenten überdeckt. Dieser fossile Boden weist auf eine mittelholozäne Stabilitätsphase der Landschaft im Sinne von ROHDENBURG und MEYER (1968) hin.

Im Spät-Holozän (<4 ka) sind erstmals für das Lösshügelland Erosionsprozesse nachweisbar, die mit dem Einsetzen der prähistorischen Besiedlung durch die Andronovo-Fedorovka Kultur (ca. 1,7 ka BP) in unmittelbare Beziehung zu setzen sind (BLÄTTERMANN *et al.*, 2012). Zeugnisse der prähistorischen Besiedlungsphase sind Siedlungen im Lösshügelland. Der Aufschluß MB926 zeigt jüngere Talfüllungen von Kerbsohlentälern mit alternierenden tonigen und schluffigen Lagen wie sie durch die kleinräumige Umlagerung an Hängen und in kleinen Einzugsgebieten in Folge von stärkeren Niederschlagsereignissen entstehen können, wenn die Bodenbedeckung keinen hinreichenden Schutz vor Erosion mehr bietet. Die Alter der Sedimente parallel zu Andronovo-Fedorovka Kultur lassen eine veränderte Landschaftsdynamik infolge der Besiedlung und Landnutzung annehmen. Zeitlich lässt sich diese verstärkte Landschaftsdynamik auch für die Zeit der Besiedlung durch die Saken (ca. 3,4-2,9 ka BP) nachweisen. Zwischen der Andronovo-Fedorovka-Kultur und der Saken-Kultur existiert eine Besiedlungslücke. Die Besiedlungslücke, deren Ursache weitgehend unverstanden ist, lässt sich auch nicht unmittelbar aus den Paläoumweltbedingungen ableiten (CHEN *et al.*, 2008). Veränderungen des Klimas sind erst wieder für das Subatlantikum (ca. ab 2,1 ka BP) nachgewiesen (SOLOMINA und ALVERSON, 2004; MARCHENKO *et al.*, 2007). Auffällig sind die Parallelen der im Aufschluß MB931 nachgewiesenen Phasen verstärkter Morphodynamik mit den von BOND *et al.* (2003) beschriebenen abrupten, zyklischen Klimaabkühlungen für 8,2 ka, 5,9 ka, 4,3 ka, 2,8

ka BP. Es bleibt deshalb zu prüfen, inwieweit die Besiedlungslücke zwischen Andronovo-Fedorovka-Kultur und der Saken-Kultur anthropogen verursacht (z.B. Verdrängung, Kriege) oder durch Klimaschwankungen ausgelöst wurde. Gleichzeitig gilt es zu berücksichtigen, dass die zeitliche Koinzidenz der initialen Besiedlung des nördlichen Tien Shan Vorlandes durch die Andronovo-Fedorovka-Kultur (PARZINGER, 2006) und das Auftreten vergleichsweise feuchter Klimabedingungen eine Differenzierung der Ursachen – Climate impact vs. Human impact – für die verstärkte Morphodynamik im Spät-Holozän nicht zulässt. Vor der mittleren Bronzezeit auftretende Erosionsprozesse sind auf Grund fehlender Siedlungsaktivität als natürlich einzustufen. Seit der mittleren Bronzezeit kommt es im Tien Shan Vorland wiederholt zur Überlagerung von Klimaschwankungen und Veränderungen im Besiedlungsverhalten. Im Tien Shan sind zeitgleich Gletschervorstöße um ca. 1,7–2,1 ka BP (SOLOMINA und ALVERSON, 2004) und eine Ausbreitung der Permafrostgebiete (1,7–2,0 ka BP; MARCHENKO *et al.*, 2007) nachgewiesen. Parallel zu den Gletscherrückzügen im Hochgebirge kam es im Tien Shan Vorland zur Einschneidung der Schwemmfächer und Ausdifferenzierung der Schwemmfächerterrassen und zu trockeneren Klimabedingungen (1,5–0,9 ka; YANG, 2009). Kurgane auf den obersten Niveaus der Schwemmfächer zeugen von der prähistorischen Besiedlung durch die Saken in dieser Zeit.

Ein gut ausgebildeter Boden in den hangenden Sedimenten von Aufschluß MB924 deutet auf stabile Landschaftsbedingungen auf den Schwemmfächern spätestens seit dem Subboreal hin. Gleichzeitig können für das Lösshügelland wiederholte morphodynamische Aktivitätsphasen nachgewiesen werden (Aufschluß MB926). Hier kam es während des Subboreals und Subatlantikums zu einer wiederholten fluvialen Umalgerung der Lössse und seiner Derivate bis in die Schwemmlandebene hinein. Hierzu liefern bis zu 4 m mächtige und feinkörnige Sedimentablagerungen Hinweise (Aufschluss MB920). Die korrelierten Erosionsprozesse werden auf landwirtschaftliche und siedlungswirtschaftliche Tätigkeiten in dem fruchtbaren und leicht bearbeitbaren Lösshügelland zurückgeführt.

---

# ZUSAMMENFASSUNG

---

## 8. ZUSAMMENFASSUNG

Der Fokus der Dissertation ist auf die geoarchäologische Landschaftsrekonstruktion in einem Untersuchungsgebiet des kasachischen Siebenstromlandes gerichtet, da Landschaftsrekonstruktionen ein Schlüssel zum Verständnis von Landschaftsentwicklungen sind. Zur Rekonstruktion von Landschaftsentwicklungen und Paläoumweltbedingungen sind eine Vielzahl an Geoarchiven, Proxies und Indizes anwendbar (HOELZMANN *et al.*, 2000; SCHÜTT, 2004; PLUNKETT *et al.*, 2009; SCHWANGHART *et al.*, 2009).

Die Landschaft ist in vier Landschaftseinheiten differenzierbar: a) der nördliche Tien Shan, b) das Lösshügelland, c) die Schwemmfächer und d) die Schwemmlandebene. Die archäologischen Befunde treten zum einen auf den Schwemmfächern hervor, wo die (Fürsten-)Kurgane auf Schwemmfächerterrassen in der Spätbronzezeit und Früheisenzeit errichtet worden. Zum anderen liegen die prähistorischen Siedlungen im Lösshügelland. Die prähistorischen Siedlungen befinden sich südlich der Gräberfelder. Die Siedlungsplätze im Lösshügelland liegen an den Flussufern. Durch ihre Lage am Übergang vom Lösshügelland zum Schwemmfächer wurde den Saken ein natürlicher Schutz durch das nördliche Tien Shan geboten (A. GASS, freundliche Mitteilung).

Acht Sedimentprofile wurden in den Landschaftseinheiten beprobt. Im Bezug zur prähistorischen Besiedlungsgeschichte sind spätholozäne Landschaftsveränderungen festzuhalten. Sie sind am Sedimentprofil MB926 durch Erosionsprozesse belegt (BLÄTTERMANN *et al.*, 2012). Hieraus sind auch mittelholozäne Erosionsprozesse ohne Besiedlungskontext zu schlussfolgern. Nach PARZINGER (2006) gilt das südöstliche Siebenstromland im Mittelholozän als unbesiedelt.

Die sakischen Kurgane sind bislang unzerstört auf den Schwemmfächern sichtbar. Sie sind weder erodiert noch durch Sediment überlagert worden. Die Kurgane und der entwickelte Tschernosemboden (max. 4,6 ka) belegen keine Landschaftsveränderungen (Terrassenniveau I, MB924). Anknüpfend kann der Mensch die Landschaft mit seinem Naturraumverständnis genutzt haben.

Die Förderung von Studien zur Landschaftsrekonstruktion durch die Erfassung naturräumlicher Parameter, die Analyse des geomorphologischen Formenschatzes und der interdisziplinären Verbindung zur Archäologie sind der Mehrwert für nachhaltige Beiträge zur Erforschung des menschlichen Eingriffs auf die Landschaft (Mensch-Umwelt-Beziehungen).

## SUMMARY

Landscape reconstruction plays a key role for understanding landscape developments. This thesis focuses on a geoarchaeological landscape reconstruction in a study area of the Land of Seven Rivers, Kazakhstan, for the prehistoric period of the Saks culture.

The natural environment can be subdivided into four landscape units: the northern Tien Shan Mountains, the loess hills, the alluvial fans and an alluvial plain. The Late Bronze and Early Iron Age kurgans of the Sakian culture are located on the alluvial fans. The prehistoric settlements are located southwards of the kurgan fields in the loess hills. The landscape of the loess hills has the potential for a natural defense of the settlements (GASS, in press)

In accordance with a landscape classification model, the landscape units were traversed by a transect of seven outcrops and one profile. The outcrop-related chronology permits a differentiation into at least four time-slices. The time-slice of the late Holocene (younger than 4 ka) contains chronologically quantifiable landscape changes. They document erosion phases in the loess hills and the alluvial plain. In this time-slice the alluvial fans were already developed. Sediment transports from the loess hills to the alluvial plain were controlled by the alluvial fan characteristics.

The loess hills show erosion processes that may be due to both natural and human factors. In the Late Bronze Age and Early Iron Age settlement phases, there are no traces of either increased or decreased erosion near the loess outcrop MB926. However, human-environment changes cannot be deduced (BLÄTTERMANN *et al.*, 2012). Also PARZINGER (2006) explained that landscape of the Land of Seven Rivers was unsettled before the Andronovo-Fedorovka-culture.

The Iron Age kurgans are located on the late Holocene uneroded landscape unit of alluvial fans. The kurgans are today clearly identifiable and show no traces of natural destruction by aeolian or fluvial activity. No sediment accumulations are visible on the alluvial fans. The hypothesis of an uneroded landscape unit during the late Holocene was supported by a chernozem soil horizon with a maximum age of 4.6 ka.

Promotion of landscape reconstruction studies by the acquisition of geographical parameters, analysis of geomorphological landforms with their geological backgrounds, and interdisciplinary links with archaeology are the scientific benefits for sustainable studies on the human impact on landscapes (human-environment interactions).

---

## РЕЗЮМЕ

Реконструкции ландшафта являются ключевыми в попытке объяснения пространственно-временных изменений. На территории Семиречья (Казахстан) эти изменения фиксируются пространственно и хронологически.

Затрагивая первый вопрос, природную среду Семиречья можно разделить в ландшафтном плане на четыре ландшафтные зоны. На основе исследованного трансекта, состоящего из семи выходов обнажения пород и одного профиля, и сравнивая эти данные с нашей теоритической моделью ландшафтной классификации, было выявлено соответствие между изучаемыми ландшафтными зонами и используемой моделью. В результате этого была выявлена определенная хронологическая последовательность, способствующая решению второго вопроса.

Хронологическая последовательность выходов обнаженных пород и профиля позволяет выделить четыре временных отрезка. На временном отрезке позднего голоцена хронологически прослеживались усиленные изменения ландшафта. Эти изменения можно отождествлять с фазой эрозии поверхности лёссовых предгорных отложений и наносов предгорной равнины. Конусы выноса на данном временном отрезке были уже сформированы, и транспортировка почвенного седимента от предгорных лёссовых отложений на равнинную плоскость осуществлялась естественным путем сточных вод. На конусах выноса находятся и курганы раннего железного века, сооруженные носителями сакской культуры. Наличие этих конструкций в данной ландшафтной зоне и связано с постановкой третьего вопроса.

С точки зрения геоархеологии сакские курганы РЖВ локализуются на позднеголоценовых конусах выноса. Состояние насыпи курганов не отражало никаких следов естественно-природной эрозии или следов разрушения, возникающих в следствии эоловых или флювиальных процессов. Поверхность курганов была задернована и содержала следы наносных отложений. Данные наблюдения подтверждались и наличием на конусах выносов отложенного и хорошо развитого слоя чернозёма, присутствующего здесь, как минимум, на протяжении последних 4.600 лет. В зоне лёссовых предгорных отложений наблюдается наличие периодов эрозии, которые были связаны как с геоархеологическим аспектом истории развития данной ландшафтной зоны, так и с природными изменениями окружающей среды. Усиление процесса эрозии почв на протяжении археологических периодов эпохи бронзового и раннего железного веков, связанных со временем интенсивного заселения этой территории людьми на примере выхода обнаженных пород МВ926, не было установлено. Но также не было выявлено и следов сокращения динамики эрозии, в связи с чем не представлялось возможным выделение последующих относительных изменений в системе «Человек – окружающая среда».

---

Сведение в единое целое исследований географической ландшафтной реконструкции способом учета и наблюдения параметров природной среды, анализа геоморфологических форм и применение метода междисциплинарного подхода, в данном случае, сведение с результатами археологических исследований, является существенным научным дополнением и вкладом в изучение проблемы взаимодействия системы «Человек – окружающая среда» и влияния человека на формирование ландшафта.



## DANKSAGUNG

Mein besonderer Dank gilt

### **Frau Univ.-Prof. Dr. B. Schütt**

- Vizepräsidentin (VP4) der Freien Universität Berlin
- Professur für Physische Geographie, Institut für Geographische Wissenschaften, FU Berlin

### **Herrn Hon.-Prof. Dr. M. Frechen**

- Leitung der S3 - Geochronologie und Isotopenhydrologie - des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik, Hannover
- Honorarprofessur für Physische Geographie, Institut für Geographische Wissenschaften, FU Berlin

die mir die Möglichkeit gaben, dieses äußerst anspruchsvolle und interessante Thema im Exzellenzcluster 264 TOPOI (Teilprojekt A-I-I) zu erarbeiten. Weiter danke ich allen Mitarbeitern nachfolgender Institutionen die wesentlich zum Erfolg dieser Arbeit beigetragen haben, insbesondere Jun.-Prof. Dr. W. Bebermeier, Dr. P. Hoelzmann, Prof. Dr. H. Parzinger:

Freie Universität (FU) Berlin, Geographisches Institut

**Prof. Dr. B. Schütt**, Dr. P. Hoelzmann,  
Prof. Dr. T. Rost, D. Knitter, J. Krause,  
Jun.-Prof. Dr. W. Bebermeier, A. Ramisch,  
Dr. F. Schlütz, Dr. C. Singer,  
Dr. J. Berking, J. Toth, B. Beckers,  
M. Schlöffel, J. Meister, S. Wilhelm,  
S. Schneider, R. Klinger, R. Hahn,  
M. Demirci-Scholz, E. Krings (†, 2010),  
R. Wohlfart und Dr. K. Hartmann

Stiftung Preußischer Kulturbesitz (SPK) Berlin

**Prof. Dr. Dr. h.c. mult. H. Parzinger**, Dr. des. A. Gass,  
Dr. M. Nawroth

Deutsches Archäologisches Institut (DAI) Berlin (mit Eurasien-Abteilung)

**Prof. Dr. O. Dally**, Dr. A. Nagler,  
L. van Hoof, S. Ulmer

Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG, S3), Hannover

**Prof. Dr. M. Frechen**,  
Dr. S. Tsukamoto, Dr. A. Techmer,  
P. Posimowski, S. Riemenschneider,  
Dr. T. Reimann, Dr. T. Lauer,  
Dr. A. Kunz, Dr. L. Wacha, Dr. E. Schmidt,  
Dr. A. Novothny, Dr. C. Thiel,  
Dr. S. Stadler und Dr. P. Königer

Deutsch-Kasachische Universität (DKU) Almaty, Kasachstan

**Prof. Dr. Dr. h. c. J. W. Gerlach**  
Prorektorin O. Moskowtschenko

DAAD Almaty, Kasachstan

E. Portius, U. Engert

Museum Issyk

Bekmucharbet Nurmucharbetov

Deutsches Generalkonsulat Almaty (Kasachstan)

Dr. G. Amelung, Frau Seifert

Danken möchte ich meiner Familie Blättermann (Hentschke, Denkert) die mir stets den Freiraum gegeben hat meinen Weg zu gehen. Weiter danke ich der Familie Hasdorf (Hoffmann), die mich auf diesem Weg ebenso begleitet und unterstützt hat.

Mein aufmerksamer Dank gilt meiner Verlobten Nadine und unserer Tochter Lenja, da ihnen während der Gelände- und insbesondere Schreibphasen stets zu wenig Zeit zuteil wurde.

---

## LITERATURVERZEICHNIS

- ABDRAKHMATOV, K. Y., ALDAZHANOV, S. A., HAGER, B. H., HAMBURGER, M. W., HERRING, T. A., KALABAEV, K. B., MAKAROV, V. I., MOLNAR, P., PANASYUK, S. V., PRILEPIN, M. T., REILINGER, R. E., SADYBAKASOV, I. S., SOUTER, B. J., TRAPEZNIKOV, Y. A., TSURKOV, V. Y. and ZUBOVICH, A. V., 1996. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. *Nature* 384, 450-453.
- AG BODEN, 2005. Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden: Bodenkundliche Kartieranleitung, Hrsg.: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Zusammenarbeit mit den Staatlichen Geologischen Diensten, 5. Aufl., 438 S.
- AITKEN, M. J., 1998. An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence. Oxford University Press, 280p.
- AIZEN, E. M., AIZEN, J. M., MELACK, J. M. and DOZIER, J., 1997. Climate and hydrologic changes in the Tien Shan, central Asia. *Journal of Climate* 10, 1393-1404.
- AIZEN, V. B., AIZEN, E. M. and MELACK, J. M., 1995. Climate, Snow cover, Glaciers, and runoff in the Tien Shan, Central Asia. *Journal of the American Water Resources Association* 31, 1113-1129.
- AKIŠEV, K. A., 1978. Курган Иссык. Искусство саков Казахстана, Москва-Moskau 1978 (Kurgan Issyk - in Russisch).
- ALADIN, N. V., 1993. Large saline lakes of former USSR: A summary review. *Hydrobiologia* 267, 1-12.
- ALEKSEEV, A. Y., BOKOVENKO, N. A., BOLTRIK, Y., CHUGUNOV, K. A., COOK, G., DERGACHEV, V. A., KOVALIUKH, N., POSSNERT, G., VAN DER PLICHT, J., SCOTT, E. M., SEMENTSOV, A., SKRIPKIN, V., VASILIEV, S. and ZAITSEVA, G., 2002. Some problems in the study of the chronology of the ancient nomadic cultures in Eurasia (9th - 3rd centuries BC). *Geochronometria* 21, 143-150.
- ALLMANN, R., 2003. Röntgen-Pulverdiffraktometrie. Rechnergestützte Auswertung. Phasenanalyse und Strukturbestimmung. 2. Aufl., Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg. 275 S.
- AN, Z.S., 2000. The history and variability of the East Asian palaeomonsoon climate. *Quaternary Science Reviews* 19, 171-187.
- AUBEKEROV, B. and GORBUNOV, A., 1999. Quaternary Permafrost and Mountain Glaciation in Kazakhstan. *Permafrost and Periglacial Processes* 10, 65-80.
- AUCLAIR, M., LAMOTHE, M. and HUOT, S. 2003. Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements* 37, 487-492.
- BAIPAKOV, C. M., 2008. Settlements of Sakes and Usuns on the Territory of Jetysu and Almaty, Almaty. 146-147.
- BENECKE, N., 2003. Iron Age Economy of the Inner Asian steppe. A bioarchaeological perspective from the Talgar Region in the Ily River Valley (Southeast Kazakhstan). *Eurasia Antiqua* 9, 63-84.
- BILLAMBOZ, A., 1990. Siedlungsarchäologie im Alpenvorland. *Landesdenkmalamt Baden-Württemberg*, Band 2, Kommissionsverlag K. Theiss, 354 S.
- BLÄTTERMANN, M., FRECHEN, M., GASS, A., HOELZMANN, P., PARZINGER, H. and SCHÜTT, B., 2012. Late Holocene landscape reconstruction in the Land of Seven Rivers, Kazakhstan. 1<sup>st</sup> Landscape Archaeology Conference (LAC2010). *Quaternary International* 251, 42-51.
- BÖHNER, J., 1996. Säkuläre Klimaschwankungen und rezente Klimatrends Zentral- und Hochasiens. *Göttinger Geographische Abhandlungen*. 101. 180 S.

- BÖHNER, J. und SCHRÖDER, H., 1995. Zur aktuellen Klimamorphologie in der periglazialen und glazialen Höhenstufe. Gotha. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 143, 17-32.
- BOHREN, C. F., HUFFMAN, D. R., 1998. Absorption and scattering of light by small particles. Wiley-Interscience, New York, 544p.
- BOLCH, T., 2006. GIS- und fernerkundungsgestützte Analyse und Visualisierung von Klima- und Gletscheränderungen im nördlichen Tien Shan. *Dissertation*, Universität Erlangen-Nürnberg, 210 S.
- BOLCH, T. and MARCHENKO, S. S., 2006. Significance of glaciers, rockglaciers, and ice-rich permafrost in the Northern Tien Shan as water towers under climate change conditions. *Proceedings of the Workshop - Assessment of Snow-Glacier and Water Resources in Asia*, 199-201.
- BOND, G., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., DEMENOCAL, P., PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I. and BONANI, G., 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, Vol. 278, No. 5341, 1257-1266.
- BONDAREV, L.G., GOBEDZHISHVILI and SOLOMINA, O.N. (1997) : Fluctuations of local glaciers in the southern ranges of the former USSR : 18,000-8,000 BP. *Quaternary International* 38/39, 103-108.
- BORELLI, P. 2011. Risk assessment of human induced accelerated soil erosion processes in the intermountain watersheds of central Italy - a case study of the Upper Turano Watershed (Latium-Abruzzi). *Dissertation*. Freie Universität Berlin. 278 S.
- BORK, H.R., 1988. Bodenerosion und Umwelt. *Landschafts-genese und Landschaftsökologie* 13. Abteilung für physische Geographie und Landschaftsökologie der Technischen Universität Braunschweig. 249 S.
- BORK, H.R. and LANG, A., 2003. Quantification of past soil erosion and land use/land cover changes in Germany. – Lang, A., Hennrich, K., Dikau, R. (Editor): Long Term Hillslope and Fluvial System Modelling – Concepts and Case Studies from the Rhine River Catchment. *Lecture Notes in Earth Science* 101. Springer. Heidelberg. 232-239.
- BØTTER-JENSEN, L., MCKEEVER, S.W.S. and WINTLE, A.G., 2003b. Optically Stimulated Luminescence Dosimetry. Elsevier, Amsterdam, 355p.
- BRONGER, A., 1999. Löss-Paläoboden-Sequenzen Zentralasiens als Indikatoren einer globalen Klimageschichte des Quartärs? *E&G – Quaternary Science Journal* 49, 35-54.
- BROWN, A. G., 1997. Alluvial Geoarchaeology. Cambridge University Press. UK. 401 S.
- BRÜCKNER, H., 2007. Holozäne Umweltrekonstruktion und Geoarchäologie (Kap. 2.3). - In: Deutscher Arbeitskreis für Geomorphologie (Hrsg.; Redaktion: DIKAU, R., MOLDENHAUER, K.-M. & J. BEDEHÄSING): Die Erdoberfläche - Lebens- und Gestaltungsraum des Menschen. Forschungsstrategische und programmatische Leitlinien zukünftiger geomorphologischer Forschung und Lehre. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., Berlin, Stuttgart, Suppl.-Gew. 148, 149 S.
- BURT, T. and ALLISON, R., 2010. Sediment Cascades: An Integrated Approach. Wiley and Sons. 482p.
- BUTZER, K., 1964. Environment and archeology. Methuen, London. 524p. - In: AHNERT, F. (2003): Einführung in die Geomorphologie. UTB. Stuttgart. 477 S.
- BUYLAERT, J. P., MURRAY, A. S., THOMSEN, K. J. and JAIN, M., 2009. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements* 44, 560-565.
- CANT, D.J. and WALKER, R.G., 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan. River, Canada. *Sedimentology* 25, 625–648.
- CHEN, F., YU, Z., YANG, M., ITO, E., WANG, S., MADSEN, D. B., HUANG, X., ZHAO, Y., SATO, T., JOHN B. BIRKS, H., BOOMER, I., CHEN, J., AN, C. and WÜNNEMANN, B., 2008. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quaternary Science Reviews* 27, 351-364.

- CHOPPIN, G. R., LILJENZIN, J.O. and RYDBERG, J., 2002. Radiochemistry and nuclear chemistry. 3. ed. Butterworth-Heinemann. 709p.
- CHURCH, M., 2002. Geomorphic thresholds in riverine landscapes. *Freshwater Biology* 47, 1365-2427.
- CLARKE, M.L., RENDELL, H.M. and WINTLE, A.G., 1999. Quality assurance in luminescence dating, *Geomorphology*, Vol. 29, Iss. 1-2. 173-185
- COMOLLI, R., PREVITALI, F. and SEFRNA, L., 2003. Soil development along two altitudinal transects from north-west of the Issyk-Kul Lake (Northern and central Tjan-San, Kazakhstan-Kyrgyzstan). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 26, 111-124.
- DAMANTI, J. F., 1993. Geomorphic and structural controls on facies patterns and sediment composition in a modern foreland basin. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment - Alluvial Sedimentation* 17, 221-233.
- DANZEGLOCKE, U., JÖRIS, O. und WENINGER, B., 2007. CalPal-2007online. <http://www.calpal-online.de>, 03.03.2010.
- DAVIS-KIMBALL, J., BASHILOV, V. and YABLONSKY, L., 1995. Nomads of the Eurasien steppes in the Early Iron Age. *Zinat Press*. Berkeley. CA. 398p.
- DE VRIES, H., 1958. Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth. *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetenschappen*. B61, 1-9.
- DEARING, J. A., 1994. Reconstructing the history of soil erosion. – In: ROBERTS, N. (Editor): *The Changing Global Environment*. Blackwell. Oxford, 242-261.
- DIKAU, R., BRABB, E. E. and MARK, R. M., 1991. Landform classification of New Mexico by computer. *U.S. Geological Survey, Menlo Park, California*. Open-File Report 91-634.
- DIKAU, R., 2009. Geomorphologie. Die Wissenschaft von Formen und Prozessen der Erdoberfläche. - In: Deutscher Arbeitskreis für Geomorphologie (Hrsg.; Redaktion: DIKAU, R., MOLDENHAUER, K.-M. & J. BEDEHÄSING): *Die Erdoberfläche Lebens- und Gestaltungsraum des Menschen*. Z. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd. 148: 32-40.
- DODONOV, A. E., 1991. Loess of Central Asia. *Geojournal* 24.2, 185-194.
- DODONOV, A. E. and BAIGUZINA, L. L., 1995. Loess stratigraphy of Central Asia: Palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects. *Quaternary Science Reviews* 14, 707-720.
- DOLGINOV, E. und KROPATSCHJOW, S., 1994. Abriß der Geologie Rußlands und angrenzender Staaten. Schweizerbart. Stuttgart., 174 S.
- DSCHANPEICOV, P., 1974. Эрозия Почв Казахстаинского Тяий-шаия. Академия иаук казахской сср. Алма-ата.
- DULLER, G. A. T., 2008. Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. *Boreas* 37, 589-612.
- EDWARDS, J. H., WOOD, C. W., THURLOW, D. L. and RUF, M. E., 1999. Tillage and crop rotation effects on fertility status of a Hapludalf soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol.56, 1577-1582.
- EIDAM, U., 2005. Die Variabilität der Bodenbildung in Lössdecken am Nordrand des Sailijskij-Alatau (Republik Kasachstan). Mensch und Buch Verlag. Berlin. 124 S.
- EIDAM, U., FRECHEN, M. und SCHRÖDER, H., 2004. Paläoböden im Löss bei Almaty (Kasachstan) - das Beispiel Turgenwand. *Berliner Geographische Arbeiten* Bd.96, 101-109.
- FIEDLER, H. J., 2001. Böden und Bodenfunktionen in Ökosystemen, Landschaften und Ballungsgebieten. Forum Eipos. Renningen. *Expert-Verlag*, 598 S.
- FRANZ, H.-J., 1973. Physische Geographie der Sowjetunion - I. Aufl. - Gotha; Leipzig *Haack Verlag*, 535 S.
- FRECHEN, M., OCHES, E. A. and KOHFELD, K. E., 2003. Loess in Europe - mass accumulation rates during the Last Glacial Period. *Quaternary Science Reviews* 22, 1835-1857.
- FRECHEN, M., SCHWEITZER, U. and ZANDER, A., 1996. Improvements in sample preparation for the fine grain technique. *Ancient TL* 14, 15-17.
- FUCHS, M. and LANG, A., 2009. Luminescence dating of hillslope deposits—A review. *Geomorphology* 109, 17-26.

- FUCHS, M. and OWEN, L. A., 2008. Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. *Boreas*. Vol.37. 636-659.
- FUCHS, M. und ZÖLLER, L., 2006. Geoarchäologie aus geomorphologischer Sicht - Eine konzeptionelle Betrachtung. *Erdkunde* 60, 139-146.
- FUCHS, M. and LANG, A., 2001. OSL dating of coarse-grain fluvial quartz using single-aliquot protocols on sediments from NE Peloponnese, Greece. *Quaternary Science Reviews* 20, 783-787.
- FUCHS, M., FISCHER, M. and REVERMAN, R., 2010. Colluvial and alluvial sediment archives temporally resolved by OSL dating: Implications for reconstructing soil erosion *Quaternary Geochronology* 5, 269-273.
- FUCHS, M., LANG, A. and WAGNER, G.A., 2004. The history of Holocene soil erosion in the Phlious Basin, NE Peloponnese, Greece, based on optical dating. *The Holocene*. Vol. 14-3, 334-345.
- FÜCHTBAUER, H., 1988. Sedimente und Sedimentgesteine. 4. Aufl. Stuttgart. Schweizerbart. 1141 S.
- GALBRAITH, R. F., ROBERTS, R. G., LASLETT, G. M., YOSHIDA, H. and OLLEY, J. M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from jinnium rock shelter, northern Australia: part i, experimental design and Statistical models. *Archaeometry* 41, 2, 339-364.
- GARDNER, R.A.M. and GERRARD, A.J., 2003. Runoff and soil erosion on cultivated rainfed terraces in the Middle Hills of Nepal *Applied Geography*, Vol. 23, Issue 1, 23-45.
- GASS, A., im Druck. Zum Problem der archäologischen und geoarchäologischen Untersuchungen im Siebenstromland. – BYZAS. Sammelband
- GEILENBERG, D., 2000. Bestimmung der stöchiometrischen Zusammensetzung von Hochtemperatur-Supraleite mittels ICP-Atomemissionsspektrometrie und Röntgenfluoreszenzanalyse. *Dissertation*. Universität Dortmund. 148 S.
- GEYH, M. A., 2005. Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 211 S.
- GILL, R., 1993. Chemische Grundlagen der Geowissenschaften. *Enke-Verlag*, 294 S.
- GÖTZ, D., 2011. Die wichtigsten Bodentypen Mitteleuropas: Einführung in Vorkommen, Nutzung und Methoden der Bodenkunde. Grin Verlag. München. 76 S.
- GOLDBERG, P. and MACPHAIL, R. I., 2005. Practical and Theoretical Geoarchaeology. Blackwell Publ. 472p.
- GOOSSENS, D., 2006. Aeolian deposition of dust over hills: the effect of dust grain size on the deposition pattern. *Earth Surf. Process. Landforms* 31, 762-776.
- GORBUNOV, A. P. und SEVERSKIY, E. V., 1979. Geokriologitscheskaja sysotnaja pojanost severnogo Tjan-Schanja. Kryogennye jawlenija Kasachstana i srednej Asii. Jakutsk - In: SCHRÖDER, H., GUNJA, A. und FICKERT, T. (Hrsg.), Vergleichende Periglazialmorphologie im zentralen Teil des nördlichen Tien Shan. *Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft*. Band 43. Palm und Enke, 275-300.
- GORBUNOV, A. P. and SEVERSKY, E. V., 1999. Solifluction in the Mountains of Central Asia. *Permafrost and Periglacial Processes* 10, 81-89.
- GORBUNOV, A. P. and TITKOV, S. N., 1992. Dynamics of Rock Glaciers of the Northern Tien Shan and the Djungar Ala Tau, Kazakhstan. *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 29-39.
- HAGEDORN, J. und POSER, H., 1974. Räumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozeßkombinationen auf der Erde. - In: POSER, H. [Hrsg.], Geomorphologische Prozesse und Prozeßkombinationen in der Gegenwart unter verschiedenen Klima-bedingungen. Göttingen, Vandenhoeck & Ruprecht, 439 S.
- HALL, D. W. H., WALTON, D. D., WYNN-WILLIAMS, T., CALLAGHAN, D. J. and DREWRY, W. C., 1992. Rock Weathering Soil Development and Colonization under a Changing Climate. *Biological Sciences* 338, 269-277.

- HARD, G., 1970. Der 'Totalcharakter der Landschaft'. Re-Interpretation einiger Textstellen bei Alexander von Humboldt. - In: Erdkundliches Wissen, Beiheft, Wiesbaden, S. 49-71.
- HARVEY, A. M., MATHER, A. E. and STOKES, M. H., 2005. Alluvial fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics. Geological Society London, *Special Publications*, 251, 1-4.
- HARTMANN, K., 2003. Spätpleistozäne und holozäne Morphodynamik im nördlichen Gaxun Nur Becken, Innere Mongolei, NW China. *Dissertation*, Freie Universität Berlin, 133 S.
- HE, X., ZHOU, J., ZHANG, X., TANG, K., 2006. Soil erosion response to climatic change and human activity during the Quaternary on the Loess Plateau, China. *Reg EnvironChange* 6: 10.1007/s10113-005-0004-7.
- HOELZMANN, P., KRUSE, H.-J., ROTTINGER, F., 2000. Precipitation estimates for the eastern Saharan palaeomonsoon based on a water balance model of the West Nubian Palaeo-lake Basin. *Global and Planetary Change* 26, p. 105-120.
- HUA, Q., 2009. Radiocarbon: A chronological tool for the recent past, *Quaternary Geochronology*, Vol. 4, Iss. 5, Dating the Recent Past, 378-390.
- HUANG, C.C., JIA, Y., PANG, J., ZHA, X., and SU, H., 2006. Holocene colluviation and its implications for tracing human-induced soil erosion and redeposition on the piedmont loess lands of the Qinling Mountains, northern China. *Geoderma*, Vol. 136, Issues 3-4, 838-851.
- HUNTLEY, D. J. and LAMOTHE, M., 2001. Ubiquity of anomalous fading in k-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Can. J. Earth Sciences* 38, 1093-1106.
- HUGGETT, R.J., 1998. Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review. *CATENA*. Vol.32, Is.3-4, 155-172.
- IWAHASHI, J. and PIKE, R. J., 2007. Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. *Geomorphology* 86, 409-440.
- JACOBSEN, K., 2004. Generierung und Validierung von Höhenmodellen aus Weltrauminformationen. - In: SEYFERT, E. (Hrsg.): Publikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie und Fernerkundung (DGPF). Band 13, Halle, 475-482.
- JAIN, M. and SINGHVI, A.K., 2001. Limits to depletion of blue-green light stimulated luminescence in feldspars: implications for quartz dating. *Radiation Measurements* 33, 883-892.
- JENNY, H., 1941. Factors of Soil Formation. A System of Quantitative Pedology. Dover Publications. McGraw-Hill Book Company, Inc. Berkeley, California. 191 pages.
- JIONGXIN, XU, 1999. Erosion caused by hyperconcentrated flow on the Loess Plateau of China. *Catena*. Vol. 36, Issues 1-2, 1-19.
- KADEREIT, A., SPONHOLZ, B., RÖSCH, M., SCHIER, W., KROMER, B. and WAGNER, G. A., 2006. Chronology of Holocene environmental changes at the tell site of Uivar, Romania, and its significance for late Neolithic tell evolution in the temperate Balkans. *Zeitschrift für Geomorphologie* 142, 19-45.
- KLASEN, N., FIEBIG, M., PREUSSER, F. and RADTKE, U., 2006. Luminescence properties of glacio-fluvial sediments from the Bavarian Alpine Foreland. *Radiation Measurements* 41, 866-870.
- KLIMEK, K., LANCZONT, M., NOGAJ-CHACHAJ, J., 2006. Historical deforestation as a cause of alluviation in small valleys on the Subcarpathian loess plateau, Poland. *Reg EnvironChange* 6. 10.1007/s10113-005-0008-3.
- KNIGHTON, D., 1998. Fluvial Forms and Processes: A new perspective. Oxford University Press. London. 383p.
- KÖPPEN, W., 1931. Handbuch der Klimatologie. Berlin. Bornträger. 6 Gew.
- KOKAREV, A., SCHESTEROVA, I. und SCHRÖDER, H., 1997. Die Blockgletscher im Sailijskij Alatau des Tienschan (Kasachstan). *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften* 19. 81-94
- KORJENKOV, A., POVOLOTSKAYA, I. and MAMYROV, E., 2007. Morphologic expression of Quaternary deformation in the northwestern foothills of the Ysyk-Köl basin, Tien Shan. *Geotectonics* 41, 130-148.

- KOTTEK, M., GRIESER, J., BECK, C., RUDOLF, B. and RUBEL, F., 2006. World Map of the KÖPPEN-GEIGER climate classification updated. *Meteorol. Zeitschrift*, 15, 259-263.
- KRAUSKOPF, K. B., 1967. Introduction to geochemistry. *McGraw-Hill international series in the earth and planetary sciences*. 721p.
- KRBETSCHEK, M. R., 1995. Lumineszenz-Datierung quartärer Sedimente Mittel-, Ost- und Nordostdeutschlands. *Dissertation TU Bergakademie Freiberg*. 120 S.
- KÜSTER, Y., HETZEL, R., KRBETSCHEK, M. and TAO, M., 2006. Holocene loess sedimentation along the Qilian Shan (China): significance for understanding the processes and timing of loess deposition. *Quaternary Science Reviews* 25, 114-125.
- KUGLER, H. und SCHAUB, D., 1997. Allgemeine Geomorphologie. - In: Hendl, M., Liedtke, H. (Hrsg.). *Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie*. Perthes-Verlag. Gotha. 866 S.
- LANG, A., 1996. Die Infrarot-Stimulierte-Lumineszenz als Datierungsmethode für holozäne Lössderivate. *Heidelberger Geographische Arbeiten* 103, 137 S.
- LANG, A., FUCHS, M., und WAGNER, G. A., 2004. Acht Jahrtausende Bodenerosion - Bodensedimente als Archive der Kulturgeschichte. - In: BMBF (ed.) *Alte Fragen - Neue Antworten. Neue naturwissenschaftliche Methoden in den Geisteswissenschaften*, 54-63.
- LANG, A. and HÖHNSCHIEDT, S., 1999. Age and source of colluvial sediments at Vaihingen-Enz. Germany. *Catena* 38, 89-107.
- LAUER, T., FRECHEN, M., HOSELMANN, C. and TSUKAMOTO, S., 2010. Fluvial aggradation phases in the Upper Rhine Graben—new insights by quartz OSL dating. *Proceedings of the Geologists' Association*. Vol. 121- 2, 154–161.
- LEHMKUHL, F., HILGERS, A., FRIES, S., HÜLLE, D., SCHLÜTZ, F., SHUMILOVSKIKH, L. FELAUER, T. and PROTZE, J. 2011. Holocene geomorphological processes and soil development as indicator for environmental change around Karakorum, Upper Orkhon Valley (Central Mongolia). *Catena*. Vol. 87, Issue 1, 31–44.
- LEHMKUHL, F., ZÄNDER, A., FRECHEN, M., 2007. Luminescence chronology of fluvial and aeolian deposits in the Russian Altai (Southern Siberia). *LED 2005. Quaternary Geochronology*. Volume 2, Issues 1–4, 195–201.
- LESER, H. und STÄBLEIN, G., 1975. Geomorphologische Kartierung - Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1: 25 000. Sonderheft Berlin. *Berliner Geogr. Abh.*, 39 S.
- LI, C. and YANG, S., 2010. Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? *American Journal of Science*. 310, 111-127.
- LI, S.-H., 1994. Optical dating: Insufficiently bleached sediments. *Radiation Measurements* 23, 563-567.
- LIEBIG, W., 2000. ArcView GIS : GIS-Arbeitsbuch. 2. Aufl. Heidelberg. Wichmann-Verlag. 445 S.
- LOCZY, D., KIS, E. and SCHWEITZER, F., 2009. Local flood hazards assessed from channel morphology along the Tisza River in Hungary. *Geomorphology* 113, 200-209.
- LÜTHGENS, C., BÖSE, M., and KRBETSCHEK, M., 2010. On the age of young morainic morphology in the area ascribed to the maximum extent of the Weichselian glaciation in north-eastern Germany. *Quaternary International* 222, 72-79.
- MACHALETT, B., E. A. OCHES, M. FRECHEN, L. ZÖLLER, U. HAMBACH, N. G. MAVLYANOVA, S. B. MARKOVIĆ and W. ENDLICHER, 2008. Aeolian dust dynamics in central Asia during the Pleistocene: Driven by the long-term migration, seasonality, and permanency of the Asiatic polar front, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q08Q09, 22p.
- MACMILLAN, R. A., PETTAPECE, W. W., NOLAN, S. C. and GODDARD, T. W., 2000. A generic procedure for automatically segmenting landforms into landform elements using DEMs, heuristic rules and fuzzy logic. *Fuzzy Sets and Systems* 113, 81-109.
- MÄCKEL, R., SCHNEIDER, R., SEIDEL, J., 2003. Anthropogenic Impact on the Landscape of Southern Badenia (Germany) during The Holocene—Documented By Colluvial And Alluvial Sediments. *Archaeometry* Vol. 45- 3, 487–501.

- MARCHENKO, S. S. and A. P. GORBUNOV, 1997. Permafrost changes in the northern Tien Shan during the Holocene. *Permafrost and Periglacial Processes* 8.
- MARCHENKO, S. S., GORBUNOV, A. P. and ROMANOVSKY, V. E., 2007. Permafrost warming in the Tien Shan Mountains, Central Asia. *Global and Planetary Change* 56, 311.
- MAR'JAŠEV, A. N. und GORJAČEV, A. A., 1999. А. Н. МАРЬЯШЕВ/А. А. ГОРЯЧЕВ, ПАМЯТНИКИ КУЛЬСАЙСКОГО ТИПА ЭПОХИ ПОЗДНЕЙ И ФИНАЛЬНОЙ БРОНЗЫ СЕМИРЕЧЬЯ. IN: А. Н. МАРЬЯШЕВ (MAR'JAŠEV, HRSG.), ИСТОРИЯ И АРХЕОЛОГИЯ СЕМИРЕЧЬЯ. СБОРНИК СТАТЕЙ И ПУБЛИКАЦИЙ, АЛМАТЫ, 44-5 (Historie und Archäologie im Siebenstromland, Almaty).
- MARSH, G.P., 1965. Man and Nature. Cambridge: The Harvard University Press. Reprint of the Original 1864 Edition. 512p.
- MCCAIVE, I.N. and SYVISTKI, J., 1991. Principles and methods of geological particle size analysis. Chapter 1 - In: SYVISTKI, J. (Eds.), Principles, Methods, and Application of Particle Size Analysis. Cambridge University Press. Cambridge, 388p.
- MERMET, J. M., 2007. Fundamental Principles of inductively coupled Plasmas. Chapter 2. In: Hill, S.J. (Eds.). Inductively Coupled Plasma Spectrometry and its Applications, 2<sup>nd</sup> Edition. Blackwell, Oxford, 448p.
- MOLNAR, P, BROWN, E. T., BURCHFIEL, B. C., XIANYUE, Q. D., JUN LI, F., RAISBECK, G. M., SHI, J., ZHANGMING, W., YIOU, F. and YOU, H., 1994. Quaternary Climate Change And The Formation Of River Terraces Across Growing Anticlines On The North Flank Of The Tien Shan, China. *The Journal of Geology*. Vol. 102, No. 5, 583-602.
- MÜLLER, W., 2008. Mechanische Grundoperationen und ihre Gesetzmäßigkeiten. Oldenbourg Wissenschaftsverlag GmbH. München, 327 S.
- MURRAY, A.S. and WINTLE, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73.
- NALIVKIN, D. V., 1959. Kurzer Abriss der Geologie der UdSSR. Akad.-Verl., Berlin., 163 S.
- NESBITT, H. W. and YOUNG, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-717.
- NÖLTE, J., 2002. ICP Emissionsspektrometrie für Praktiker. Grundlagen, Methodenentwicklung, Anwendungsbeispiele. Wiley. 271 S.
- ORWIN, J. F., LAMOUREUX, S. F., WARBURTON, J. and BEYLICH, A., 2010. A framework for characterizing fluvial sediment fluxes from source to sink in cold environments. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 92, 155-176.
- PARZINGER, H., 2004. Die Skythen. Beck. München. 128 S.
- PARZINGER, H., 2006. Die frühen Völker Eurasiens: Vom Neolithikum bis zum Mittelalter. Beck, München. 1046 S.
- PASSMORE, D., HARRISON, S., WINCHESTER, V., RAES, A., SEVERSKIY, I. and PIMANKINA, N., 2008. Late Holocene Debris Flows and Valley Floor Development in the Northern Zailiyskiy Alatau, Tien Shan Mountains, Kazakhstan. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 40, 548-560.
- PATNAIK, P., 2004. DEAN's Analytical Chemistry Handbook. 2<sup>nd</sup> Edition. McGraw-Hill. Getrennte Zählung.
- PECSI, M., 1990. Loess is not just the accumulation of dust. *Quaternary International* 7-8, 1-21.
- POINCARÉ, H., 1906. Der Wert der Wissenschaft. *Wissenschaft und Hypothese (La valeur de la science)*. Übersetzt von E. Weber. Teubner-Verlag. Leipzig. 252 S.
- POSEY, D.A. 1999. Cultural and spiritual values of Biodiversity. *Intermediate Technology*, Pages: 3-18.
- PRESCOTT, J. R. and HUTTON, J. T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497-500.



- PRESCOTT, J. R. and STEPHAN, L. G., 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating - Latitude, altitude and depth dependences. *PACT* 6, 17-25.
- PUSTOVOYTOV, K., SCHMIDT, K. and PARZINGER, H., 2007. Radiocarbon dating of thin pedogenic carbonate laminae from Holocene archaeological sites. *The Holocene* 17, 835 - 843.
- PYE, K., STOKES, S., and NEAL, A. 1995. Optical dating of aeolian sediments from the Sefton coast, northwest England. *Proceedings of the Geologist Association* 106, 281-292.
- RACHKOVSKAYA, E.I., VOLKOVA, E.A., KHRAMTSOV, V.N., 2003. Botanical Geography of Kazakhstan and Middle Asia (Desert Region), St. Petersburg. 424p.
- RADLOFF, W., 1866. Das Ili-Thal in Hoch-Asien und seine Bewohner. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 12, 88-97.
- RAPP, G. and HILL, C. L., 1998. Geoarchaeology. The Earth-science Approach to Archaeological Interpretation. Yale University Press. 288p.
- RAY, L., 1963. Silt-clay-ratios of Weathering profiles of Peorian Loess along the Ohio Valley. *The Journal of Geology* 71, 38-47.
- REES-JONES, J., 1995. Optical dating of young sediments using fine-grain quartz. *Ancient TL* 13, 9-14.
- RICHTHOFEN, F. von, 1878. Bemerkungen zur Lössbildung. *Verh. geol. Reichsanst.* 13 S.
- RITTENOUR, T. M., 2008. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. *Boreas* 37, 613-635.
- ROHDENBURG, H. und MEYER, B. (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? *Göttinger Bodenkundliche Berichte* 6, 127-212.
- ROMANOVSKY, V.V., 2002. Water level variations and water balance of Lake Issyk-Kul. In: KLERKX, J. and IMANACKUNOV, B. (Eds.): Lake Issyk-Kul: Its Natural Environment. Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on the Issyk-Kul Lake: Evaluation of the Environmental State and its Remediation. *Earth and Environmental Sciences*. Cholpon-Ata, Vol.13, 300p.
- ROSEN, A. M., CHANG, C. and GRIGORIEV, F. P., 2000. Palaeoenvironments and economy of Iron Age Saka-Wusun agro-pastoralists in southeast Kazakhstan. *Antiquity* 74, 611-623.
- ROSGEN, D., 1996. Applied River Morphology. Pagosa Springs (Wildland Hydrology).
- SAMAŠEV, Z., 2007. Die Fürstengräber des Siebenstromlandes. - In: MENGHIN, W., PARZINGER, H., NAGLER, A., NAWROTH., M. (Hrsg.): Im Zeichen des goldenen Greifen. Königsgräber der Skythen. *Ausstellungskatalog* (Begleitband zur Ausstellung). Ausstellung des Deutschen Archäologischen Instituts, des Museums für Vor- und Frühgeschichte und der Staatliche Museen zu Berlin. Berlin (u. a.). 340 S.
- ŠATSKIJ, N. S. und BOGDANOW, A. A., 1958. Grundzüge des tektonischen Baues der Sowjetunion : Erläuterungen zur tektonischen Karte der UdSSR und der angrenzenden Länder im Maßstab 1 : 5 000 000. Akad.-Verl., Berlin. 84 S.
- SAVOSKUL, O. S. and SOLOMINA, O. N., 1996. Late-Holocene glacier variations in the frontal and inner ranges of the Tian Shan, central Asia. *The Holocene* 6, 25-35.
- SCHARPENSEEL, H. W., TSUTSUKI, K., BECKER-HEIDMANN, P., FREYTAG, J., 1986. Untersuchungen zur Kohlenstoffdynamik und Bioturbation von Mollisol. Volume 149, Issue 5, 582-597.
- SCHEFFER, F. und SCHACHTSCHABEL, P., 2010. Lehrbuch der Bodenkunde - Scheffer; Schachtschabel. 16. Aufl. von Hans-Peter Blume. Heidelberg, Spektrum-Verlag, 569 S.
- SCHRÖDER, H., HARRISON, S., PASSMORE, D., SEVERSKIY, I.V., BLAGOVESCHENSKIY, V.P., SEVERSKIY, S.I., GLAZIRIN, G.E., VESELOV, V.V., PIVEN, E.N., PIMANKINA, N.V. and Shesterova, I.N. 2002. Assessment of Renewable Ground and Surface Water Resources and Impact of Economic Activity on Runoff in the Basin of the Ili River, Republic of Kazakhstan. Final report on project INCO-COPERNICUS. Erlangen University, 313p.
- SCHUMM, S. A., 1977. The fluvial system. New York. Wiley. 338p.

- SCHÜTT, B., 2004. Zum holozänen Klimawandel der zentralen Iberischen Halbinsel. *Relief Boden Palaeoklima*, Band 20, Hrsg. v. Kommission für Geomorphologie. Schriftleiter Horst Hagedorn. Verlag Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart. 347 S.
- SCHÜTT, B. and MEYER, M., 2011. Plenary Agenda Report for research group A-1: Central Places and their environment. Preliminary results from the research group. With contributions by B. BECKERS, J. BERKING, M. BLÄTTERMANN, R. DEL FABRO, A. GASS, D. KNITTER, K. KOHLMAYER, K. MOEDE, D. SACK, J. ŠKUNDIRIĆ - In FLESS, F., GRABHOFF, G., MEYER, M. (Eds.), Reports of the Research Groups at the TOPOI Plenary Session 2010. *eTOPOI. Journal for Ancient Studies*. Special Volume 1 (2011), 44p.
- SCHWANGHART, W., FRECHEN, M., KUHN, N.J., SCHÜTT, B., 2009. Holocene environmental changes in the Ugi Nuur basin, Mongolia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 279, 160–171.
- SEREBRYANNY, L.R. and SOLOMINA, O.N., 1996. Glaciers and climate of the mountains of the former USSR during the Neoglacial. *Mountain Research and Development*, 16 (2), p. 157-166.
- SHAHGEDANOVA, M., 2002. The Physical Geography of Northern Eurasia. Oxford University Press. 571p.
- SHNITNIKOV, A.V., BERDOVSKAYA, G.N., ZEMLYANITSYNA, L.A., LIIVA, A.A. and SEVASTYANOV, D.V., 1980. Pleistocene-Holocene history of lakes in Tien-Shan on the new data. In: *Geokhronologiya chetvertichnogo perioda (Geochronology of the Quaternary period)*. Moscow, Nauka, 159-168.
- SMALLEY, I. J., 1971. "In-situ" theories of loess formation and the significance of the calcium-carbonate content of loess. *Earth-Science Reviews*. 7, 67-85.
- SMALLEY, I.J., MAVLYANOVA, N.G., RAKHMATULLAEV, KH.L., SHERMATOV, M.SH., MACHALETT, B., DHAND, K.O., JEFFERSON, I.F., 2006. The formation of loess deposits in the Tashkent region and parts of Central Asia; and problems with irrigation, hydrocollapse and soil erosion. *Quaternary International*, DOI :10.1016/j.quaint.2005.12.002.
- SPIEB, L., 2009. *Moderne Röntgenbeugung: Röntgendiffraktometrie für Materialwissenschaftler*. 2. Aufl. Vieweg + Teubner, Wiesbaden, 564 S.
- SOLOMINA, O. and ALVERSON, K., 2004. High latitude Eurasian paleoenvironments: introduction and synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 209, 1.
- STRAUTZ, W. (1962): Auelehmbildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flußgebiet der Elbe. *Beitr. Landespflege I*; Stuttgart, 273—314.
- SUN, J., 2002. Source Regions and Formation of the Loess Sediments on the High Mountain Regions of Northwestern China. *Quaternary Research* 58, 341-351.
- SUORTTI, P., 1972. Effects of porosity and surface roughness on the X-ray intensity reflected from a powder specimen. *J. Appl. Cryst.* 5, 325-331
- TECHMER, A., ROLF, C. und WEIDENFELDER, M., 2006. Lumineszenz-Chronologie und paläomagnetische Untersuchungen des Lößprofils Alsheim (Mainzer Becken). *Mainzer Geowiss. Mitteilungen* 34, 113-134.
- THIEL, C., 2011. On the applicability of post-IR IRSL dating to different environments. *Dissertation Freie Universität Berlin*, 198p.
- THOMAS, W.L., MUMFORD, L., SAUER, C.O., 1956. *Man's Role in Changing the Face of the Earth* Volume I. University of Chicago Press. 448p.
- THOMSEN, K. J., MURRAY, A. S., JAIN, M. and BØTTER-JENSEN, L., 2008. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements* 43, 1474-1486.
- TIBALDI, A., GRAZIOTTO, E., FORCELLA, F. and GAPICH, V. H., 1997. Morphotectonic indicators of Holocene faulting in central Tien Shan, Kazakstan, and geodynamic implications. *Journal of Geodynamics* 23, 23-45.

- 
- TURNER, B.L., KASPERSON, R.E., MEYER, W.B., DOW, K.M., GOLDING, D., KASPERSON J.X., MITCHELL, R.C., RATICK, S.J., 1990. Two types of global environmental change. *Global Environ Change* 15, 1–22.
- UNESCO Atlas, 1990. International Geological Mapping Bureau Paris (C.G.M.W.).
- VANDENBERGHE, J., RENSSSEN, H., VAN HUISSTEDEN, K., NUGTEREN, G., KONERT, M., LU, H., DODONOV, A. and BUYLAERT, J.-P., 2006. Penetration of Atlantic westerly winds into Central and East Asia. *Quaternary Science Reviews* 25, 2380-2389.
- VAN DER PLICHT, J. 2004. Radiocarbon, the calibration curve and scythian chronology. Groningen University, Chapter 5, 45-61. - In: SCOTT *et al.* (eds.). Impact of the Environment on Human Migration in Eurasia. 334p.
- VAN DER VOO, R., LEVASHOVA, N. M., SKRINNIK, L. I., KARA, T. V. and BAZHENOV, M. L., 2006. Late orogenic, large-scale rotations in the Tien Shan and adjacent mobile belts in Kyrgyzstan and Kazakhstan. *Tectonophysics* 426, 335-360.
- WALLINGA, J., MURRAY, A. S. and WINTLE, A., 2000. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. *Radiation Measurements* 32, Iss. 5-6, 529-533.
- WALLINGA, J., 2002. On the detection of OSL Age Overestimation using single-aliquot techniques. *Geochronometria* 21, 17-26.
- WALLINGA, J., BOS, A. J. J., DORENBOS, P., MURRAY, A. S. and SCHOKKER, J., 2007. A test case for anomalous fading correction in IRSL dating. *Quaternary Geochronology* 2, 216-221.
- WAGNER, H.G., 2001. Mittelmeerraum. *Wissenschaftliche Buchgesellschaft*. Darmstadt. 381 S.
- WALTER, H., 1943. Die Vegetation Osteuropas unter Berücksichtigung von Klima, Boden und wirtschaftlicher Nutzung. 2. Aufl. Berlin. 180 S.
- WALTER, H., 1974. Die Vegetation Osteuropas, Nord- und Zentralasiens. Vegetationsmonographien der einzelnen Großräume. Bd. VII. Gustav Fischer Verlag. Stuttgart. 452 S.
- WINKLER, E., WINKLER, G. und BUGMANN, E., 1977. Der Geograph und die Landschaft. Festschrift zum 70.Geburtstag von Prof. Dr. Ernst Winkler. Atlantis-Verlag. 242 S.
- WINTLE, A.G., 1973. Anomalous Fading of Thermoluminescence in Mineral Samples. *Nature* 245, 143-144.
- WINTLE, A. G. and MURRAY, A. S., 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369-391.
- WU, G., ZHANG, X., ZHANG, C., GAO, S., LI, Z., WANG, F. and WANG, W., 2010. Concentration and composition of dust particles in surface snow at Urumqi Glacier No. 1, Aster, *Global and Planetary Change* 74, 34-42.
- YANG, X.P., 1991. Geomorphologische Untersuchungen in Trockenräumen NW-Chinas unter besonderer Berücksichtigung von Badanjin und Takelamagan. *Göttinger Geographische Abhandlungen* 96. 124p.
- ZÖLLER, L., 1995. Würm- und Rißlößstratigraphie und Thermolumineszenz-Datierung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten. *Habilitationsschrift*. Heidelberg, 233 S.

---

## INTERNETQUELLEN

3DEM	<a href="http://www.hangsim.com/3dem">http://www.hangsim.com/3dem</a>	Download am 16.07.2008
CalPal-Online	<a href="http://www.calpal.de">http://www.calpal.de</a>	Aufruf am 15.04.2010
GRADISTAT	<a href="http://www.geo.mtu.edu">http://www.geo.mtu.edu</a>	Download am 05.02.2010
Landsat_ETM_Szenen	<a href="http://glovis.usgs.gov">http://glovis.usgs.gov</a>	Download am 16.06.2008
SRTM3- Szenen	<a href="http://www2.jpl.nasa.gov/srtm;">http://www2.jpl.nasa.gov/srtm;</a>	Download am 14.06.2008
TOPOI Homepage	<a href="http://www.topoi.org">www.topoi.org</a>	Aufruf am 28.12.2011

### Literaturdatenbanken

IngentaConnect	<a href="http://www.ingentaconnect.com;">www.ingentaconnect.com;</a>	Aufruf am 17.06.2011
JSTOR	<a href="http://www.jstor.org;">www.jstor.org;</a>	Aufruf am 03.01.2012
Science direct	<a href="http://www.sciencedirect.com;">http://www.sciencedirect.com;</a>	Aufruf am 20.11.2012
Springer	<a href="http://www.springerlink.com;">www.springerlink.com;</a>	Aufruf am 17.10.2012
Wiley Interscience	<a href="http://onlinelibrary.wiley.com;">onlinelibrary.wiley.com;</a>	Aufruf am 01.02.2012

## SOFTWAREVERZEICHNIS

3DEM  
 ADOBE© Illustrator CS3  
 ADOBE© Reader V8.3 Pro  
 CalPal 2007  
 ESRI© ArcGIS V9.3  
 GRADISTAT  
 MICROSOFT© Excel 2007  
 PHILIPS© X'Pert Highscore V1.0b  
 RISØ Luminescence Analyst V3.24

---

# ANHANG

## ANHANGSVERZEICHNIS

Fototafeln MB868 – nördlicher Tien Shan .....	B
Fototafeln MB842 – Lösshügelland .....	B
Fototafeln MB925 – Lösshügelland .....	C
Fototafeln MB926 – Lösshügelland .....	C
Fototafeln MB924 – Schwemmfächer.....	D
Fototafeln MB931 – Schwemmlandebene .....	D
Fototafeln MB921 – Schwemmlandebene .....	E
Fototafeln MB920 – Schwemmlandebene .....	E
Laborwerte der Sedimentprofile MB921 und MB924 (RDA - Quellen im Anhang G) .....	F
Laborwerte des Sedimentprofil MB926 .....	G
Laborwerte der Sedimentprofile MB920, MB931 und MB925 .....	H
Statistische Betrachtung der gemessenen Proben aus TOC, TIC, Korngrößen und Elementen.....	I
Publikationen, Tagungsbeiträge und Vortrag .....	J
Curriculum Vitae (Lebenslauf) .....	K
CD-ROM (Dissertation im PDF-Format, Graphiken und Landschaftsaufnahmen) .....	Einband

---

**Sedimentprofil MB868 – nördlicher Tien Shan**

Das Sedimentprofil MB868, in der Landschaftseinheit des nördlichen Tien Shan erbohrt, ist in einer geomorphologischen Senke gelegen. Die Senke ist eingebettet in ein Kar.

---

**Sedimentprofil MB842 – Lösshügelland**

Der Aufschluss MB842 in der Landschaftseinheit des Lösshügellandes befindet sich in einem aktiven Abbaugelände. Oberhalb des Aufschlusses (GOK) ist relativ ebenes Wiesenland mit dem Tien Shan zu erkennen.

---

Sedimentprofil **MB925** – Lösshügelland

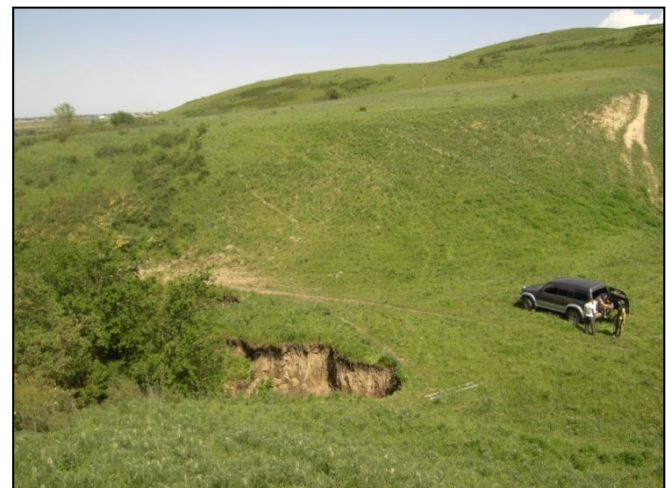


MB925 befindet sich in einem Abbaugelände und zeichnet sich durch karbonatreichen Schluff aus.



---

Sedimentprofil **MB926** – Lösshügelland



Das Sedimentprofil MB926 liegt an der Fußzone des Lösshügellandes. Rückschreitende Erosion legt das Sedimentprofil rezent frei.

---

**Sedimentprofil MB924 – Schwemmfächer**

Das Sedimentprofil MB924 als Schwemmfächeraufschluss ist im Flussbett des Issyk in zwei Terrassen beprobbar. Im rechten Bild ist das Flussbett mit Geröllen als Niederterrasse zu sehen. Auf dem rezenten  $A_{H1}$ -Horizont sind die sakischen Kurgane, die in die frühe Eisenzeit datieren, errichtet worden.

---

**Sedimentprofil MB931 – Schwemmlandebene**

Das Sedimentprofil MB931 liegt an der östlichen Terrassenkante des Flusses Issyk. Hier sind mittelholozäne Sedimente aufgeschlossen.

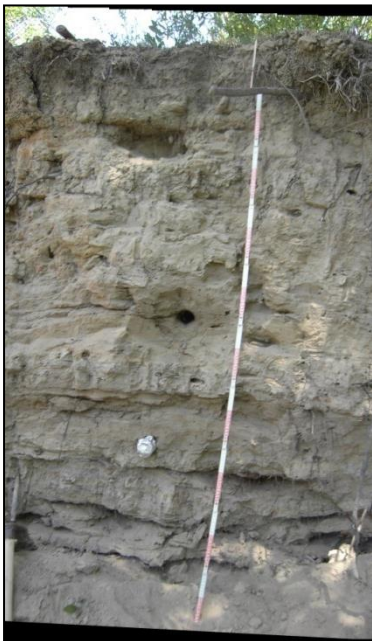


---

**Sedimentprofil MB921 – Schwemmlandebene**

MB921 ist in der Schwemmlandebene nahe dem Fluss Turgen aufgeschlossen. In zwei Terrassenniveaus lässt sich die geomorphologische Dynamik des mäandrierenden Fluvialsystems fassen.

---

**Sedimentprofil MB920 – Schwemmlandebene**

Das Sedimentprofil MB920 ist der Nördlichste des Transektes und an den Flussterrassen des Turgens beprobt worden.

## Laborwerte der Sedimentprofile MB92I und MB924 (RDA - Quellen Anhang G)

## Primäraufschluss MB921

Tiefe m u.GOK	Probe	TOC		Korngrößen (in Vol.-%)			ICP-OES (in mg*g <sup>-1</sup> )					RDA (klassifiziert in Intensitätsgrade)			
		in Gew.-%	in Gew.-%	Ton (<2 µm)	Schluff (>2µm - 63µm)	Sand (>63µm- 2000µm)	Calcium	Chrom	Kalium	Magnesium	Natrium	Quarz	Kalzit	Albit	Gips
0,25	MB152	0,01	1,58	9,9	77,6	12,5	67	0,028	1,9	7	0,4	+++	++	+	(+)
0,5	MB153	0,33	1,39	10,8	74,8	14,4	78	0,029	1,9	9	0,5	+++	++	+	++
0,75	MB154	0,39	1,58	11,3	76,9	11,8	95	0,03	2,6	10	1,14	+++	++	+	++
1	MB155	0,20	2,27	10,6	77,7	11,7	47	0,041	2,8	17	2,73	++++	++	++	(+)
1,25	MB156	0,72	1,72	9,8	77,3	12,9	44	0,041	3	16	1,33	++++	++	++	(+)
1,5	MB157	0,71	1,67	9,2	74,2	16,6	43	0,04	3,2	14	0,4	++++	++	+	(+)
1,75	MB158	0,84	1,38	11,1	73,5	15,4	43	0,035	2,6	12	0,3	++++	++	++	+
2,35	MB151	0,48	1,94	12,7	75,4	11,9	39	0,039	3,3	12	0,4	++++	++	++	(+)
3,05	MB150	0,70	1,97	11,8	77,6	10,6	52	0,036	2,9	12	0,6	++++	++	+	(+)
3,85	MB149	0,26	2,39	9,16	72,94	17,9	56	0,034	2,2	11	0,4	++++	++	++	(+)
4,01	MB148	0,73	1,06	18,1	78,2	3,7	28	0,051	3,7	13	0,5	++++	+	+	(+)
4,05	MB147	0,16	1,51	18,8	80,8	0,4	36	0,051	3,6	12	0,5	++++	++	++	(+)
4,08	MB146	0,31	7,90	16	29	55	178	0,028	2,2	11	0,4	++	+++	(+)	(+)
4,35	MB145	0,18	1,34	9,33	83,57	7,1	36	0,046	2,5	11	0,6	++++	+	++	(+)

## Primäraufschluss MB924

Tiefe m u.GOK	Probe	TOC		Korngrößen (in Vol.-%)			ICP-OES (in mg*g <sup>-1</sup> )					RDA (klassifiziert in Intensitätsgrade)		
		in Gew.-%	in Gew.-%	Ton (<2 µm)	Schluff (>2µm - 63µm)	Sand (>63µm- 2000µm)	Calcium	Chrom	Kalium	Magnesium	Natrium	Quarz	Kalzit	Albit
0,05	MB81	1,48	0,14	8,95	70,65	20,4	5,9	0,044	4	7	0,4	++++	(+)	++
0,15	MB82	1,23	0,13	10,5	59,5	30	6,9	0,04	3,9	7	0,4	++++	(+)	++
0,25	MB83	0,80	0,08	12	69,4	18,6	6,4	0,048	4,6	8	0,4	++++	(+)	++
0,35	MB84	0,43	0,34	11,8	67,5	20,7	6,3	0,046	4,1	8	0,4	++++	(+)	++
0,45	MB85	0,00	0,06	11,5	68,5	20	7,2	0,046	3,8	8	0,4	++++	(+)	++
0,55	MB86	0,00	0,07	10,8	65,6	23,6	8	0,046	4,6	9	0,5	++++	(+)	++
0,65	MB87	0,48	1,30	11,8	66,1	22,1	45	0,047	3,5	8	0,5	++++	++	+
0,75	MB88	0,60	1,30	11,9	68,1	20	55	0,038	2,9	8	0,4	++++	++	++
0,85	MB89	0,52	1,57	11,8	65,8	22,4	51	0,04	2,9	8	0,4	++++	++	++
0,95	MB90	0,52	1,47	11,6	65,2	23,2	51	0,039	2,9	8	0,4	++++	++	++
1,05	MB91	0,07	1,46	10,5	65	24,5	42	0,046	2,3	8	0,4	++++	++	++
1,15	MB92	0,00	1,64	10,1	63	26,9	42	0,04	2,8	8	0,5	++++	++	++
1,25	MB93	0,12	0,69	10,1	63	26,9	21	0,042	3,1	9	0,4	++++	+	++
1,35	MB94	0,26	0,73	8,76	52,64	38,6	28	0,036	2,5	8	0,5	++++	+	++
1,45	MB95	0,32	0,53	8,76	52,64	38,6	24	0,035	2,4	7	0,5	++++	+	++

## Laborwerte des Sedimentprofil MB926

### Primäraufschluss MB926

Tiefe m u.GOK	Probe	TOC		Korngrößen (in Vol.-%)			ICP-OES ( in mg*g <sup>-1</sup> )					RDA (klassifiziert in Intensitätsgrade)		
		in Gew.-%	in Gew.-%	Ton (<2 µm)	Schluff (>2µm - 63µm)	Sand (>63µm- 2000µm)	Calcium	Chrom	Kalium	Magnesium	Natrium	Quarz	Kalzit	Albit
0,02	MB41	3,44	1,01	8,64	66,06	25,3	41,06	0,057	4,62	11,58	0,37	++++	+	++
0,1	MB42	2,42	1,02	10,9	76,3	12,8	36,72	0,061	5,01	12,24	0,38	++++	+	+
0,23	MB43	2,51	0,51	9,76	77,94	12,3	29,72	0,061	4,96	11,93	0,42	++++	+	++
0,37	MB44	1,96	0,76	10,5	79,6	9,9	37,87	0,06	4,97	11,64	0,41	++++	++	+
0,5	MB45	1,53	1,03	9,6	80,9	9,5	44,28	0,06	4,77	12,44	0,43	++++	+	++
0,7	MB46	0,88	1,38	10,1	81,6	8,3	58,98	0,058	4,31	12,37	0,43	++++	++	++
0,92	MB47	0,94	1,72	10,3	79,5	10,2	62,11	0,056	4,35	12,32	0,47	++++	++	++
1	MB48	1,00	1,67	10,2	79,8	10	65,12	0,06	4,63	12,72	0,42	++++	++	++
1,1	MB49	0,56	1,81	8,56	77,54	13,9	65,01	0,051	4	11,64	0,43	++++	++	+
1,23	MB50	1,00	1,58	9,57	78,53	11,9	72,4	0,057	4,26	12,19	0,44	++++	++	+
1,35	MB51	0,96	1,55	9,87	79,53	10,6	66,59	0,057	4,36	12,08	0,46	++++	++	++
1,42	MB52	0,75	1,72	9,46	78,44	12,1	68,7	0,056	4,1	12,42	0,45	++++	++	++
1,62	MB53	0,83	1,66	10,1	79,4	10,5	75,61	0,058	4,42	12,42	0,46	++++	++	++
1,82	MB54	0,51	1,69	9,04	74,66	16,3	70,25	0,053	3,92	11,79	0,49	++++	++	++
2,01	MB55	0,24	1,99	9,79	81,11	9,1	75,06	0,054	3,76	11,92	0,42	++++	++	+
2,08	MB56	0,63	1,96	9,63	79,77	10,6	68,95	0,055	3,7	12,16	0,41	++++	++	++
2,16	MB57	0,54	1,55	10,2	79,6	10,2	72,89	0,058	4,1	12	0,45	++++	++	++
2,22	MB58	0,33	1,92	8,92	76,58	14,5	67,01	0,054	3,3	11,21	0,45	++++	++	++
2,31	MB59	0,93	1,57	9,64	80,26	10,1	65,97	0,056	4,04	12,07	0,41	++++	++	++
2,35	MB60	0,51	1,58	11,7	80,8	7,5	63,77	0,057	3,82	11,59	0,44	++++	+++	++
2,4	MB61	0,70	1,40	8,89	79,01	12,1	65,38	0,057	3,96	12,1	0,44	++++	++	++
2,48	MB62	0,76	1,47	9,22	78,98	11,8	68,18	0,059	3,95	12,5	0,43	++++	++	++
2,64	MB63	0,62	1,45	9,26	80,34	10,4	57,81	0,055	3,71	11,87	0,48	++++	++	+
2,74	MB64	0,92	1,34	11,7	81,2	7,1	64,09	0,062	4,61	13,68	0,43	++++	++	++
2,94	MB65	0,87	1,21	9,55	80,95	9,5	61,83	0,056	3,53	12,18	0,37	++++	++	++
3,34	MB66	0,77	1,47	8,82	75,48	15,7	69,88	0,059	4,29	13,21	0,41	++++	++	++

RDA	Mineral	Position	Referenzen
	Quarz	26,64 *20Cuk <sub>a</sub>	Wenk, H.R. und Kroll, H. (1984) in Bull. Mineral., 107, 467
	Gips	20,73 *20Cuk <sub>a</sub>	Pedersen, B.F. und Semmingsen, D. (1982) in Acta Crystallogr., Sec. B, 38, 1074
	Kalzit	29,41 *20Cuk <sub>a</sub>	Markgraf, S.A. und Reeder, R.J. (1985) in Am. Mineral., 70, 590
	Albit	27,91 *20Cuk <sub>a</sub>	Zachariasen, W.H. und Plettinger, H.A. (1965) in Acta Crystallogr., 18, 710

Klassifizierung:	< 50	-200	Impulse*s-1	=	Spuren	(+)
	> 50	-500	Impulse*s-1	=	wenig	+
	> 200	-1000	Impulse*s-1	=	etwas haltig	++
	> 500	-2500	Impulse*s-1	=	haltig	+++
	>1000	-5000	Impulse*s-1	=	viel	++++
	>2500	-10000	Impulse*s-1	=	sehr viel	+++++

## Laborwerte der Sedimentprofile MB920, MB931 und MB925

Aufschluss MB925

Tiefe m u.GOK	Probe	TOC	TIC
		in Gew.-%	in Gew.-%
0,1	MB127	2,20	0,07
0,2	MB128	2,39	0,74
0,3	MB129	1,54	1,73
0,4	MB130	0,96	2,16
0,5	MB131	0,87	2,27
0,6	MB132	1,11	1,99
0,7	MB133	0,69	2,35
0,8	MB134	0,56	2,40
0,9	MB135	0,60	2,24
0,96	MB136	1,53	1,53
1	MB137	0,95	1,90
1,1	MB138	0,78	2,12
1,2	MB139	0,75	2,16
1,3	MB140	1,45	1,42
1,32	MB141	0,71	1,83
1,4	MB142	0,78	1,89
1,5	MB143	0,89	1,64
1,6	MB144	1,10	1,78

Aufschluss MB931

Tiefe m u.GOK	Probe	TOC	TIC
		in Gew.-%	in Gew.-%
0,2	MB111	2,26	0,13
0,5	MB112	0,09	2,16
0,8	MB113	0,14	1,82
1,15	MB114	0,47	1,52
1,5	MB115	0,65	1,15
2	MB116	0,86	0,08
2,3	MB117	0,24	0,27

Aufschluss MB920

Tiefe m u.GOK	Probe	TOC	TIC
		in Gew.-%	in Gew.-%
0,05	MB04	1,94	0,90
0,15	MB12	1,64	0,58
0,23	MB09	0,69	1,23
0,3	MB29	0,46	1,08
0,36	MB16	0,54	0,94
0,43	MB18	0,94	1,87
0,48	MB07	1,71	0,97
0,55	MB05	1,11	0,81
0,6	MB14	0,28	1,04
0,7	MB15	0,63	0,99
0,8	MB13	0,24	0,33
0,9	MB17	0,24	0,69
1	MB20	0,03	1,08
1,1	MB19	0,72	1,53
1,19	MB22	0,86	0,31
1,25	MB21	0,23	0,27
1,35	MB06	0,19	0,37
1,45	MB01	0,49	0,76
1,55	MB03	0,94	1,22
1,62	MB11	0,13	0,22
1,68	MB08	1,26	1,49
1,8	MB10	0,82	0,67
1,88	MB02	0,34	1,00
2	MB39	0,00	0,14
2,1	MB36	0,00	0,58
2,2	MB32	1,59	1,42
2,3	MB23	0,02	0,24
2,4	MB28	0,23	1,19
2,5	MB34	0,02	0,15
2,6	MB33	0,06	0,11
2,7	MB30	0,12	0,18
2,8	MB37	0,01	0,44
2,9	MB40	-0,09	0,35
3	MB27	0,30	1,15
3,1	MB35	0,51	0,39
3,2	MB24	0,94	0,75
3,3	MB26	1,33	0,48
3,4	MB25	1,15	0,61
3,5	MB31	1,03	0,52
3,7	MB38	0,00	0,16

---

 Statistische Betrachtung der gemessenen Proben aus TOC, TIC, Korngrößen und Elementen

	TOC		Korngrößen (in Vol.-%)			ICP-OES (in mg*g <sup>-1</sup> )				
	in Gew.-%	in Gew.-%	Ton (<2 µm)	Schluff (>2 µm - 63 µm)	Sand (>63 µm- 2000 µm)	Calcium	Chrom	Kalium	Magnesium	Natrium
<b>Primäraufschluss MB921</b>										
Ist_Minimum	0,01	1,06	9,16	29,00	0,40	28,00	0,03	1,90	7,00	0,30
Ist_Maximum	0,84	7,90	18,80	83,57	55,00	178,00	0,05	3,70	17,00	2,73
Ist_Mittelwert	0,43	2,12	12,04	73,54	14,42	60,14	0,04	2,74	11,93	0,73
Ist_Standardabweichung	0,26	1,64	3,13	12,65	12,16	37,05	0,01	0,56	2,49	0,62
<b>Primäraufschluss MB924</b>										
Ist_Minimum	0,00	0,06	8,76	52,64	18,60	5,90	0,04	2,30	7,00	0,40
Ist_Maximum	1,48	1,64	12,00	70,65	38,60	55,00	0,05	4,60	9,00	0,50
Ist_Mittelwert	0,45	0,77	10,72	64,18	25,10	26,65	0,04	3,35	7,93	0,43
Ist_Standardabweichung	0,43	0,60	1,14	5,26	6,07	18,64	0,004	0,75	0,57	0,05
<b>Primäraufschluss MB926</b>										
Ist_Minimum	0,24	0,51	8,56	66,06	7,10	29,72	0,05	3,30	11,21	0,37
Ist_Maximum	3,44	1,99	11,70	81,60	25,30	75,61	0,06	5,01	13,68	0,49
Ist_Mittelwert	1,04	1,46	9,77	78,61	11,62	61,36	0,06	4,21	12,16	0,43
Ist_Standardabweichung	0,73	0,35	0,80	3,07	3,52	12,37	0,003	0,45	0,50	0,03
<b>Aufschluss MB925</b>										
Ist_Minimum	0,56	0,07								
Ist_Maximum	2,39	2,40								
Ist_Mittelwert	1,10	1,79								
Ist_Standardabweichung	0,51	0,57								
<b>Aufschluss MB931</b>										
Ist_Minimum	0,09	0,08								
Ist_Maximum	2,26	2,16								
Ist_Mittelwert	0,67	1,02								
Ist_Standardabweichung	0,70	0,80								
<b>Aufschluss MB920</b>										
Ist_Minimum	0,00	0,11								
Ist_Maximum	1,94	1,87								
Ist_Mittelwert	0,59	0,73								
Ist_Standardabweichung	0,54	0,44								

---

## Publikation, Tagungsbeiträge und Vortrag

### Publikation (peer-review):

BLÄTTERMANN, M., FRECHEN, M., GASS, A., HOELZMANN, P., PARZINGER, H., SCHÜTT, B., 2012. Late Holocene landscape reconstruction in the Land of Seven Rivers, Kazakhstan. *Quaternary International*. Vol. 251, Issue LAC2010. 42-51

### Tagungsbeiträge (review):

BLÄTTERMANN, M., HOELZMANN, P., SCHÜTT, B., SINGER, C., 2009. Geomorphology and Archaeology – Landscape reconstruction in SE-Kazakhstan. Posterbeitrag zum Geomorphologentag des AK Geomorphologie während des Dt. Geographentag an der Universität Wien, Österreich

BLÄTTERMANN, M., FRECHEN, M., GASS, A., HOELZMANN, P., PARZINGER, H., SCHÜTT, B., 2010. Late Holocene landscape reconstruction in the Land of Seven Rivers, Kazakhstan. Posterbeitrag der LAC2010 - 1st Conference on Landscape Archaeology, Amsterdam, Niederlande

BLÄTTERMANN, M., FRECHEN, M., TSUKAMOTO, S., SCHÜTT, B., 2010. IRSL Dating of Loessic Sediments in the Land of Seven Rivers, Kazakhstan". Posterbeitrag zur MAC2010 - 10th International Conference "Methods of Absolute Chronology", Gliwice, Polen

BLÄTTERMANN, M., CUBASCH, U., FRECHEN, M., KÖRPER, J., SCHÜTT, B., 2010. Sediment based proxies and modeled paleoprecipitation - a qualitative approach to reconstruct late Holocene landscapes in southeast Kazakhstan. Posterbeitrag zur GeoDarmstadt2010, Darmstadt, Deutschland

Postermappe der Tagungsbeiträge im Einband (CD) und

[http://www.geo.fu-berlin.de/geog/fachrichtungen/physgeog/medien/bilder/Postermappe\\_Blaettermann.pdf](http://www.geo.fu-berlin.de/geog/fachrichtungen/physgeog/medien/bilder/Postermappe_Blaettermann.pdf)

### Vortrag:

BLÄTTERMANN, M., 2009. Geoarchaeological landscape reconstruction in Zhetysu, the Land of Seven Rivers, Kazakhstan. Vortrag auf Einladung der Fakultät für Geographie und Ökologie, Kasachisch-National-Pädagogische Universität zu Abay, 12.05.2009, Almaty, Kasachstan

## **Curriculum Vitae**

Der Lebenslauf ist in der Online-Version  
aus Gründen des Datenschutzes nicht enthalten

Der Lebenslauf ist in der Online-Version  
aus Gründen des Datenschutzes nicht enthalten



Der Lebenslauf ist in der Online-Version  
aus Gründen des Datenschutzes nicht enthalten

