Bewertung des Gefährdungspotenzials von Muren infolge der Klimaänderung im Siedlungsraum des Ile Alatau (Südostkasachstan)

Jan Lentschke

mbv

Die vorliegende Arbeit wurde als Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades Dr. rer. nat im Fach Geografie an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät II der Humboldt-Universität zu Berlin eingereicht.

Tag der mündlichen Prüfung: 24. Januar 2013

Bibliografische Information der *Deutschen Nationalbibliothek*
Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.ddb.de> abrufbar.

ISBN: 978-3-86387-387-5
Zugl.: Berlin, Humboldt-Univ., Diss., 2012
Dissertation, Humboldt-Universität zu Berlin

Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt.
Alle Rechte, auch die der Übersetzung, des Nachdruckes und der Vervielfältigung des Buches, oder Teilen daraus, vorbehalten. Kein Teil des Werkes darf ohne schriftliche Genehmigung des Verlages in irgendeiner Form reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden.

Die Wiedergabe von Gebrauchsnamen, Warenbezeichnungen, usw. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutz-Gesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürfen.

This document is protected by copyright law.
No part of this document may be reproduced in any form by any means without prior written authorization of the publisher.

Alle Rechte vorbehalten | all rights reserved
© Mensch und Buch Verlag 2013
Choriner Str. 85 - 10119 Berlin
verlag@menschundbuch.de – www.menschundbuch.de

Danksagung

Zahlreiche Personen haben ihren ganz persönlichen Anteil an der Fertigstellung dieser Arbeit, daher möchte ich ihnen an dieser Stelle namentlich danken.

Zu allererst gilt mein Dank Prof. Dr. Hilmar Schröder. Er gab mir die Anregung und als Mitarbeiter an seinem Lehrstuhl die Möglichkeit zur Anfertigung der Dissertation. Besonderer Dank gilt ebenso Prof. Dr. Boris Sergeevič Stepanov (Kasachisch-Hydrometeorologischer Dienst der Republik Kasachstan „Kazgidromet"). Als Doktorvater dieser Arbeit gab er mir den Anstoß für die fachliche Ausrichtung und gemeinsam mit seiner Mitarbeiterin Dr. Rosa Jafjazova diskutierten wir Möglichkeiten und Grenzen des Vorhabens. Die hilfreichen Impulse trugen maßgeblich zum Gelingen dieser Arbeit bei.
Ohne die erfahrene logistische und organisatorische Unterstützung seitens der Mitarbeiter des Geographischen Institutes in Almaty, namentlich Institutsdirektor Prof. Dr. Achmetkal R. Medeu, Prof. Dr. Viktor P. Blagoveščenskij, Prof. Dr. Igor V. Severskij, Vasilij Kapiza, Nikolaj Kasatkin, Dr. Saša Kokarev, Dr. Nina V. Pimankina, Dr. Irina Šesterova, Dr. Turibek Tokmagambetov und Dr. Aleksander Yegorov, wäre diese Arbeit in dieser Form nicht entstanden. Ebenfalls einen bedeutenden Anteil haben die Mitarbeiter des Kasachischen Laboratoriums für alpinen Permafrost des Permafrostinstitutes „P. I. Melnikov" der Russischen Akademie der Wissenschaften in Almaty, Oleg Bermann, Prof. Dr. Aldar P. Gorbunov, Sergej Kuraškin und Dr. Ėduard V. Severskij sowie Dr. Sergej S. Marčenko vom Geophysikalischen Institut der University of Alaska Fairbanks. Für die Bereitstellung von Daten und Fotografien danke ich Dr. Vadim N. Vinochodov (Direktor der kasachischen Murenschutzorganisation „Kazselezaščita") recht herzlich.
An dieser Stelle sei auch den Kollegen des Geographischen Institutes der Humboldt-Universität zu Berlin für ihre Unterstützung gedankt: Renate Czepluch, Dr. Reinhard Kleßen, Paul Köhler, Anja Körle, Karoline Kucharzyk, Jana Lahmer, PD Dr. Mohsen Makki, Dr. Arnim Martin, Dr. Angelika Naß, Dr. Klaus Neitzel, Prof. Dr. Bernhard Nitz, Dr. Joachim Schäfer, Gerd Schilling, Dr. Michael Schirrmann und Madeleine Waniek.
Für die methodische Unterstützung bezüglich der Anwendung und Auswertung der Gleichstromgeoelektikmessungen danke ich Dr. Michael Krautblatter (Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn), Erich Lippmann (Firma Lippmann Geophysikalische Messgeräte) und Philipp Moll (Firma Geoanalysis).
Insbesondere möchte ich mich bei Herrn Matthias Parske (Abteilung Internationales der Humboldt-Universität zu Berlin) und Herrn Prof. Dr. Adilchan B. Baibatscha (Lehrstuhl für Geologie „K. Turysiova" der Kasachisch-National-Technischen Universität „K. I. Satpajev") bedanken, die mir bei der erfolgreichen Stipendienbeantragung beim Programm „Erasmus Mundus" behilflich waren und mir somit die zahlreichen Geländeaufenthalte ermöglichten. In diesem Zusammenhang gilt mein Dank Erik Kokarev, Lutz Schwaten, Machambet Pajdin, Martin Fleischner und Svetoslav Iskakov, die mich bei den Geländearbeiten begleitet und tatkräftig unterstützt haben.
Für die freundschaftliche und fachliche Zusammenarbeit möchte ich mich ebenfalls herzlich bei Thomas Fischer (Geographisches Institut der Ludwig-Maximilians-Universität München, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt) und PD Dr. Carola Küfmann (Geographisches Institut der Ludwig-Maximilians-Universität München) bedanken.
Vielen Dank auch an meine Mitbewohnerin Edda Schlager und natürlich auch an meine Gastfamilie Alissa und Volodja Uvarov sowie Konstantin G. Makarevič und seine Frau, für ihre herzliche Aufnahme in Almaty.
Ganz herzlicher Dank gilt natürlich meinen Freunden und meiner Familie, insbesondere meinen Eltern.

Vielen Dank! Большое спасибо!

Inhaltsverzeichnis

Danksagung ..... **i**

Zusammenfassung ..... **vii**

Summary ..... **ix**

Abbildungsverzeichnis ..... **xi**

Tabellenverzeichnis ..... **xiv**

Abkürzungsverzeichnis ..... **xv**

Transliteration und Transkription der kyrillischen Schriftzeichen ..... **xvi**

1 Einführung **1**

2 Naturraum des Ile Alatau **4**

2.1 Lage und Relief 4

2.2 Geologie 5

2.3 Klima 5

2.4 Vegetation 6

2.5 Permafrostverbreitung 6

3 Muren im Ile Alatau **7**

3.1 Chronologie der Murenereignisse 7

3.2 Murentypen 10

3.2.1 Auslösebedingungen 10

3.2.2 Auslöseprozess 12

3.2.3 Rheologie 14

4 Untersuchungsgegenstand **15**

4.1 Niederschlags- und Glazialmuren 15

4.2 Untersuchungsgebiet 17

4.3 Untersuchungsobjekte 18

4.3.1 Objekte des Niederschlagsmurentyps 18

4.3.2 Objekte des Glazialmurentyps 21

5 Analyse und Bewertung der murenbildenden Faktoren **24**

5.1 Morphometrie 25

5.1.1 Datengrundlage 25

5.1.2 Morphometrische Parameter der Untersuchungsobjekte 26

5.1.2.1 Niederschlagsmuren 27

5.1.2.2 Glazialmuren 31

5.1.3 Bewertung als murenbildender Faktor 33

5.2 Geologie 34

5.2.1 Geologische Situation im Untersuchungsgebiet 34

5.2.1.1 Präquartäre Geologie 35

5.2.1.2 Quartäre Sedimentation 36

5.2.2 Rezente Sedimentation innerhalb der Murenbahnen 37

5.2.3 Korngrößenzusammensetzung 39
5.2.3.1 Korngrößenzusammensetzung der Untersuchungsobjekte 40
5.2.3.2 Exkurs – Korngrößenzusammensetzung von Moränenkörpern unterschiedlichen Alters 42
5.2.4 Mineralogische Zusammensetzung 43
5.2.4.1 Quellfähigkeit und Scherfestigkeit der Tonminerale 43
5.2.4.2 Röntgenphasenanalytische Untersuchung 44
5.2.4.3 Exkurs – mineralogische Zusammensetzung von Moränenkörpern unterschiedlichen Alters 47
5.2.5 Bewertung als murenbildender Faktor 48
5.3 Meteorologische Bedingungen 50
5.3.1 Klimatische Bedingungen 50
5.3.2 Datenbasis und Vorüberlegungen 51
5.3.3 Hygrische Bedingungen 53
5.3.4 Thermische Bedingungen 61
5.3.5 Exkurs – Analyse meteorologischer Bedingungen für Murenereignisse anderer Murentypen 62
5.3.6 Bewertung als murenbildender Faktor 65
5.4 Vegetation 66
5.4.1 Zonierung des Ile Alatau und des Untersuchungsgebietes 66
5.4.2 Vegetationsverhältnisse im Untersuchungsgebiet 68
5.4.3 Vegetationscharakteristik der Untersuchungsobjekte 70
5.4.4 Einfluss der Vegetation auf die Murenbildung 71
5.4.5 Bewertung als murenbildender Faktor 73
5.5 Permafrost 73
5.5.1 Permafrostvorkommen im Untersuchungsgebiet 74
5.5.2 Einführung in die Gleichstromgeoelektrik 76
5.5.2.1 Prinzip der Gleichstromgeoelektrik 77
5.5.2.2 Eignung der Gleichstromgeoelektrik zur Sondierung von Permafrost 79
5.5.3 Gleichstromgeoelektrikmessung im Untersuchungsgebiet 80
5.5.3.1 Prinzip und Anwendung der zweidimensionalen Widerstandstomografie 81
5.5.3.2 Standorte 82
5.5.3.3 Datenverarbeitung 83
5.5.3.4 Ergebnisdarstellung der Geoelektrikmessungen an den Referenzstandorten 85
5.5.3.5 Auswertung aller Messungen 88
5.5.4 Bewertung als murenbildender Faktor 91
6 Wechselwirkungen der murenbildenden Faktoren 93
7 Analyse und Bewertung der Klimaänderung 97
7.1 Globale und nordhemisphärische Klimaänderung 97
7.2 Klimaänderung in Zentralasien und im nördlichen Tien Shan 99
7.3 Analyse der Änderung ausgewählter Klimaelemente im Untersuchungsgebiet 100
7.3.1 Verwendete Klimastationsdaten 100
7.3.2 Temperaturentwicklung 102
7.3.3 Niederschlagsentwicklung 106
7.3.4 Entwicklung der winterlichen Schneedecke 110

7.4 Auswirkungen der Klimaänderung ... 112
7.4.1 Vergletscherung ... 112
7.4.2 Murenhäufigkeit ... 113
7.4.3 Murenbildende Faktoren ... 115
7.4.3.1 Morphometrie ... 116
7.4.3.2 Geologie ... 117
7.4.3.3 Vegetation ... 117
7.4.3.4 Permafrost ... 118
7.5 Bewertung der Klimaänderung ... 118

8 Zusammenfassende Bewertungsanalyse ... 120
8.1 Vorüberlegungen zur Bewertungsanalyse ... 120
8.2 Niederschlagsmuren ... 121
8.2.1 Gegenwärtige Bedingungen ... 121
8.2.2 Klimatisch veränderte Bedingungen ... 122
8.3 Glazialmuren ... 125
8.3.1 Gegenwärtige Bedingungen ... 125
8.3.2 Klimatisch veränderte Bedingungen ... 125

9 Schlussfolgerung und Ausblick ... 128

10 Quellen und Datengrundlagen ... 130
10.1 Literatur ... 130
10.2 Kartenverzeichnis ... 143
10.3 Satellitenbilder ... 143
10.4 Daten ... 144

11 Anhang ... 145
11.1 Umschrift russischer und kasachischer Eigennamen ... 145
11.2 Murenereignisse im Ile Alatau ... 147
11.3 Murenereignisse im Tal Ulken Almaty ... 151
11.4 Fotozusammenstellung der Untersuchungsobjekte des Glazialmurentyps ... 154
11.5 Flächenanteile je 50 m Höhenintervall der Einzugsgebiete des Niederschlagsmurentyps ... 157
11.6 Korngrößenverteilung unterschiedlicher Sedimente im Ile Alatau ... 158
11.7 Kornsummenkurven des Niederschlagmurentyps ... 161
11.8 Röntgendiffraktogramme des Niederschlagsmurentyps ... 163
11.9 Schneedeckendaten der Klimastationen Ust-Gorelnik, Bolschoje Almatinskoje Osero und Mynshilki ... 166
11.10 Murenhäufigkeiten in den Tälern Kishi und Ulken Almaty – Monatsniederschlagsmengen und mittlere Monatstemperaturen für die Monate April bis September der Klimastation Mynshilki (1932 bis 2006) ... 169
11.11 Mittlere Monatstemperaturen und monatliche Niederschlagsmengen der Klimastationen Almaty, Ust-Gorelnik, Bolschoje Almatinskoje Osero, Mynshilki und Tujuksu ... 171
11.12 Grundeinstellung des Inversionsmodells ... 176
11.13 Widerstandstomogramme der Gleichstromgeoelektrikmessungen ... 177
11.14 Interpretation, Beschreibung und technische Daten der Gleichstromgeoelektrikmessung ... 188

Zusammenfassung

Der Ile Alatau zählt zu den murenaktivsten Regionen Kasachstans. Der Siedlungsraum im Gebirgsvorland an der Nordabdachung des Ile Alatau ist demnach einer beständigen Gefährdung durch Muren ausgesetzt. Inwiefern die Auswirkungen einer angenommenen Klimaänderung auf die murenbildenden Faktoren des Niederschlags- und Glazialmurentyps zur Änderung deren Gefährdungspotenzials führt und wie diese Veränderung folglich bewertet werden kann, ist Gegenstand der vorliegenden Arbeit.

Die Auswertung der zusammengestellten umfangreichen Datenbank von 234 Murenereignissen bestätigt die in der Literatur konstatierte Dominanz der Niederschlags- und Glazialmurenereignisse in den Sommermonaten. Durch deren Abhängigkeit von den klimatischen Bedingungen als Teil des Auslöseprozesses wird für diese eine verstärkte Änderung der Murenhäufigkeit infolge der Klimaänderung angenommen.
Die Untersuchungen der typenspezifischen murenbildenden Faktoren wurden an dreizehn ausgewählten Objekten innerhalb des Untersuchungsgebietes an der Nordabdachung des Ile Alatau in Südostkasachstan vorgenommen. Die ausgewählten Untersuchungsobjekte sind zum einen dadurch charakterisiert, dass sie in historischer Zeit und gegenwärtig eine Murenaktivität innerhalb ihrer rezenten Talmurenbahnen aufweisen bzw. als Moränenseen bereits existent sind. Zum anderen sind die Objekte für die Gesamtheit aller Murenobjekte dieser Typen im Untersuchungsgebiet repräsentativ.
Als murenbildende Faktoren wurden die Morphometrie, die Geologie, die meteorologischen Bedingungen, die Vegetation und der Permafrost untersucht. Die für die objektbezogene Einschätzung der Faktoren im Prozess der Murenbildung notwendigen Daten wurden teils von der kasachischen Murenschutzorganisation „Kazselezaščita“ und vom Kasachisch-Hydrometeorologischen Dienst „Kazgidromet“ bezogen. Teils wurden die Daten durch die Verarbeitung von topografischen Karten und Fernerkundungsdaten gewonnen sowie durch geomorphologisch-bodenkundlichen Untersuchungen erhoben. Ebenso wurden während mehrerer Geländeaufenthalte morphologische Kartierungen, hydrografische Vermessungen und Geoelektrikmessungen durchgeführt. Basierend auf diesen Daten wurde jeder Faktor hinsichtlich seiner Bedeutung für den Murenbildungsprozess analysiert. Ableitend wurden für jeden Faktor spezifische einzelne Kriterien herausgestellt, welche maßgeblich die Murenbildung steuern.
Für die murenbildenden Faktoren des Niederschlagsmurentyps wurden die Kriterien Hypsometrie der Einzugsgebiete, Sedimentation in den Tiefenlinien der rezenten Murenbahnen, Niederschlagsmenge und -intensität des Niederschlagsereignisses, Temperatur am Tag des Niederschlagsereignisses, Vegetationsbedeckung sowie Existenz von Permafrost in der Nähe rezenter Murenbahnen, Größe und Eisgehalt des Permafrostkörpers herausgestellt. Bei einer Bewertung der Kriterien hinsichtlich des Murenbildungsprozesses sind die Vegetationsbedeckung und die Kriterien des Permafrostes im Gegensatz zu den anderen Kriterien ohne Einflussnahme auf die rezente Murenbildung einzuschätzen.
Im Ergebnis der Analysen der Glazialmuren zeigt sich eine generelle Abhängigkeit der Murenbildung von den Faktoren Morphometrie, meteorologische Bedingungen und Permafrost. Deutlich differenzierter konnten die Kriterien für den Faktor Morphometrie unterschieden werden. Das Volumen, die Existenz eines Oberflächenabflusses, die Mächtigkeit des Moränenkörpers im Frontbereich der Moränenseen und die Charakteristik dieses Umfeldes determinieren die Murenbildung. Die meteorologischen Bedingungen und der Permafrost wurden in die Kriterien der Temperatur und der Existenz von Permafrost im Moränenkörper, Größe und Eisgehalt des Permafrostkörpers, unterschieden. Die Betrachtung der wechselseitigen Einflussnahme der Faktoren auf die jeweiligen Kriterien macht den hohen Grad der Komplexität der Murengenese deutlich.

Eine Analyse der Niederschlags- und Temperaturentwicklung der vergangenen 132 Jahre zeigt deutlich eine positive Veränderung der Temperatur, während für den Niederschlag keine eindeutige Aussage getroffen werden konnte. Gesamtheitlich führten der kontinuierliche Temperaturanstieg und die phasenweise höheren Niederschläge zu einer Begünstigung beider Murentypen, sodass bei einem eher anzunehmenden zukünftigen Temperaturanstieg von einem erhöhten Gefährdungspotenzial ausgegangen werden kann.
Die abschließende Bewertung zeigt, dass sich ein möglicher Temperaturanstieg auf den Niederschlagsmurentyp am stärksten durch eine Veränderung der Niederschlagsmenge ausdrücken wird. Durch die thermische Abhängigkeit des Aggregatzustands der Niederschläge wird infolge der Erwärmung der Anteil flüssiger Niederschläge zunehmen, sodass es trotz gleichbleibender absoluter Niederschlagsmengen zu einer Erhöhung des unmittelbaren Oberflächenabflusses kommen wird. Die Faktoren und die meisten Kriterien des Glazialmurentyps sind stark temperaturabhängig. Demzufolge sind die Auswirkungen eines Temperaturanstiegs auf die unterschiedlichen Kriterien als gleichstark zu bewerten. Dieser führt zu einer Erhöhung der Gletscherablation und folglich zu einer Volumenzunahme der Moränenseen. Mit der einhergehenden Permafrostdegradation im Moränenkörper der Seen kann sich der Oberflächenabfluss erhöhen und zur Murenbildung führen.

Summary

The Ile Alatau is one of Kazakhstan's regions most affected by active debris flows. The settlement area in the mountain foreland of the northern slope of the Ile Alatau is therefore constantly threatened by debris flows. The study at hand discusses how the effect of an assumed climate change on the debris flow forming factors of the types of rainfall and glacial debris flows will change this risk potential and how these changes can be evaluated.

The analysis of the compiled extensive data base of 234 debris flow events confirms a dominance of rainfall and glacial types of debris flows in the summer months as has been stated in literature. Due to dependence of these types of debris flow on the climatic conditions as part of their release process it can be assumed that their frequency will be more strongly influenced by climatic changes.
The examination of the type specific debris flow forming factors was conducted at thirteen selected sites within the investigation area at the northern slope of the Ile Alatau in south-eastern Kazakhstan. The selected objects are characterised by a historic and current debris flow activity in their recent valley debris flow channels or by already having been existent as moraine lakes. Furthermore the objects are representative of the entity of these debris flow types in the project investigation area.
Morphometrics, geology, meteorological conditions, vegetation and permafrost were examined as debris flow forming factors. The data needed to assess the object specific significance of the factors for the process of debris flow formation was partly provided by the Kazakh debris flow protection organisation „Kazselezaščita" and by the Kazakh hydro-meteorological service „Kazgidromet". Partly the data was obtained from processing remote sensing data or topographical maps as well as through geomorphologic-pedological analyses. During several field visits morphologic mapping, hydrographic and geoelectric measurements were conducted as a further source of data. On the basis of these data each debris flow forming factor was analysed with regard to its significance for the process of debris flow formation. Derived from the respective outcome every factor was further specified by single criteria that significantly influence the debris flow formation.
For the debris flow forming factors of the rainfall type of debris flow the criteria that have been identified are the hypsometry of the catchment area, sedimentation in the depth contour line of the recent debris flows, precipitation amount and intensity of the precipitation event, temperature on the day of the precipitation event, vegetation cover as well as the existence of permafrost in the proximity of the recent debris flow channels, size and ice content of the permafrost body. Evaluating the criteria with regard to the debris flow formation process the vegetation cover and the permafrost criteria can be assessed as insignificant for the recent debris flow formation while the other criteria are influential.
As a result of the analyses for the glacial type of debris flow it can be concluded that the debris flow formation is generally dependent on the factors morphometrics, meteorological conditions and permafrost. The criteria of the factor morphometrics could be distinguished in a more differentiated way. The volume, the existence of a surface discharge, the thickness of a moraine body in the front part of the moraine lake and the characteristics of this surrounding determine the debris flow formation. The meteorological conditions and the permafrost were further specified by the criteria temperature, existence of permafrost in the moraine body, size and ice content of the permafrost body. The consideration of the interdependent influences exerted by the factors on the relative criteria illustrates the high degree of complexity in the genesis of debris flows.
An analysis of the temperature and precipitation development during the past 132 years shows a clear temperature increase whereas the precipitation data do not reflect a linear trend. Overall the continuous warming and periods of increased precipitation have demonstrated

more favourable conditions for both types of debris flows. Therefore it can be concluded that an assumed further temperature increase will give rise to a higher risk potential.
The final evaluation showed that a possible temperature rise will most significantly affect the rainfall type of debris flow through changed precipitation amounts. Due to the thermic dependency of the aggregate state of precipitation a warming will lead to a higher share of liquid precipitation which then results in a higher immediate surface discharge even when total precipitation quantities remain constant. As the factors and most criteria of the glacial type of debris flow are strongly dependent on temperature, the impact of a temperature rise on these different criteria can be assessed as equally strong. The warming results in higher glacier degradation and thereby leads to an increased volume of moraine lakes. The consequent permafrost degradation of the moraine bodies in the lakes further favours an increased surface discharge and thus the formation of debris flows.

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Übersichtskarte des nördlichen Tien Shan 4

Abb. 2: Natürliche Murenereignisse im Ile Alatau..... 7

Abb. 3: Relative monatliche Häufigkeit witterungsbedingter Murenereignisse im Ile Alatau und im Ulken Almaty 9

Abb. 4: Relative Häufigkeit der Murentypen im Ile Alatau und im Ulken Almaty 11

Abb. 5: Lage der Untersuchungsobjekte in den Tälern Kishi und Ulken Almaty..... 19

Abb. 6: Relative vertikale Flächenverteilung je 50 m Höhenintervall des Einzugsgebietes von M4-Artschaly..... 29

Abb. 7: Hypsometrische und klinografische Kurven der Untersuchungsobjekte..... 30

Abb. 8: Geologische Verhältnisse in den Tälern Kishi und Ulken Almaty..... 35

Abb. 9: Schurf in der Tiefenlinie der Murenbahn M6-Sowetow..... 38

Abb. 10: Relative und kumulierte relative Korngrößenzusammensetzung murenbildender Sedimente im Tal des Ulken Almaty 40

Abb. 11: Charakteristische Kornsummenkurven murenbildender Sedimente ausgewählter Untersuchungsobjekte..... 42

Abb. 12: Kumulierte relative Korngrößenzusammensetzung verschiedener Moränenkörper unterschiedlichen Alters im Kumbel..... 43

Abb. 13: Scherfestigkeiten von Tonmineralen 44

Abb. 14: Röntgentexturaufnahme des Texturpräparates von M6-Sowetow 46

Abb. 15: Röntgentexturaufnahme des Texturpräparates von M1-Koktscheka 47

Abb. 16: Röntgentexturaufnahmen dreier mit Ethylenglykol bedampfter Texturpräparate von Moränenkörpern unterschiedlichen Alters im Einzugsgebiet von M7-Kumbel..... 47

Abb. 17: Klimadiagramme ausgewählter Klimastationen der Bezugsperiode 2001 bis 2010 50

Abb. 18: Höhenbedingte Änderung der Anteile fester und flüssiger Niederschläge am Jahresgesamtniederschlag an der Nordabdachung des zentralen Ile Alatau..... 53

Abb. 19: Niederschlagsmengen verschiedener Klimastationen am Tag des Niederschlagsmurenereignisses in den Tälern Kishi und Ulken Almaty sowie die kumulierten Niederschläge fünf und zehn Tage bis zum Murenereignis 55

Abb. 20: Relativer Anteil klassifizierter Tagesniederschlagsmengen bezogen auf die Niederschlagsmurenereignisse und die jeweiligen Mittelwerte aller Klimastationen..... 58

Abb. 21: Auftreten maximaler Tagesniederschlagsmengen in flüssiger Form in den Tälern Kishi und Ulken Almaty mit einprozentiger Wahrscheinlichkeit ihres Auftretens während der Beobachtungsperiode von 1957 bis 1975 60

Abb. 22: Absolute Murenhäufigkeit verschiedener Murentypen im Kishi und Ulken Almaty von 1927 bis 2002..... 62

Abb. 23: Niederschlagsmengen verschiedener Klimastationen und mittlere Tagestemperatur der Klimastation Tujuksu am Tag der Murenereignisse sowie die kumulierten Niederschläge fünf und zehn Tage bis zum Murenereignis unterschiedlicher Murentypen in den Tälern Kishi und Ulken Almaty mit Kennzeichnung der Untersuchungsobjekte M6 und M7 63

Abb. 24: Klassifizierte Vegetationsbedeckung in den Tälern Kishi und Ulken Almaty 69

Abb. 25: Anrissbereiche der Nebenmurenbahn von M4-Artschaly 72

Abb. 26: Prinzip der Widerstandsmessung 77

Abb. 27: Messprinzip einer Wenner-Alpha-Sondierung 81

Abb. 28: Lage der Geoelektrikprofile im Untersuchungsgebiet mit Darstellung der approximativen Höhenuntergrenzen der verschiedenen Permafrostzonen 83

Abb. 29: Effekt der Halbierung des Elektrodenabstands 84

Abb. 30: Widerstandstomogramme der Referenzstandorte 86

Abb. 31: Temperaturprofil von „Lawinka K70“ im September 2009 87

Abb. 32: Abweichungen des globalen und nordhemisphärischen Jahresmittels der Lufttemperaturen über der Landoberfläche von 1850 bis 2011 bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 98

Abb. 33: Abweichung des globalen Jahresniederschlags auf der Landoberfläche von 1900 bis 2011 bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 99

Abb. 34: Abweichung der Jahresmitteltemperatur verschiedener Klimastationen im Untersuchungsgebiet von 1879 bis 2011 bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 102

Abb. 35: Abweichung der Halbjahresmitteltemperatur in den Sommer- und Winterhalbjahren verschiedener Klimastationen im Untersuchungsgebiet von 1879 bis 2011 bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 104

Abb. 36: Abweichung des Jahresniederschlags verschiedener Klimastationen im Untersuchungsgebiet von 1879 bis 2011 bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 106

Abb. 37: Abweichung der Niederschlagsmengen in den Sommer- und Winterhalbjahren verschiedener Klimastationen im Untersuchungsgebiet von 1879 bis 2011 bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 108

Abb. 38: 7-jähriges gleitendes Mittel der Dauer winterlicher Schneedecken verschiedener Klimastationen im Untersuchungsgebiet für den Zeitraum 1936/37 bis 2006/07 sowie die Abweichung zum Zeitpunkt der Bildung und der Ausaperung der geschlossenen Schneedecken vom Bezugszeitpunkt 1. November bzw. 1. Mai 110

Abb. 39: Jährliche und kumulierte Massenbilanz des Gletschers Zentraler Tujuksu im Tal Kishi Almaty für den Zeitraum von 1880 bis 2011 113

Abb. 40: Gegenüberstellung der tatsächlichen und potenziellen Niederschlagsmurenereignisse im Untersuchungsgebiet mit den Abweichungen der Niederschlagsmengen in den Sommerhalbjahren der Klimastation Bolschoje Almatinskoje Osero bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 114

Abb. 41: Gegenüberstellung der tatsächlichen und potenziellen Glazialmurenereignisse im Untersuchungsgebiet mit den Abweichungen der Halbjahresmitteltemperatur in den Sommerhalbjahren der Klimastation Bolschoje Almatinskoje Osero bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 115

Abb. 42: Relative vertikale Flächenverteilung je 50 m Höhenintervall des Einzugsgebietes von M4-Artschaly mit Darstellung der theoretisch angenommenen Schneegrenzenverschiebung während eines Niederschlagsereignisses..... 116

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Umschrift kyrillischer Schriftzeichen russischer Sprache xvi

Tab. 2: Murenereignisse in den Tälern des Ile Alatau 8

Tab. 3: Morphometrische Parameter der Untersuchungsobjekte niederschlagsbedingter Muren 27

Tab. 4: Morphometrische Parameter der Untersuchungsobjekte glazialbedingter Muren 31

Tab. 5: Datenbasis der Temperatur- und Niederschlagswerte 52

Tab. 6: Absoluter und relativer Anteil klassifizierter Tagesniederschlagsmengen der Klimastationen im Untersuchungsgebiet für den Zeitraum vom 25.05.1941 bis 9.05.1989, jeweils für die Monate April bis September mit Gegenüberstellung der an den Tagen der Niederschlagsmurenereignisse erfassten maximalen Niederschlagsmengen 57

Tab. 7: Höhenstufen und vertikale Vegetationszonierung des zentralen Ile Alatau und des Untersuchungsgebietes 67

Tab. 8: Höhenzonen des Permafrostvorkommens im Ile Alatau 76

Tab. 9: Qualitative Bewertung gebräuchlicher Elektrodenanordnungen 79

Tab. 10: Zusammenfassung der geoelektrischen Messdaten mit Angaben zu den Permafrostzonen 90

Tab. 11: Wechselseitiger Einfluss der murenbildenden Faktoren des Niederschlags- und Glazialmurentyps 95

Tab. 12: Korrelationskoeffizienten der Temperatur- und Niederschlagszeitreihen verwendeter Klimastationen 101

Tab. 13: Trendkoeffizienten der Klimastationen sowie der globalen und nordhemisphärischen Temperaturentwicklung für unterschiedliche Zeiträume 105

Tab. 14: Absolute und relative Trendkoeffizienten der Jahresniederschläge der Klimastationen Almaty, Bolschoje Almatinskoje Osero und Mynshilki für unterschiedliche Zeiträume 109

Tab. 15: Trendkoeffizienten dreier Parameter der winterlichen Schneedecken verschiedener Klimastationen für unterschiedliche Zeiträume 112

Tab. 16: Zusammenfassende Bewertungsanalyse der murenbildenden Faktoren des Niederschlagsmurentyps unter gegenwärtigen und klimatisch veränderten Bedingungen 123

Tab. 17: Zusammenfassende Bewertungsanalyse der murenbildenden Faktoren des Glazialmurentyps unter gegenwärtigen und klimatisch veränderten Bedingungen 126

Abkürzungsverzeichnis

A.d.V.	Anmerkung des Verfassers
ALOS	Advanced Land Observing Satellite
Anz.	Anzahl
Apr	April
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
Aug	August
AVNIR-2	Advanced Visible and Near Infrared Radiometer Type 2
BAO	Bolschoje Almatinskoje Osero
bE	begrabenes Eis
CALM	Circumpolar Active Layer Monitoring
Dez	Dezember
DGM	digitales Geländemodell
dk	diskontinuierlicher Permafrost
EAS	Elektrodenabstand
EAZ	Elektrodenanzahl
EL	Elektrode
engl.	Englisch
ERT	Electrical Resistivity Tomography
ETM	Enhanced Thematic Mapper
EZG	Einzugsgebiet
Feb	Februar
fS	Feinsand
fU	Feinschluff
G	Glazialmuren
gE	geringer Eisgehalt
GI-AdW	Geographisches Institut der Akademie der Wissenschaften
GIS	Geoinformationssystem
gS	Grobsand
gU	Grobschluff
h.	höchster
hE	hoher Eisgehalt
HP	Höhenpunkt
i	inselhafter Permafrost
IDW	Inverse Distance Weighting
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IsoDat	Iterative Self-Organizing Data Analysis
Jan	Januar
Jul	Juli
Jun	Juni
K	Kishi Almaty
k	kontinuierlicher Permafrost
KF	Kreisförmigkeitsverhältnis
KLP-AdW	Kasachisches Laboratorium für alpinen Permafrost des Permafrostinstitutes „P. I. Melnikov“ der Russischen Akademie der Wissenschaften
K-Mont	Kalium-Montmorillonit
kum.	kumuliert
MAK	Murenanrisskante
Mrz	März
mS	Mittelsand
mU	Mittelschluff
n.	niedrigster
n.e.	nicht eindeutig
Na-Mont	Natrium-Montmorillonit
NCDC	National Climatic Data Center
NDVI	Normalized Differenced Vegetation Index
Nov	November
Okt	Oktober
PDF	Powder Diffraction File
PL	Profillänge
PR	Profilrichtung
PRISM	Panchromatic Remote Sensing Instrument for Stereo Mapping
PZ	Permafrostzone
R	Regen
rel.	relativ
RMS	root mean square
russ.	Russisch
Sep	September
sgE	sehr geringer Eisgehalt
so	sonstige
SHJ	Sommerhalbjahr
SRTM-3	Shuttle Radar Topographic Mapping
T	Ton
TIN	Triangular Irregular Networks
ü.d.M.	über dem Meeresspiegel
U	Ulken Almaty
ub	unbestimmt
UE	Umfangsentwicklung
USGS	U. S. Geological Survey
UTM	Universal Transverse Mercator
VES	Vertical Electrical Sounding
WB	Wertebereich des spezifischen Widerstands
WHJ	Winterhalbjahr

Transliteration und Transkription der kyrillischen Schriftzeichen

Ein beträchtlicher Umfang der für die Erstellung der Arbeit verwendeten Literatur und des Kartenmaterials liegt in russischer und kasachischer Sprache in kyrillischer Schrift vor. Für die Benennung der Autoren und die Verwendung der russischen und kasachischen Eigennamen war daher eine Umschrift der kyrillischen in lateinische Schriftzeichen erforderlich. Hierfür wurde zum einen eine buchstabengetreue Umschrift der im Literaturverzeichnis aufgeführten und im Text zitierten Autoren und Quellen nach der deutschen Translitertationsvorgabe DIN 1460:1982 (ALBRECHT & WIESNER 2011) vorgenommen. Hinsichtlich der russischen und kasachischen Eigennamen stand hingegen nicht die buchstabengetreue Umschrift im Vordergrund, vielmehr sollte hierbei der Phonologie der Wörter Beachtung geschenkt werden. So erfolgte für diese eine aussprachengetreue Umschrift nach der Duden-Transkription (DUDEN 1991). Eine Übersicht der verwendeten Transliterations- und Transkriptionsvorgaben ist in der nachstehenden Tabelle 1 wiedergegeben. Zudem sind im Anhang 11.1 (Seite 145) die russischen Eigennamen in Originalschreibweise zusammengestellt.

Tab. 1: Umschrift kyrillischer Schriftzeichen russischer Sprache ([a]ALBRECHT & WIESNER 2011:14f., [b]DUDEN 1991:82)

Zeichen kyrillischer Alphabete	**Umschriftzeichen im Lateinalphabet[a]**	**Deutsche Aussprache[b]**
А а	A a	a
Б б	B b	b
В в	V v	w
Г г	G g	g
Д д	D d	d
Е е	E e	e, je
Ё ё	Ë ë	jo
Ж ж	Ž ž	sh
З з	Z z	s
И и	I i	i
Й й	J j	j
К к	K k	k
Л л	L l	l
М м	M m	m
Н н	N n	n
О о	O o	o
П п	P p	p
Р р	R r	r
С с	S s	ss, s
Т т	T t	t
У у	U u	u
Ф ф	F f	f
Х х	CH ch	ch
Ц ц	C c	z
Ч ч	Č č	tsch
Ш ш	Š š	sch
Щ щ	ŠČ šč	schtsch
Ъ ъ	"	Härtezeichen
Ы ы	Y y	y
Ь ь	'	Weichheitszeichen
Э э	Ė ė	e
Ю ю	JU ju	ju
Я я	JA ja	ja

1 Einführung

Relevanz – Obwohl nur 13,3 % der Fläche Kasachstans (BAJMOLDAEV & VINOCHODOV 2007:3) von Gebirgen eingenommen werden, weisen deren vorgelagerte Regionen aufgrund ihrer naturräumlichen Gunstbedingungen die dichteste Besiedlung des Landes auf. Ein Großteil des Siedlungsraumes Kasachstans ist somit durch natürliche Massenbewegungen wie Lawinen, Erdrutsche, Bergstürze oder Muren gefährdet. Letztere stellen „eine sehr schnelle bis extrem schnelle, reißende Bewegung (quasiviskoses Fließen) einer breiartigen Suspension aus Wasser, Erde, grobem und feinem Schutt bis zur Blockformgröße und Baumstämmen in Wildbächen und alten Murfurchen“ (BUNZA et al. 1976:61) dar, die unterschiedlichen Auslösemechanismen unterliegen.[1] Je nach Entstehungsprozess, Ort der Genese und anderen Charakteristika der Murgänge lassen sich diese unterscheiden.
Nach Informationen der kasachischen Murenschutzorganisation „Kazselezaščita“ des „Ministeriums für außerordentliche Situationen in der Republik Kasachstan“ liegen derzeit 156 Siedlungen und mehr als 6.000 landwirtschaftlich genutzte Bauten in murengefährdeten Gebieten (JAFJAZOVA 2007:13). Der Gebirgsraum des Ile Alatau im Südosten Kasachstans zählt hierbei zu den murenaktivsten (MEDEUOV & NURLANOV 1996:8) und hinsichtlich der katastrophalen Folgen bisheriger Ereignisse für den Siedlungsraum zu den murengefährdetsten Regionen Kasachstans. Derzeit leben etwa 2 Mio. Einwohner in der nördlichen Vorgebirgsregion des Ile Alatau (YAFYAZOVA 2007:87), die neben den infrastrukturellen Einrichtungen in diesem Gebiet einer Murengefährdung ausgesetzt sind.

Problemstellung – Die globale Klimaänderung prägt nicht nur das Erscheinungsbild der Gebirgsräume, sondern bewirkt zudem Modifikationen der morphologischen Prozesse (SCHRÖDER 2004:7f.). Es sind vor allem die periglazialen und glazialen Höhenstufen, die durch den Temperaturanstieg einer markanten Dynamik unterliegen und infolge derer ein verändertes Potenzial für Naturgefahren aufweisen (HAEBERLI et al. 1999:7). Beispielhaft sei in diesem Zusammenhang die Permafrostdegradation erwähnt. Durch diese unterliegt das Lockermaterial, aber auch das Festgestein, einer Destabilisierung, welche bei intensiven Niederschlägen zu einer Erhöhung des Murgangrisikos oder zur Zunahme von Fels- oder Bergsturzereignissen führen kann (HAEBERLI & MAISCH 2007:104f.). Auch mit den Auswirkungen der Klimaänderung auf die Gletscher und der damit einhergehenden Zunahme von Moränen- oder Gletschersee bzw. der Volumenänderung bereits existierender Seen steigt das Risiko von Moränenseeausbrüchen oder von Glazialmuren (BOLCH et al. 2011:1692).

Zielsetzung – Die innerhalb der Problemstellung dargelegten Aspekte, zeigen deutlich die Notwendigkeit, sich mit den Auswirkungen der Klimaänderung auf das Gefahrenpotenzial von Muren im Ile Alatau zu beschäftigen. Konkret gilt es hierbei einzuschätzen, welcher der murenbildenden Faktoren am stärksten den Auswirkungen der Klimaänderung unterliegt und wie stark das Gefahrenpotenzial ausgewählter Murentypen verändert wird.
Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit fokussieren aufgrund ihrer Häufigkeit die Niederschlags- und Glazialmuren. Zudem sind deren Auslösevoraussetzungen verstärkt an meteorologische Bedingungen gekoppelt und lassen folglich bei klimatischen Änderungen eine stärkere veränderte Murenhäufigkeit vermuten. Bezüglich der Niederschlagsmuren wird ausschließliche die Murenbildung von Talmuren untersucht.[2]
Die Analyse, als Grundlage der Bewertung der murenbildenden Faktoren, erfolgt an sieben ausgewählten rezenten Murenbahnen und sechs Moränenseen innerhalb des Untersuchungs-

[1] Eine Übersicht zu den Murentypen und der häufig in der Literatur verwendeten Synonyma geben BUNZA et al. (1976), COROMINAS et al. (1996), HUNGR (2005), INNES (1983) und LEHMANN (1993) wieder.
[2] Grundsätzlich lassen sich die Niederschlagsmuren in Tal- und Hangmuren unterscheiden (vgl. RIEGER 1999:1ff.).

gebietes, der Täler Kishi und Ulken Almaty an der Nordabdachung des Ile Alatau. Für die aus der analytischen Betrachtung abgeleiteten Bewertungen des veränderten Gefahrenpotenzials der Murenbildung werden im Einzelnen folgende Gesichtspunkte betrachtet:

- Analyse der murenbildenden Faktoren und deren Bewertung im Prozess der Murenbildung unter den gegenwärtigen naturräumlichen Bedingungen im Untersuchungsgebiet
- Analyse der Klimaänderung im Untersuchungsgebiet und Bewertung der Auswirkung der theoretischen Klimaänderung auf die murenbildenden Faktoren

Inwiefern dem Permafrost unter den gegenwärtigen Bedingungen ein murenhemmender Effekt zugesprochen werden kann und folglich mit dessen Degradation mit einer Erhöhung des Gefahrenpotenzials zu rechnen ist, steht bei der Bewertung der murenbildenden Faktoren im Vordergrund.

Datengrundlage und Methoden – Für die Analyse der murenbildenden Faktoren war es notwendig, verschiedene naturräumliche Aspekte zu betrachten. Entsprechend vielseitig ist das Methodenspektrum, welches zur Datenerhebung angewandt wird.
Zur Einschätzung der generellen Murengefährdung und -häufigkeit im Ile Alatau wird, auf der Grundlage der umfangreichen Recherche in der vorliegenden russischsprachigen Literatur und anhand der Datenbank des Kasachisch-Hydrometeorologischen Dienstes „Kazgidromet“, eine umfassende Chronologie bisheriger Murenereignisse zusammengestellt und ausgewertet. Die morphometrischen Charakteristika der Untersuchungsobjekte werden einerseits durch die Anwendung GIS- und fernerkundungsbasierter Methoden bestimmt. Andererseits erfolgt die Datenerhebung durch aufwendige hydrografische Vermessungen der Untersuchungsobjekte. Für die Darlegung der geologischen Verhältnisse werden im Gelände Proben des murenbildenden Materials entnommen und einer Analyse der Korngrößenzusammensetzung und der mineralogischen Zusammensetzung unterzogen. Anhand der zur Verfügung stehenden meteorologischen Daten wird zum einen der Zusammenhang in Bezug zur Murenbildung bewertet, zum anderen werden durch die Analyse der langen Zeitdatenreihe der Klimastationen die klimatischen Veränderungen im Untersuchungsgebiet skizziert. Ebenfalls auf Basis verarbeiteter Fernerkundungsdaten wird die Vegetation im Untersuchungsgebiet beschrieben und in einer Karte visualisiert. Den methodischen Schwerpunkt dieser Arbeit bildet die Anwendung der Gleichstromgeoelektrik bzw. die zweidimensionale Widerstandstomografie für die Sondierung des Permafrostes. Dieser Methode werden deshalb eine ausführliche Beschreibung der Verfahrensweise und eine detaillierte Datendokumentation eingeräumt.
Soweit die dargestellten Tabellen und Abbildungen in dieser Arbeit keine Angaben zu den verwendeten Datenquellen enthalten, sind diese vom Autor selbst erhoben worden. Eine Beschreibung der Datenerhebung ist den Tabellen und Abbildungen vorangestellt.

Erkenntnisgewinn – Der wissenschaftliche Erkenntnisgewinn liegt in den Ergebnissen zur Bewertung des veränderten Gefahrenpotenzials von Muren infolge der Klimaänderung. Durch die zur Anwendung gebrachten Methoden erweitert sich der in den vergangenen 40 Jahren erarbeitete Kenntnisstand zum Murenprozess, welcher unter Berücksichtigung der spezifischen naturräumlichen Bedingungen auf das Untersuchungsgebiet beschränkt ist. Die vorliegende detaillierte Betrachtung der murenbildenden Faktoren und deren nach modernen Methoden analysierten Charakteristika gestatten eine Differenzierung einzelner den Prozess der Murenbildung maßgeblich steuernder Kriterien. Auf Basis dieser Analysen können die Auswirkungen der Klimaänderung auf die Faktoren im Einzelnen verglichen und bewertet werden. Darauf aufbauend können gezielt präventive Maßnahmen zum Murenschutz ergriffen werden. Schließlich ermöglicht die Zusammenstellung einer umfangreichen Datenbank der

vergangenen Murenereignisse im Ile Alatau eine Einschätzung der bisherigen Auswirkungen der Klimaänderung.

Aufbau der Arbeit – Nach einer allgemeinen Einführung in den Naturraum des Ile Alatau in Kapitel 2 und der Betrachtung der Murengefährdung sowie der Beschreibung verschiedener Murentypen in diesem Gebirgsraum in Kapitel 3, werden in Kapitel 4 das Untersuchungsgebiet sowie die ausgewählten Untersuchungsobjekte vorgestellt. Zur Verdeutlichung des Murenprozesses der zu untersuchenden Niederschlags- und Glazialmuren wird jeweils ein historisches Murenereignis beschrieben. In Kapitel 5 werden die einzelnen murenbildenden Faktoren einer detaillierten Analyse und einer Bewertung ihres Einflusses unter den gegenwärtigen Bedingungen unterzogen. Hierfür wird jedem Faktor eine allgemeine theoretische Betrachtung hinsichtlich dessen Relevanz im Murenbildungsprozess vorangestellt. Dem folgt eine Beschreibung der jeweiligen naturräumlichen Bedingungen des gesamten Untersuchungsgebietes und einer Analyse bezogen auf die Untersuchungsobjekte. Im Ergebnis dieser Analysen werden für jeden Faktor konkrete Kriterien, die primär die Murenbildung steuern, herausgestellt. Anhand derer erfolgt eine zusammenfassende Bewertung eines jeden murenbildenden Faktors. In diesem Kapitel werden die angewandten jeweilig spezifischen Methoden der Datengewinnung vorangestellt. Eine Beschreibung und Darstellung der wechselseitigen Einflussnahme der murenbildenden Faktoren auf die herausgestellten Kriterien wird in Kapitel 6 vorgenommen. Im Kontext der globalen und nordhemisphärischen Klimaänderung und der im Raum Zentralasiens aufgezeichneten und zu erwartenden Klimaänderung werden in Kapitel 7 die Temperatur- und Niederschlagsentwicklung sowie die Entwicklung der winterlichen Schneedecke im Untersuchungsgebiet analysiert. Zudem werden die bisherigen Auswirkungen auf die Vergletscherung, die Murenhäufigkeit und die murenbildenden Faktoren beschrieben und bewertet. Unter Berücksichtigung aller Ergebnisse werden in Kapitel 8 die murenbildenden Faktoren einander gegenübergestellt und einer Gesamtbewertung unterzogen. Im abschließenden Kapitel 9 erfolgen eine kritische Betrachtung der Analysen und Bewertungen sowie ein Ausblick auf die sich daraus ergebenden weiterführenden Forschungsansätze.

2 Naturraum des Ile Alatau

In den folgenden Kapiteln werden die murenbildenden Faktoren und somit die naturräumlichen Bedingungen für das Untersuchungsgebiet, die Täler Kishi und Ulken Almaty, detailliert vorgestellt. Auf eine ausführliche Beschreibung des Naturraumes des gesamten Ile Alatau wird daher verzichtet. Vielmehr wird im Folgenden die naturräumliche bzw. longitudinale Variabilität des Ile Alatau erläutert, um so für die Geofaktoren Relief, Geologie, Klima und Vegetation sowie bezüglich der Permafrostverbreitung die lokalen Besonderheiten des im zentralen Ile Alatau gelegenen Untersuchungsgebietes hervorzuheben (Abbildung 1).

2.1 Lage und Relief

Der Ile Alatau liegt im Südosten Kasachstans im Grenzbereich zu Kirgisien. Nahezu breitenkreisparallel bei etwa 43° nördlicher Breite erhebt sich der Ile Alatau bei 75° östlicher Länge und zieht sich etwa 280 km in östliche Richtung bis dieser bei 78°45' östlicher Länge ausstreicht. Gemeinsam mit dem südlich gelegenen Kungej Alatau bildet er das Gebirgsmassiv des nördlichen Tien Shan, wobei beide Gebirgsketten in ihren zentralen Bereichen über einen Gebirgsknoten miteinander verbunden sind. Westlich und östlich des Gebirgsknotens werden der Ile Alatau und der Kungej Alatau durch die Täler der Flüsse Tschong-Kemin und Tschilik getrennt.

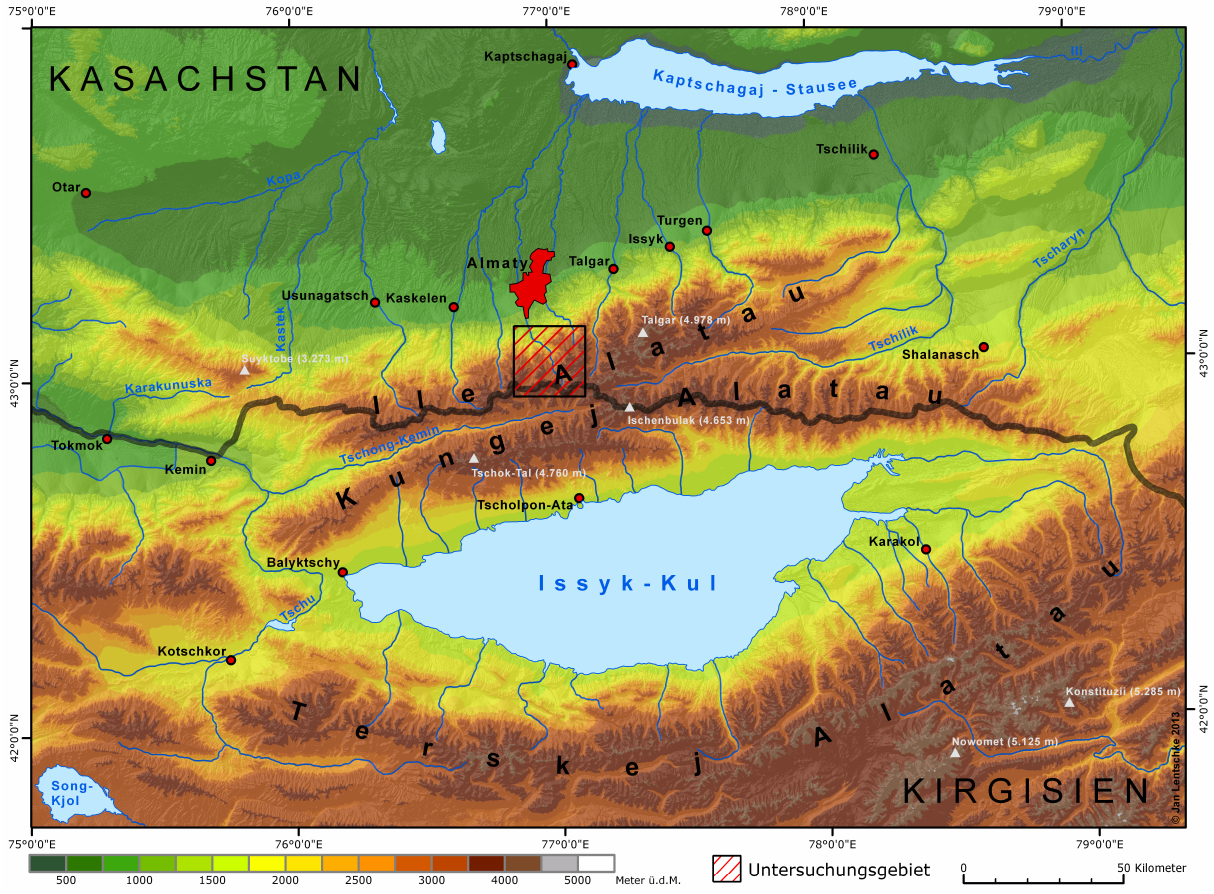


Abb. 1: Übersichtskarte[3] des nördlichen Tien Shan

[3] Kartengrundlage: SRTM-3 (2000), Landsat ETM+ (2007), sowjetische topografische Karten 1:1.000.000 (1974); Kartenprojektion: Gauß-Krüger-Koordinatensystem, Referenzsystem Pulkovo 1942, Krassovsky-Ellipsoid, Zone 13 Nord

Die nördliche Abgrenzung des Ile Alatau markiert den Übergang zur kasachischen Steppe. Auf wenigen Kilometern steigt das Relief von Nord nach Süd aus der ebenen kasachischen Steppe von etwa 700 m ü.d.M. bis auf nahezu 5.000 m ü.d.M. an. Der Bereich mit Höhen über 4.000 m ü.d.M. reicht vom Zentrum des Ile Alatau bis nach Osten, zum Einzugsgebiet des Flusses Turgen. Mit 4.978 m ü.d.M. ist der Gipfel Talgar in diesem Bereich die höchste Erhebung des Ile Alatau und zugleich des nördlichen Tien Shan. In Richtung der westlichen und östlichen Randbereiche senkt sich das Gebirgsmassiv zur Ebene hinab. Im Westen schneiden sich die Flüsse Karakunuska und Kastek tief in den Ile Alatau ein und trennen den Gebirgszug Shetishol vom Gesamtmassiv ab. Die Höhen des Shetishol reichen mit dem Gipfel des Suyktobe bis auf 3.273 m ü.d.M. Östlich des Flusses Turgen gliedert sich der Ile Alatau in drei kleinere Gebirgszüge. Im Norden ist es der Karatsch mit einer maximalen Höhe von 3.410 m ü.d.M. und mittig der Sarytau mit der höchsten Erhebung von 3.454 m ü.d.M. Der südliche Gebirgszug, zwischen den Flüssen Tschilik und Shinishke gelegen, setzt sich aus zwei Hochebenen, Atsharganshota mit einer maximalen Höhe von 3.181 m ü.d.M. und Dalaaschik bis 2.576 m ü.d.M., zusammen.

2.2 Geologie

Gemäß der geologischen Gliederung des ehemaligen sowjetischen Teils der Tien-Shan-Faltenzone nach DOLGINOW & KROPATSCHJOW (1994:89ff.) lässt sich der nördliche Tien Shan der kaledonischen Orogenese zuordnen. Die drei jüngeren Faltungen der Kaledoniden reichen bis zum oberen Riphäikum und dem Zeitraum des Kambriums bis Ordovizium sowie bis zum Ende der herzynischen und der alpinen Gebirgsbildung zurück. Infolge der tektonischen Bewegungen, die bis in die Gegenwart anhalten (KURSKEEV et al. 2006:214f. und SCHRÖDER & EIDAM 2004:56), bildeten sich zahlreiche geologische Dislokationen, die vornehmlich in Westsüdwest-Ostnordost Richtung streichen. Noch heute zeugen mächtige diskordante Lager an Gebirgsmolasse in dem intramontanen Becken des Issyk-Kul-Sees und der quartären Schotter an den Fußflächen und Vorländern von der starken erosiven Überprägung des Gebirgsraumes (FRANZ 1973:448f.).
Entlang der Hauptketten des Ile Alatau sind vornehmlich karbonische, devonische und silurische Granitintrusionen vorzufinden (BOLCH 2008:8f.). In den östlichen Ausläufern des Ile Alatau stehen überwiegend Gesteine des Karbons an, die nur noch vereinzelt mit Granitintrusionen durchsetzt sind. Hingegen deutlich komplexer von den geologischen Bedingungen stellen sich die westlichen Ausläufer des Ile Alatau dar. Es liegen Gesteine aus dem Präkambrium, Kambrium, Ordovizium und Karbon sowie aus verschiedenen Magmatiten, wie Granite, Diorite und Gabbro vor, die einander in unregelmäßiger Form abwechseln.

2.3 Klima

Der Ile Alatau liegt im Übergangsbereich zwischen den semiariden bis semihumiden subtropischen Winterregenklimaten und den hochariden subtropischen Kontinentalklimaten (BÖHNER & SCHRÖDER 1999:17). Für den Gebirgsraum lassen sich die klimatischen Verhältnisse den kalten semihumiden, kontinental geprägten Hochgebirgsklimaten zuordnen.
Aufgrund der meeresfernen Lage des Gebirgszuges weisen vor allem die unteren Gebirgslagen kontinentale Temperaturcharakteristika auf. Hier können Jahrestemperaturamplituden von bis zu 30 K gemessen werden. Mit zunehmender Höhe reduzieren sich diese, sodass die Jahrestemperaturamplituden in 3.750 m ü.d.M. auf 18 K absinken (MAKAREVIČ et al. 1969:37f.).
Die vertikale Variabilität der Jahresniederschlagsmengen zeigt sich beginnend am nördlichen Gebirgsrand des Ile Alatau (500 m ü.d.M.) mit 300 mm, welcher in der Höhe von 3.600 m ü.d.M. auf bis zu 1.200 mm ansteigen kann (MAKAREVIČ et al. 1969:83). Bedingt durch die

höheren Gebirgslagen des zentralen Teils des Ile Alatau sind in diesem Bereich auch die höchsten Niederschlagsmengen zu verzeichnen. Zu den westlichen und östlichen in der Ebene ausstreichenden Gebirgsrändern hin, nehmen die Jahresniederschlagsmengen signifikant ab (DUJSENOV 1971:47). Neben der generell niederschlagswirksamen Polarfront sind es die Westwinde, welche hierbei zu höheren Niederschlagsmengen an den westlichen Gebirgsausläufern als an den im Regenschatten dieser Winde liegenden östlichen Gebirgsrändern führen. Im Zusammenspiel dieser vornehmlich reliefbedingten Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse spiegelt die Vergletscherung die longitudinale Variabilität der klimatischen Bedingungen wider. Es sind folglich die nordexponierten Bereiche des zentralen Ile Alatau, die eine größere Vergletscherung aufweisen (vgl. KOKAREV 2009:186ff.).

2.4 Vegetation

Für den Ile Alatau kann vornehmlich in Abhängigkeit der klimatischen Verhältnisse eine Höhenzonierung der Vegetation festgestellt werden, die sich entsprechend der veränderten hygrischen Bedingungen an den westlichen und östlichen Gebirgsausläufern hypsometrisch verschiebt. Die aride vegetationsarme Wüsten-Steppen-Zone reichen im zentralen Bereich des Ile Alatau bis auf 600 - 800 m ü.d.M. hinauf und verschiebt sich zu den westlichen und östlichen Gebirgsrändern bis auf Höhen von 1.200 - 1.300 m ü.d.M (YEGOROV 2007:24). Im Zusammenhang mit den zunehmenden ariden Bedingungen in den Randbereichen des Ile Alatau ist zudem eine veränderte Artenzusammensetzung innerhalb der Vegetationszonen festzustellen. Hier treten vermehrt xeromorphe Pflanzen in dem Bewuchs der höheren Vegetationszonen in Erscheinung. Die Pflanzenformationen der Halbwüsten sind bis in Höhen von 2.000 m ü.d.M. vorzufinden, jene der Steppen reichen noch höher hinauf (YEGOROV 2007:27).

2.5 Permafrostverbreitung

Entsprechend der Charakteristika des Permafrostes, wie der eingenommenen horizontalen Fläche, der Temperatur oder der vertikalen Mächtigkeit des Permafrostkörpers, lässt sich dieser bezüglich seiner Verbreitung in verschiedene Permafrostzonen gliedern (SEVERSKIJ 2007:259ff.). Da die Bildung und der Erhalt von Permafrost temperaturbedingt sind, unterliegen die Permafrostzonen dem vertikalen Temperaturgradienten. In den kühlen Gipfellagen des Ile Alatau sind die größten zusammenhängenden Permafrostvorkommen vorzufinden. Hingegen tritt der Permafrost in den unteren Gebirgslagen nur noch inselhaft auf, sodass in den niedrigeren Bereichen der westlichen und östlichen Gebirgsausläufer größere Permafrostkörper an begünstigte Standorte gebunden sind. Eine deutliche Verschiebung der Permafrostzonen ist im Vergleich der nord- und südexponierten Hänge festzustellen. An den südexponierten Hängen sind die Höhengrenzen der Permafrostzonen durch die höhere Solarstrahlung nach oben verschoben.

3 Muren im Ile Alatau

Für den Gesamtraum des Ile Alatau quantifizieren KARAMANOV & DOGOVEC (1992:7) die Anzahl der Murenereignisse für den Zeitraum von 1841 bis 1986 mit 450 Ereignissen. Sie gliedern das Gebirgsmassiv in zehn größere Murentäler mit insgesamt 106 Murenbahnen. Welche Datenquellen zur Quantifizierung hierfür zugrunde lagen oder wie die Murenereignisse im Einzelnen, bezogen auf die Murenbahnen, zugeordnet wurden, bleibt unerwähnt. Somit war die Notwendigkeit gegeben, nach umfassender Recherche in der vorliegenden Literatur und unter Verwendung einer detaillierten Datenbank des Kasachisch-Hydrometeorologischen Dienstes „Kazgidromet“ für das Tal des Ulken Almaty (Anhang 11.3, 151), eine Datenbank der Murenereignisse im Ile Alatau zusammenzustellen. Die für die weitere Auswertung entstandene Auflistung (Anhang 11.2, Seite 147) umfasst insgesamt eine Chronologie von 234 natürlichen Murenereignissen.
Zudem beinhaltet die Datenbank fünf künstlich ausgelöste Muren. Diese im Tschemolgan Tal, 90 km westlich von Almaty, ausgelösten Muren dienten zur rheologischen Untersuchung des Murenprozesses (STEPANOV et al. 1978:86f., STEPANOV & STEPANOVA 1991:9 und ZEMS et al. 1976:36).
Zusätzlich, für den in Kapitel 5.3 (Seite 50) untersuchten Zusammenhang der meteorologischen Bedingungen und der Murenereignisse, wurden 35 Ereignisse von Moränen- und Gletscherseeausbrüchen sowie Hochwasserereignissen, die laut der Autoren der Datenquellen das Potenzial zur Murenbildung besaßen, in der Datenbank erfasst.

3.1 Chronologie der Murenereignisse

Abbildung 2 stellt die in der neu erstellten Datenbank (Anhang 11.2, Seite 147) gelisteten 234 natürlichen Murenereignisse bezogen auf das Jahr für den Zeitraum vom 13./14. Jahrhundert bis zum Jahr 2008 dar. Es ist jedoch schwierig, daraus die tatsächliche Murenaktivität abzuleiten und von einer vermeintlichen Zunahme ab der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts auszugehen. Um dahingehend eine Bewertung vornehmen zu können, muss zum einen die zeitliche Auflösung, welche durch die Art und Weise der Murenerfassung bestimmt wird, und zum anderen die räumliche Differenzierung der Murentäler hinterfragt werden.
Hinsichtlich der Methodik der Murenerfassung fließen datierte, historische, sich unmittelbar auf einen Siedlungsraum auswirkende und systematisch erfasste Murenereignisse in die Datenbank ein. Ältere Murenereignisse sind aufgrund der früheren geringeren Besiedlungsdichte nur in der Geschichts-

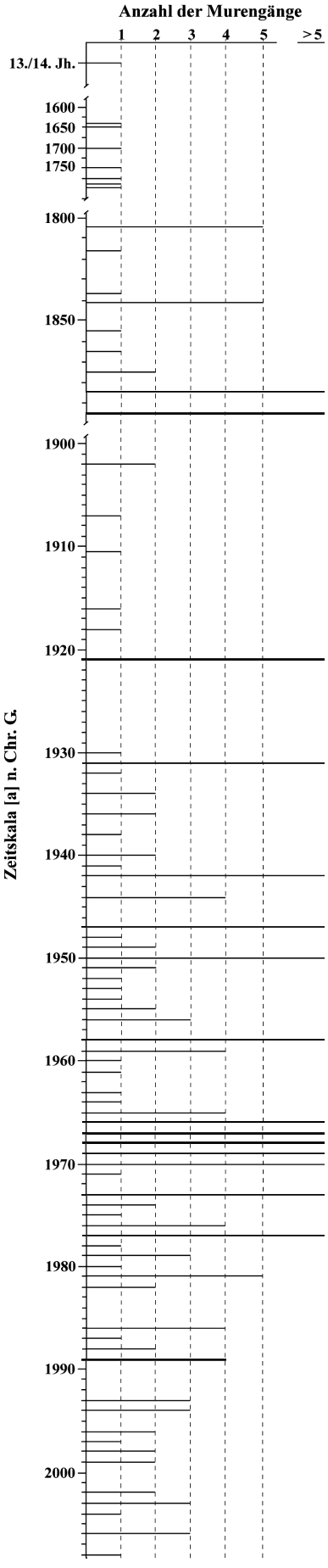


Abb. 2: Natürliche Murenereignisse im Ile Alatau (Anhang 11.2, Seite 147)

schreibung registriert worden, wenn der Siedlungsraum unmittelbar betroffen war. Teils wurde auch durch spätere Datierungen eine zeitliche Zuordnung der Murenablagerungen vorgenommen (vgl. GORBUNOV & SEVERSKIJ 2001:9f.), wobei die zeitliche Auflösung sehr gering ist.
Für den heutigen Siedlungsraum Almatys kann ab Mitte des 19. Jahrhunderts mit der Gründung der Festung Wernyj und der späteren Stadtrechtverleihung im Jahr 1867 von einer intensiveren und sich ausbreitenden Besiedlung ausgegangen werden (SCHRÖDER et al. 2004:133), was zur kontinuierlichen „Chronologisierung" der Murenereignisse beitrug. Durch die Inbetriebnahme mehrerer hydrometeorologischer Messstationen in den Tälern des Ile Alatau ab 1930 erhöhte sich die zeitliche Auflösung der Murenregistrierung. Im Zeitraum 1964 bis 1993 wurde zusätzlich für die Registrierung und Vorwarnung von Murenereignissen ein automatisiertes Messnetz in den Nebentälern der Flüsse des Issyk, Kishi Almaty, Lewyj Talgar, Srednij Talgar und Ulken Almaty installiert.[4] So wurden auch jene Murenereignisse erfasst, welche weit ab von den Siedlungsräumen unbemerkt geblieben wären. Da in der Datenbank lediglich die Murenereignisse für das Ulken Almaty und zu Teilen für das Kishi Almaty automatisch erfasst wurden, bleiben die übrigen Murengebiete in der Darstellung unterrepräsentiert, wodurch die Chronologie der Ereignisse verzerrt wird.
Die Aufschlüsselung der Murenereignisse für die einzelnen Täler des Ile Alatau in der Tabelle 2 bestätigt diese Verzerrung: Mehr als 70 % aller recherchierten Ereignisse beschränken sich auf die Täler des Kishi und Ulken Almaty. Bei Betrachtung einzelner Murenereignisse zeigt sich deren unterschiedliche quantitative Wertigkeit. Das Murental des Ulken Almaty ist räumlich differenzierter erfasst als die restlichen Murentäler. So wird beispielsweise das Murenereignis vom 29.05.1969 im Ulken Almaty durch die Murenerfassung in dessen Nebentälern Koktscheka, Maljutinskij und Teresbutak mit drei Einzelereignissen in Abbildung 2 dargestellt.

Tab. 2: Murenereignisse in den Tälern des Ile Alatau (Anhang 11.2, Seite 147)

Tal	**Murenereignisse**	
	Anzahl	**Zeitraum**
Aksaj	3	1887 - 1950
Issyk	13	1887 - 1982
Kaskelen	4	1887 - 1980
Kishi Almaty	60	Ende 17. Jh. - 2008
Talgar	28	13./14. Jh. - 2003
Tschilik	5	1965 - 1968
Turgen	2	1947 - 1967
Ulken Almaty	111	1780er - 2006
Usun-Kargaly	2	1973 - 2006
nicht zuordbar	6	-
gesamt	**234**	**13./14. Jh. - 2008**

Für die anderen Murentäler, bei denen möglicherweise ebenfalls zeitgleich Murenereignisse in den Nebentälern festzustellen gewesen wären, wird dieses Ereignis jedoch nur singulär berücksichtigt. Diese räumlich unterschiedliche Differenzierung suggeriert eine erhöhte Murenaktivität zum Ende der 1960er Jahre. Insgesamt lässt sich nach kritischer Betrachtung aller recherchierten Murenereignisse im Ile Alatau für den Beobachtungszeitraum kein eindeutiger Trend der Murenaktivität ableiten. Auch unter ausschließlicher Berücksichtigung der Ereignisse in den Tälern Kishi und Ulken Almaty, bei denen von einer nahezu vollständigen Erfassung in zeitlicher Auflösung und räumlicher Differenzierung für den Zeitraum von 1932 bis 2008 auszugehen ist, kann keine verstärkte

[4] Nach mündlicher Mitteilung von Prof. Dr. Boris S. Stepanov, Mitarbeiter des Kasachisch-Hydrometeorologischen Dienstes der Republik Kasachstan „Kazgidromet", Abteilung Murenforschung, 10.07.2011.

Entwicklung der Murenaktivität festgestellt werden. Um die gegebene Murengefährdung für den Ile Alatau richtig einschätzen zu können, genügt es nicht, die Murenhäufigkeit oder -aktivität als Maß heranzuziehen, vielmehr wird die Murengefährdung durch die Größe der Mure und die Folgen für den Siedlungsraum bestimmt. Dabei gilt, dass die Wahrscheinlichkeit eines Murenereignisses sich mit Vergrößerung des Murenvolumens verringert (YEGOROV 2007:46). Für den Ile Alatau kann die Murengefährdung in den vergangenen 170 Jahren auf etwa zehn sehr verheerende Ereignisse[5] konkretisiert werden. Die vorliegende Datenbank der Murenereignisse quantifiziert das Glazialmurenereignis vom 03. - 04.08.1977 im Kumbel mit einem Volumen von bis zu 2,5 - 6 $\times 10^6$ m³ als das größte Murenereignis (Anhang 11.3, Seite 151). Zusammenfassend zeigt sich, dass an der Nordabdachung des Ile Alatau vornehmlich die Täler Aksaj, Issyk, Kaskelen, Kishi Almaty, Talgar und Ulken Almaty als murengefährdet einzuschätzen sind. Die von BLAGOVEŠČENSKIJ (1997) erstellte Karte zur Quantifizierung unterschiedlicher Massenbewegungen im Ile Alatau weist diesen Tälern bei einem Murenereignis eine potenzielle Murenmasse von mehr als 1 $\times 10^6$ m³ zu.
Wann mit einer erhöhten Murengefährdung über das Jahr betrachtet zu rechnen ist, zeigt die nachfolgende Abbildung (Abb. 3). Für die nachfolgende statistische Betrachtung der Murenereignisse sind in dieser Abbildung die Ereignisse im Ile Alatau den Ereignissen im Ulken Almaty einander gegenübergestellt. Für den Ile Alatau konnten von den insgesamt 234 natürlichen Ereignissen 181 monatlich differenziert zugeordnet werden, wovon 85 Ereignisse dem Ulken Almaty zuzurechnen sind. Die durch Erdbeben ausgelösten Ereignisse wurden bei der Zuordnung nicht berücksichtigt. Trotz anzunehmenden unvollständigen Datensatzes der Ereignisse im Ile Alatau zeigt sich eine ähnliche Verteilung der Ereignisse wie im Ulken Almaty. Mit mehr als 70 % treten die Muren im Gesamt- und Teilbetrachtungsraum vornehmlich in den Sommermonaten von Juni bis August auf. Hierbei ist eine Konzentration der Ereignisse mit jeweils über 40 % im Juli festzustellen. Die Periode häufiger Murenaktivität beginnt im April und steigt im Mai signifikant an. Anhand der Abbildung ist zu vermuten, dass in den Herbst- und Wintermonaten keine Muren auftreten. Jedoch wurde bei der Murenregistrierung dem Murentyp der sogenannten Eisstau-Mure keine Beachtung geschenkt.[6]

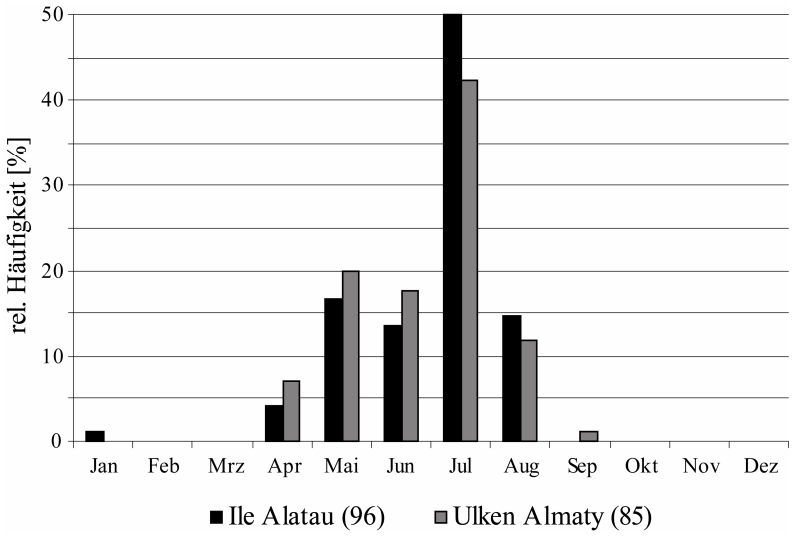


Abb. 3: Relative monatliche Häufigkeit witterungsbedingter Murenereignisse im Ile Alatau und im Ulken Almaty ((n) - absolute Anzahl der Murenereignisse; Anhang 11.2, Seite 147)

[5] In der Literatur wurden folgende Murengänge häufig als katastrophale Ereignisse beschrieben: 1841, 1887, 1921, 1931, 1947, 1950, 1963, 1973, 1977 und 2006.

[6] Dieser Murentyp wurde mit dem Ereignis im Jahr 2006 erstmalig beschrieben und einem Murenereignis als solches zugeordnet.

3.2 Murentypen

Eine Typisierung der Muren lässt sich anhand verschiedener Kriterien vornehmen. Die Problemstellung dieser Arbeit berücksichtigend, erfolgt die Murentypisierung entsprechend der Auslösebedingungen, des Auslöseprozesses und der Rheologie.

3.2.1 Auslösebedingungen

Im Allgemeinen unterscheidet die russischsprachige Nomenklatur drei Murentypen: Regen- und Glazialmuren sowie durch Erdbeben ausgelöste Muren. Tatsächlich stellt diese Typisierung zum einen eine starke Generalisierung der Auslösebedingungen dar. Zum anderen bleiben andere Murentypen, welche im Ile Alatau seltener auftreten, hierbei grundsätzlich unberücksichtigt. So werden unter den Glazialmuren alle Muren zusammengefasst, welche durch intensive Schnee- oder Gletscherschmelze oder aber durch Ausbruch von Moränen- oder Gletscherseen ausgelöst werden.
Die in der Datenbank für die Murenereignisse des Ulken Almaty vorgenommene Differenzierung der Murengenese und die in den Untersuchungen von JAFJAZOVA (2007:12ff.) erläuterte Typisierung verdeutlichen das breite Spektrum der verschiedenen Auslösebedingungen. Die obige Typisierung lässt sich um folgende Auslösebedingungen erweitern:

- Anthropogene Muren – Durch die aktive Veränderung des Naturraumes, wie die Abholzung der Wälder oder den Eingriff in die Hanggeometrie, beeinflusst der Mensch das Ausmaß der Murenaktivität in einer Region maßgeblich. Für die Region des Ile Alatau wird mit der Mure vom 29.01.1988 in Shamankum dessen unmittelbare Verantwortlichkeit für die Murenbildung offenbart. In diesem Fall wurde das maximale Wasserspeichervermögen des Stausees überschritten und es kam zum Durchbruch (JAFJAZOVA 2007:24f.). Das letzte derartige Ereignis trat am 12.03.2010 im Gebirgsvorland des Shetysuskij Alatau[7] auf. Hier führte der Durchbruch des Staudammes in Kysylagasch zu zahlreichen Todesopfern und zu hunderten Obdachlosen im Siedlungsraum. Grundsätzlich kann einer Vielzahl dieser Staudammobjekte im Ile Alatau durch deren schlechten baulichen Zustand ein enormes Gefahrenpotenzial zugesprochen werden (vgl. LENČKE & PIMANKINA 2010).
- Eisstau-Muren – In den Wintermonaten können sich in den wasserführenden Flussbetten mehrere hintereinander liegende Kaskaden aus Eisdämmen aufbauen. Bei schnellem Temperaturanstieg nimmt deren Stabilität ab und kann in einer Kettenreaktion, wie am 05.01.2006 in Usun-Kargaly, zum Durchbruch dieser Eisdämme und somit zur Bildung einer Eisstau-Mure führen (JAFJAZOVA 2007:17f.). Da dieser Murentyp stark temperaturabhängig ist – je schneller ein Temperaturanstieg zu den Frühjahrsmonaten erfolgt, desto wahrscheinlicher dessen Auftreten – kann auch hier von einer Änderung des Gefahrenpotenzials bei möglicher Klimaänderung ausgegangen werden. Dieser erst jüngst untersuchte Murentyp ist bisher nicht registriert worden.
- Schneedecken-Muren – Unterhalb einer Schneedecke fließt das Schmelz- und Niederschlagswasser kanalisiert ab. Bei stärkeren Niederschlägen oder stärkerer Schneeschmelze kann es zu einem möglichen Druckfließen des kanalisierten Wassers kommen und durch einen Druckausgleich in die Senkrechte schließlich zum Abscheren der oberen Schneedecke. Es bildet sich eine Schneedecken-Mure aus einem Gemisch von Wasser und Schnee, welche als Typ bei der bisherigen Murenregistrierung ebenfalls nicht berücksichtigt wurde (JAFJAZOVA 2007:20f.).

[7] ehemals Dshungarskij Alatau (A.d.V.)

- Gemischter Typ oder Gletscher-, Schnee- und Regen-Schneeschmelz-Muren – Dieser Typ ist auf die temperaturabhängigen Auslösebedingungen in den Sommermonaten zurückzuführen. Mit dem Anstieg der Temperatur erhöht sich durch intensive Schnee- oder Gletscherschmelze die Wassermenge in dem Mureneinzugsgebiet oder verstärkt sich zusätzlich durch gleichzeitige Niederschläge und führt schließlich zur Murenbildung. Häufig wird dieser Typ gemeinsam mit den durch Moränen- oder Gletscherseeausbrüchen ausgelösten Muren als Typ der Glazialmuren zusammengefasst.
- Muren durch Abscheren des stark durchnässten Untergrunds – Eine starke Durchfeuchtung des Untergrundes führt zum Abfall der inneren Scherspannung des potenziellen Murenmaterials, infolgedessen kommt es zum Abscheren und letztlich zur Murenbildung. Dies betrifft lediglich vier Ereignisse im Ulken Almaty, bei denen letztlich unklar bleibt, durch welches vorangegangene Ereignis der Untergrund derartig durchnässt wurde.[8]

Unter Berücksichtigung dieser Typisierung sind die Murenereignisse im Ile Alatau und im Ulken Almaty nach insgesamt sechs Klassen differenziert worden und in der Abbildung 4 dargestellt. Ergänzend zu den Regen- und Glazialmuren sowie durch Erdbeben ausgelöste Muren werden zusätzlich in Regen-Schneeschmelze, sonstige und unbestimmte Typen unterschieden.
In der Klasse der Regen-Schneeschmelze sind alle Ereignisse, die durch intensive Gletscher- oder Schneeschmelze ausgelöst wurden, zusammengefasst. Die Eisstau-Muren und jene, die durch durchnässten Untergrund ausgelöst wurden, bilden die Klasse der sonstigen Murenereignisse. Entgegen der monatlichen Häufigkeit witterungsbedingter Muren zeigen sich im Fall der Murentypendifferenzierung zum Teil gänzlich unterschiedliche Häufigkeiten im Ile Alatau zum Ulken Almaty. Die durch Starkniederschläge ausgelösten Muren stellen für beide Räume den häufigsten Murentyp dar (knapp 50 % im Ile Alatau, ca. 67 % im Ulken Almaty).

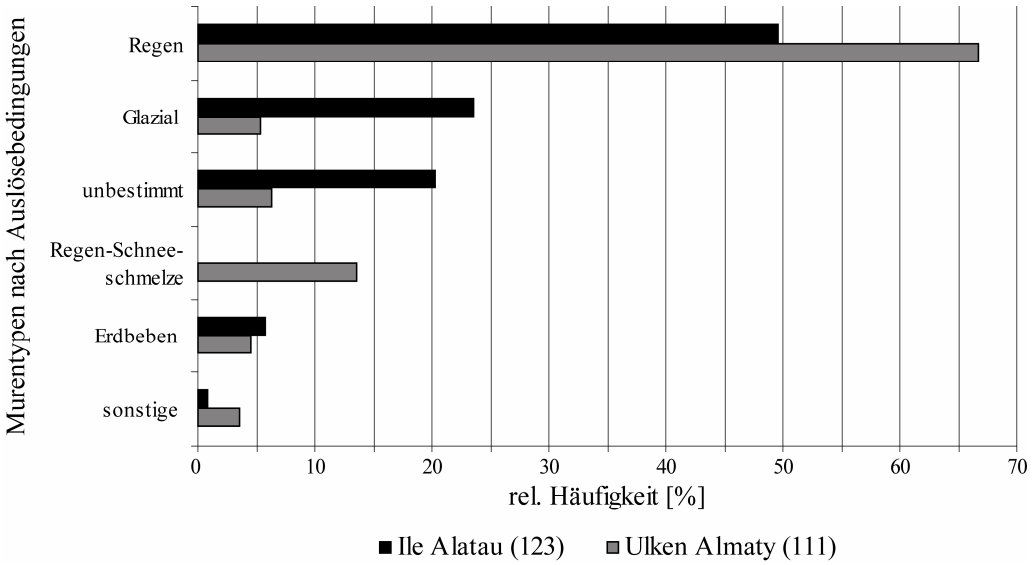


Abb. 4: Relative Häufigkeit der Murentypen im Ile Alatau und im Ulken Almaty ((n) - absolute Anzahl der Murenereignisse; Anhang 11.2, Seite 147)

Im Vergleich zum Ulken Almaty waren die Muren glazialen Ursprungs im Ile Alatau mit einem Anteil von etwa 23 % deutlich häufiger vertreten. Würde jedoch der lediglich für das Ulken Almaty unterschiedene Murentyp der Regen-Schneeschmelze von knapp 14 % wie

[8] In Kapitel 5.3.5 (Seite 62) wird versucht, durch Betrachtung der meteorologischen Bedingungen am Tag der Ereignisse die konkreten Auslösebedingungen zu ermitteln.

üblich zu den Glazialmuren gezählt werden, wäre auch für das Ulken Almaty Tal ein ähnlich hoher Anteil bei den Glazialmuren von 19 % festzustellen. Für den Ile Alatau konnten mehr als 20 % und für das Ulken Almaty Tal etwa 6 % der Ereignisse keinem Murentyp zugeordnet werden. Diese sind somit dem unbestimmten Murentyp zugeordnet. Die durch Erdbeben ausgelösten Ereignisse traten im Ile Alatau als auch im Ulken Almaty mit einem relativen Anteil von etwa 5 % in ähnlicher Häufigkeit auf. Da die detaillierte Typendifferenzierung in ihrer Zuordnung ausschließlich für die Ereignisse im Ulken Almaty vorgenommen wurde, bleibt die Klasse der Regen-Schneeschmelze für den Ile Alatau ohne Eintrag. In der Gruppe der sonstigen Murenereignisse steht ein singuläres Eisstau-Murenereignis im Ile Alatau den vier Ereignissen des Ulken Almaty gegenüber.

Bei einem Vergleich der recherchierten Daten mit den in der Literatur angegebenen Häufigkeiten der drei Hauptmurentypen im Ile Alatau, spiegelt sich dies nahezu in gleicher Weise in der Häufigkeit der Murentypen im Ulken Almaty wider.[9] Für den Ile Alatau kann durch den geringen Anteil von Regenmuren keine deutliche Übereinstimmung mit den Literaturangaben festgestellt werden. Dies kann teilweise damit erklärt werden, dass eine Vielzahl der im Ile Alatau zur Klasse der unbestimmten Ereignisse zugeordneten Muren genau genommen zu den Glazialmuren gezählt werden können. Einzelne dieser Murenereignisse wurden in den Quellen der Datenbank sowohl dem Glazialmurentyp als auch dem Schneeschmelz-Murentyp zugeordnet. Daraufhin wurden diese in der Datenbank als unbestimmter Murentyp klassifiziert. Dies berücksichtigend repräsentiert die Datenbank nicht die üblichen Literaturangaben.

Selbst bei Auflösung der Zuordnung der unbestimmten Murentypen ist eindeutig eine Dominanz der Regen- und Glazialmuren für den Ile Alatau festzustellen. Durch deren klimatische Abhängigkeit lässt sich folglich auch eine stärkere Änderung hinsichtlich der generellen Häufigkeit der Murenaktivität im Ile Alatau infolge möglicher Klimaänderung vermuten. Die Analyse und Bewertung der murenbildenden Faktoren in dieser Arbeit erfolgt somit für diese beiden Murentypen.

3.2.2 Auslöseprozess

Unter dem Auslöseprozess sind jene Prozesse zu verstehen, die zur Murenbildung führen. Die verschiedenen Systematisierungen der Autoren FLEJŠMAN (1978:52ff.), ŠEKO (1980:9ff.), STEPANOV (1985:3ff., 1988:130ff.) und VINOGRADOV (1976:114ff., 1977:27ff., 1980a:3ff.) unterscheiden sich vornehmlich in den gewählten Begriffen und in der Differenzierung der Prozesse. Eine einheitliche Systematisierung wird seit 1988 (VARDUGIN & MALACHOV 1988:17ff.) vorgenommen und ist entsprechend den Vorschriften des Kasachisch-Hydrometeorologischen Dienstes für die Beobachtung und Analyse von Muren auf dem Territorium der Republik Kasachstan vorgegeben (KAZGIDROMET 1998:4ff.). Diese Systematisierung unterscheidet drei Typen der Murenprozessbildung. Sie lässt sich in einfacher Form, ohne detaillierte Betrachtung der jeweiligen spezifischen ingenieurgeologischen und anfänglichen rheologischen Charakteristika, wie sie von STEPANOV & STEPANOVA (1991:180ff.) wiedergegeben werden, folgendermaßen beschreiben:

- Transportierender Murenprozess[10] – Im Wesentlichen tritt dieser Prozesstyp in bereits stark erodierten Einzugsgebieten auf, in denen bei einem Starkniederschlagsereignis ausschließlich feineres Material durch Denudation aufgenommen und in den Tiefenlinien als Mure weitertransportiert wird. Aber auch in

[9] KARAMANOV & DOGOVEC (1992:8f.) geben hierfür folgende Häufigkeiten an: Regenmuren 75 %, Glazialmuren 22 % und durch Erdbeben ausgelöste Muren 3 %

[10] russ. = транспортный селевой процесс

Flussbetten mit kontinuierlichen Abflüssen oder gelegentlichem Hochwasser, deren Tiefenlinien zu geringe Neigungen aufweisen oder deren Gesteine im Gerinne zu groß für eine fluviale Erosion sind, kann es zu dieser Art der Murenbildung kommen. Hier reicht die kinetische Energie des Abflusses nur zur Aufnahme feinerer Materialien aus. Die so entstandenen Muren, welche in der Literatur auch als Schlammströme[11] bezeichnet werden, sind somit durch einen sehr geringen Anteil an Feststoffen bzw. durch eine geringe Dichte der Murenmasse charakterisiert. Für den Ile Alatau beträgt diese weniger als 1.800 kg/m³.

- Erosiv-abscherender Murenprozess[12] – Dieser Prozesstyp bezieht sich ausschließlich auf die Erosion bzw. die Bereitstellung von Murenmaterial in bereits vorhandenen Gerinnebetten. Hierbei sind die Wassermengen des Oberflächenabflusses derartig groß, dass nicht nur feinere Materialien, sondern auch größere, mehrere Meter messende Gesteinsblöcke der Erosion unterliegen und als Mure transportiert werden. Unabhängig von der Dichte bzw. der Konzentration fester Bestandteile nimmt die Erosionsleistung der Mure bei Neigungswerten der Murenbahnen um über 13° bis 15° zu (STEPANOV & STEPANOVA 1991:281ff.). Nicht nur durch die Erosion im Gerinnebett, sondern auch durch dessen Eintiefung und der Unterschneidung der Hänge werden diese infolgedessen instabil und können abscheren. Somit wird zusätzliches Material von der Mure aufgenommen, was die kinetische Energie oder die Erosionsleistung der Mure erhöht. Der erosiv-abscherende Murenprozess ist hierbei einem sich selbstverstärkenden Effekt unterlegen. Die Dichte der Murenmasse kann bis zu 2.500 kg/m³ betragen.
- Abscherender Murenprozess[13] – Hierbei verliert der Untergrund durch starke Durchnässung an Stabilität, gerät nach Überschreitung eines kritischen Wertes in Bewegung, durchmischt sich mit dem Abfluss in der Tiefenlinie und wird dabei schließlich in eine Mure transformiert. Dieser Prozess ähnelt der Massenbewegung von Erdrutschungen, welcher jedoch nach Durchmischung mit dem Oberflächenabfluss in seiner Struktur verändert und in eine Fließbewegung überführt wird. Maßgeblich wird der abscherende Murenprozess von der Korngrößenzusammensetzung, der Mineralogie, dem Grad der Wassersättigung und der Morphometrie des Reliefs bestimmt.

Der vorherrschende Vorgang der Murenbildung ist im Ile Alatau der erosiv-abscherende Murenprozess.[14] In seiner weiteren Entwicklung kann ein Murgang durch eine Abfolge oder Kombination dieser beschriebenen Murenprozesse mehrmals transformiert werden, sodass dieser nicht mehr durch einen einzigen Auslöseprozess zu charakterisieren ist. In der Literatur wird diese Kombination auch als kettenartiger Murenprozess[15] beschrieben (STEPANOV & STEPANOVA 1991:179ff.).

Das Murenereignis von 1963 im Issyk Tal verdeutlicht exemplarisch die Kombination der drei Murenprozesse. Beginnend mit intensiver Durchnässung des Bodens und anschließendem Bodenfließen (abscherender Murenprozess) transformierte diese Bewegung in mehrere kleine Muren. Diese flossen anschließend in einen Moränensee, welcher infolgedessen ausbrach (erosiv-abscherender Murenprozess). Die so ausgelöste Mure zerfiel bzw. endete im Issyk See und führte dort zum Durchbruch der Staumauer des Sees, was das eigentliche Murenereignis von 1963 des Issyk Sees auslöste (erosiv-abscherender Murenprozess). Während des Muren-

[11] russ. = наносоводные oder грязевые селевые потоки
[12] russ. = эрозионно-сдвиговый процесс
[13] russ. = сдвиговый селевой процесс
[14] Nach mündlicher Mitteilung von Prof. Dr. Boris S. Stepanov, Mitarbeiter des Kasachisch-Hydrometeorologischen Dienstes der Republik Kasachstan „Kazgidromet“, Abteilung Murenforschung, 10.07.2011.
[15] russ. = цепной селевой процесс

ganges zerfiel vereinzelt die Murenmasse und transformierte in der weiteren Entwicklung zum Schlammstrom (transportierender Murenprozess).

3.2.3 Rheologie

Die Rheologie beschreibt das Fließverhalten der Murenmasse. Die sowjetische bzw. russische Terminologie der Rheologieklassifizierung unterscheidet in zusammenhängende und lose Murengänge (FLEJŠMAN 1978:66ff.), welche hierbei dem international üblichen Klassifizierungsansatz der strukturell[16] und turbulent[17] fließende Murengänge ähnelt (vgl. JULIEN & LAN 1991:348):

- Zusammenhängende Muren – Diese sind durch einen hohen Anteil an feinkörnigen Materialien charakterisiert, wobei diese stark durch quellfähigen Tonminerale bestimmt werden. So können große tonnenschwere Gesteinskörper von der Murenmasse quasi schwimmend mittransportiert werden. Die Zerstörungskraft dieser Muren ist als besonders hoch einzuschätzen (FLEJŠMAN 1978:70f.).
- Lose Muren – Die Murenmasse der losen Muren ist in ihrer Zusammensetzung gänzlich gegensätzlich zu der der zusammenhängenden Muren. Sie enthält deutlich weniger Anteile der Ton-Schluff-Fraktion, folglich auch kaum quellfähige Tonminerale. Hier ist vornehmlich das Wasser der Träger der Murenmasse.

[16] engl. = viscous
[17] engl. = granular

4 Untersuchungsgegenstand

Nach einer allgemeinen Darstellung der möglichen Murentypen im Ile Alatau, werden in diesem Kapitel die Murenprozesse der zwei bedeutendsten Murentypen, der Niederschlags- und Glazialmuren, in diesem Gebiet anhand von Beispielen beschrieben. Die Analyse und Bewertung der murenbildenden Faktoren in Kapitel 5 (Seite 24) erfolgt an konkreten Objekten innerhalb eines Untersuchungsgebietes, welche nachfolgend vorgestellt werden.

4.1 Niederschlags- und Glazialmuren

Von den vielen verschiedenen Auslösebedingungen der Muren im Ile Alatau werden in dieser Arbeit die Muren fokussiert, welche durch Starkniederschlagsereignisse, im Folgenden als Niederschlagsmuren bezeichnet, und durch den Ausbruch bzw. dem intensiven Abfluss von Moränenseen, im Folgenden als Glazialmuren bezeichnet, ausgelöst werden.
Die Auswahl der beiden Murentypen erklärt sich zum einen dadurch, dass diese hinsichtlich aller bisherigen Murenereignisse im Ile Alatau besonders häufig aufgetreten sind. Zum anderen liegen für diese Murentypen umfangreiche Forschungsergebnisse der vergangenen 40 Jahre vor. Anhand dieser Daten, ergänzt durch die eigenen Untersuchungen, kann eine vollständige Bewertung vorgenommen werden. Des Weiteren kann für diese Murentypen bei möglichen klimatischen Änderungen von veränderten Häufigkeiten der Murenereignisse ausgegangen werden (BOLCH et al. 2011:1692 und JAFJAZOVA 1997:210).
Zum besseren Prozessverständnis der Bildung von Niederschlags- und Glazialmuren und zur Verdeutlichung ihrer charakteristischen Auslösebedingungen[18] wird nachfolgend je ein historisches Murenereignis aus den detaillierten Untersuchungen von BAJMOLDAEV & VINOCHODOV (2007), LAPTEV (1980), JAFJAZOVA (2007) und POPOV et al. (1980) zusammenfassend wiedergegeben.[19]
Bei den nachfolgend beschriebenen Ereignissen waren mehrere Todesopfer zu beklagen. Zudem wurden größere und kleinere infrastrukturelle Einrichtungen wie Telefonleitungen, Objekte der Wasserversorgung der Stadt Almaty, Einrichtungen zur Stromerzeugung, Straßen, Betonbrücken, Murendämme und Wohnhäuser zerstört.

Niederschlagsmurenereignis vom 08. - 09. Juli 1950 – Intensive Niederschläge führten im Juli 1950 in den Tälern der Flüsse Kaskelen, Aksaj und Ulken Almaty zur Bildung von mehreren Niederschlagsmuren. In den Nebentälern des Ulken Almaty, Ajusaj und Kumbel, nahmen diese Muren katastrophale Ausmaße an. Ein kontinuierlicher über acht Stunden anhaltender Dauerregen mit gewöhnlichen Niederschlagsmengen setzte am 08. Juli 1950 gegen 17:30 Uhr ein. Nach etwa vier Stunden begann es um 5:00 Uhr am 09. Juli 1950 für zwei Stunden erneut zu regnen. Erst gegen 20:00 Uhr kam es für 25 Minuten zum Starkniederschlagsereignis mit einer ungewöhnlich hohen Intensität. An der Klimastation Bolschoje Almatinskoje Osero in 2.516 m ü.d.M. wurden 40 mm/h registriert. Die Untersuchungen zum Ereignis ergaben, dass im Tal des Flusses Kumbel von 60 mm/h auszugehen ist. Nach Augenzeugenberichten flossen die Niederschläge nach kurzer Zeit auf den grasbewachsenen Hängen sogar flächenhaft ab und sammelten sich in Tiefenlinien. Mehrere Murengänge waren die Folge. Ein erster kleinerer Murgang kam aus dem Tal des Flusses Ajusaj. Der zweite und zugleich größte

[18] POPOV (1986:100) unterscheidet für den Glazialmurentyp insgesamt drei Ausbruchs- bzw. Abflussmechanismen: a) intensiver Abfluss durch einen Eistunnel, b) intensiver Abfluss über einen offenen Eiskanal und c) intensiver Abfluss über Durchflussrinnen im Talikbereich. Trotz häufigerer Ausbrüche bzw. Abflüsse im Zeitraum von 1951 bis 1984 des Typs a) liefen die wenigen katastrophalen Moränenseeausbrüche jedoch entsprechend dem hier geschilderten Murenbildungsprozess des Typs b) ab.

[19] Eine vollständige Beschreibung aller größeren und in ihren Folgen katastrophalen Murenereignisse im Ile Alatau werden von BAJMOLDAEV & VINOCHODOV (2007), JAFJAZOVA (2007), MEDEUOV & NURLANOV (1996) und YEGOROV (2007) wiedergegeben.

Murengang an jenem Tag wurde im Kumbel ausgelöst. Damalige Untersuchungen (JAFJAZOVA 2007:107) beziffern das Volumen der Murenmasse mit $1{,}5 \times 10^6$ m³, die Dichte mit 1.300 kg/m³ und den maximalen Abfluss mit bis zu 1.100 m³/s. Beim Durchfluss durch Almaty betrug der Abfluss noch 100 m³/s.
Im Mündungsbereich des Flusses Kumbel in den Fluss Ulken Almaty kam es zur ersten Ablagerung des Murenmaterials. Hier blieben Gesteinsblöcke mit einem Durchmesser von 2,5 m bis 9,0 m liegen. Etwas niedriger im Talverlauf des Ulken Almaty lagerten sich Gesteinsblöcke von 1,5 m bis 1,7 m Durchmesser ab. Bis zum Talausgang, dem beginnenden Akkumulationskegel des Ulken Almaty, wurden mit der Mure Steine in der Größenordnung von 0,3 m bis 0,7 m transportiert und dort abgelagert. Anhand der Ablagerungen und dem durch spätere Murenexperimente gewonnen Wissen zur Rheologie und den Murenprozessen müssen die Charakteristika der Hauptmure korrigiert werden. Nach Berechnungen des Kasachisch-Hydrometeorologischen Dienstes müssen das Volumen bis zu 7×10^6 m³, die Dichte bis zu 2.400 kg/m³ und der Abfluss 4.800 m³/s betragen haben (JAFJAZOVA 2007:107).

Glazialmurenereignis vom 03. - 04. August 1977 – Durch die rasche Entleerung des Moränensees Nr. 13 im Tal des Flusses Kumbel kam es am 03. August 1977 zu einem Glazialmurenereignis. Der See lag im Gletschervorfeld des nördlichen Gletschers Sowetow in 3.400 m ü.d.M. Von 1969 bis 1974 stieg das Volumen des Moränensees auf 220.000 m³ an. Von der kasachischen Murenschutzorganisation „Kazselezaščita“ wurde der See als „besonders ausbruchsgefährdet“ eingeschätzt, worauf das Volumen innerhalb eines Jahres auf etwa 90.000 m³ verringert wurde. In den darauf folgenden Jahren bis 1977 wurden nach Angaben der Murenschutzorganisation keine weiteren Maßnahmen durchgeführt. POPOV et al. (1980:57ff.) führen hingegen aus, dass seitens der Murenschutzorganisation Aktivitäten zur Seespiegelabsenkung Anfang August 1977 stattfanden und diese zum Glazialmurenereignis beitrugen. Zur Absenkung des Seespiegels wurde der Oberflächenabfluss des Sees tiefer gelegt. Hierfür wurde am Grund und an den Seiten des Abflusses gefrorenes und eisreiches Moränenmaterial abgetragen, was die Erosionsanfälligkeit des Moränendammes erhöhte. Am 03. August 1977 stieg der Seespiegel um 0,7 m an. Durch die starke Erosionsleistung des Oberflächenabflusses wurde der Kanal des Abflusses erweitert. Innerhalb von 1 h 25 min flossen 74.500 m³ Wasser ab. Der durchschnittliche Abfluss betrug 15 m³/s, der maximale 30 m³/s. Mit dem enormen Abfluss bildete sich im rezenten Moränenkörper eine Mure, die jedoch aufgrund des geringen Anteils an feinkörnigen Bestandteilen der Murenmasse bereits im Trogtal des Kumbel, oberhalb des damaligen Murenanrissbereiches in 2.920 m ü.d.M., zerfiel. In diesem Bereich wurden die festen Bestandteile der Mure abgelagert. Die Wassermengen aus der bewegten Masse flossen weiter und stürzten in die Murenbahn. Der Höhenunterschied zwischen dem Anrissbereich und Tiefenlinie der Murenbahn betrug 100 m bis 150 m. In der 1.100 m langen und 19° geneigten Murenbahn bildete sich durch die intensive Erosion des Abflusses erneut eine Mure. Infolge des verzögerten Nachbrechens des Moränenmaterials von den Hängen der Murenbahn kam es zur Ausbildung einzelner Murenwellen. Der maximale Abfluss der Mure betrug 1.000 m³/s und die Dichte der Murenmasse bis zu 2.400 kg/m³ (JAFJAZOVA 2007:114). Nach Entleerung des Moränensees endete die Murenbildung in der Murenbahn des Kumbel. Am Mündungsbereich des Flusses Prochodnaja in den Ulken Almaty akkumulierte das Material. Innerhalb des Akkumulationsbereiches reichte die normale Abflussmenge des Ulken Almaty zur erneuten Murenbildung des wassergesättigten abgelagerten Murenmaterials aus. Mit einem Abfluss von 60 m³/s bewegte sich die Mure bis zum Staubecken Sajran in der Stadt Almaty. In den Folgetagen scherten von den Hangbereichen der Murenbahn im Kumbel immer wieder größere Mengen an Moränenmaterial ab und führten zur Auslösung von kleineren Muren, die in ihrem Ausmaß jedoch nicht weiter reichten als die Mure vom 03. August 1977. Diese mehrmalige Murenauslösung

dauerte bis zum 31. August 1977 an, wobei insgesamt bis zu $3{,}2 \times 10^6$ m³ Murenmaterial transportiert und die Murenbahn stellenweise um 80 m eingetieft wurde.

4.2 Untersuchungsgebiet

Die naturräumlichen Bedingungen weisen im Ile Alatau eine longitudinale und bezogen auf die nord- und südexponierten Gebirgshänge enorme Variabilität auf.
Bei der Auswahl eines für die Fragestellung geeigneten Untersuchungsgebietes kamen drei Kriterien zur Geltung: a) Das gewählte Gebiet sollte beispielgebend für die häufig von Muren betroffene Region an der Nordabdachung des Ile Alatau sein. b) Es sollte der Gesamtbewertung hinsichtlich der Änderung der Murengefährdung unter Berücksichtigung aller murenbildenden Faktoren eine Bedeutsamkeit für den Siedlungsraum zugesprochen werden können. c) Schließlich sollten in dem ausgewählten Gebiet vielfältige Bedingungen der untersuchten Niederschlags- und Glazialmurentypen repräsentiert sein.

Als Untersuchungsgebiet wurden die Täler Kishi und Ulken Almaty südlich der 1,2 Millionenstadt Almaty (MOOSRK 2006:13) gewählt. Dieses, im zentralen Bereich an der Nordabdachung des Ile Alatau gelegene Untersuchungsgebiet (Abbildung 1, Seite 4), zählt zu den murenaktivsten und im Hinblick auf die katastrophalen Ereignisse in den vergangenen 170 Jahren zu den gefährdetsten Regionen im Ile Alatau. Als bedeutendste Ereignisse sind die durch Starkniederschläge in den Jahren 1841, 1921, 1931 und 1950 und durch Erdbeben im Jahr 1887 ausgelösten Muren zu nennen. Ebenfalls gravierend waren die Glazialmuren von 1973 und 1977. Diese Ereignisse hatten zahlreiche Todesopfer und enorme Schäden an infrastrukturellen und wirtschaftlichen Einrichtungen zur Folge.[20] Nicht nur durch die dichte Besiedlung der Einzugsbereiche der aufgelisteten Murenereignisse, sondern auch durch die seit 20 Jahren vollziehende Verschiebung der Siedlungsdichte in die mittlere Gebirgszone hinein, erhöhte sich das Gefahrenpotenzial für den Siedlungsraum im Untersuchungsgebiet. Beide Täler gehören zum „Ile-Alatauskij“ Nationalpark und werden von der Bevölkerung Almatys zur Naherholung genutzt. Zahlreiche Cafés, Restaurants und Hotels liegen oberhalb der Murenschutzanlagen in diesen Tälern, in denen sich an Feiertagen bis zu 1.000 Menschen aufhalten (YEGOROV 2007:42).

Zum Schutz des eigentlichen Siedlungsraumes sind in den Tälern Kishi und Ulken Almaty mehrere Murenschutzvorrichtungen installiert. So sind in den unteren Flussabschnitten die Flussbette kanalisiert und mit Kaskadenanlagen bebaut. An den jeweiligen Eingängen zum Nationalpark befinden sich erste Murenschutzgitter bzw. -mauern in den Tälern. Für das Tal Ulken Almaty wurde die Murenschutzmauer in 1.240 m ü.d.M. errichtet und ist mit einem Fassungsvermögen von $14{,}5 \times 10^6$ m³ (JAFJAZOVA 2007:130) zugleich die größte Murenschutzanlage. Flussaufwärts am Fluss Ulken Almaty, in ca. 2.000 m ü.d.M., unterhalb des Zufluss des Kumbel, wurde zum Schutz des Wasserkraftwerks eine Murenschutzwand zur Kanalisierung potenzieller Murengänge gebaut. Der durch einen natürlichen Bergsturz (STEPANOV et al. 1996:155f. und YEGOROV 2007:76) aufgestaute See Bolschoje Almatinskoje Osero dient nicht nur zur Stromerzeugung, sondern durch die nachträgliche Aufschüttung und Verfestigung des Dammkörpers auch als Murenschutzanlage für die oberen bisher eher kleineren Murengänge im Ulken Almaty. Im Kishi Almaty stellt der 150 m hohe Murenschutzdamm bei Medeu, gemessen am Fassungsvermögen von $12{,}6 \times 10^6$ m³, die zweitgrößte Schutzanlage für Almaty dar (JAFJAZOVA 2007:130). Weiter oberhalb, bei der Klimastation Mynshilki, in 3.000 m ü.d.M., liegt der höchste Murenschutzdamm. Ebenso wie die Anlage bei Medeu wurde auch dieser Murenschutzdamm nach dessen Beschädigung durch das

[20] Eine ausführliche Beschreibung der Folgen dieser Ereignisse ist in der jeweiligen Literatur im Anhang 11.2 (Seite 147) wiedergegeben.

Glazialmurenereignis von 1973 in seinen Dimensionen erweitert. Verglichen mit den anderen Schutzvorrichtungen ist dessen Fassungsvermögen mit $0{,}23 \times 10^6$ m³ (JAFJAZOVA 2007:130) als sehr gering einzuschätzen. Die kleineren Nebentäler des Kishi Almaty sind zum Murenschutz mit Murennetzen, kanalisierten Flussbetten und Kaskadenanlagen versehen.
Neben diesen baulichen Vorrichtungen für den Murenschutz wurden für den Ile Alatau und generell für die Gebirgsregionen der ehemaligen UdSSR mit der Gesetzgebung von 1977 zur Unterbindung murenbegünstigender Rodungen zudem Präventivmaßnahmen für den Murenschutz ergriffen (ŠEKO 1980:51).

4.3 Untersuchungsobjekte

Innerhalb des Untersuchungsgebietes wurden sieben Objekte des Niederschlagsmurentyps und sechs Objekte des Glazialmurentyps ausgewählt und einer gezielten empirischen Analyse und Bewertung der murenbildenden Faktoren unterzogen. In der nachstehenden Abbildung 5 ist deren Lage im Untersuchungsgebiet wiedergegeben.

4.3.1 Objekte des Niederschlagsmurentyps

Für die Bezeichnung der Untersuchungsobjekte des Niederschlagsmurentyps wurde der jeweilige Name des Flusses, in welchem die rezente Murenbahn liegt, gewählt. Das Einzugsgebiet der Untersuchungsobjekte ist somit mit dem Einzugsgebiet des jeweiligen Flusses identisch.

M1-Koktscheka – Das Untersuchungsobjekt umfasst das Einzugsgebiet des Flusses Koktscheka, welches am nördlichen Talausgang des Ulken Almaty in diesen mündet. Es ist beispielgebend für Muren mit Einzugsgebieten in der unteren und mittleren Gebirgszone des Ile Alatau, wie die der Flüsse Teresbutak und Maljutinskij. Mit dem Erdbeben des Jahres 1887[21], dessen Magnitude nach Richter 7,3 betrug, hat sich das gegenwärtige Mureneinzugsgebiet durch einen Erdrutsch, welcher sich im weiteren Prozess zur Mure transformierte, gebildet (JAFJAZOVA 2007:99). Seither sind hier Murengänge bei intensiveren aber auch bei geringeren Niederschlagsereignissen am Gebirgsfuß zu verzeichnen.[22] Die frischen Hangabbrüche im Einzugsgebiet der festen Materialien der Murenmasse deuten auf rezente Erosionsprozesse hin. Augenscheinlich steht im Einzugsgebiet vornehmlich feineres Material an. Häufig haben abgehende Murengänge einen geringen Feststoffanteil, sodass die Murengänge eher als Schlammströme zu bezeichnen sind. Die Murenbahn ist sehr flach geneigt und mündet nach wenigen hundert Metern in den Ulken Almaty. Hier im Unterlauf, etwa 450 m von der Mündungsstelle in den Ulken Almaty entfernt, ist die 6 m hohe Murenschutzmauer vollständig mit Murenmaterial verfüllt und lediglich zur Kaskade umfunktioniert. Der Fluss Koktscheka durchfließt einen kleinen Siedlungsbereich am südlichen Randbezirk von Almaty und könnte durch potenzielle Murengänge einzelne nah am Ufer stehende Wohnhäuser direkt gefährden.

M2-Ajusaj – Das Einzugsgebiet des Flusses Ajusaj ist an seiner Mündungsstelle in den Ulken Almaty das nächst höher gelegene Untersuchungsobjekt. Die maximalen Höhen des nach Norden hin geöffneten Einzugsgebietes reichen bis 3.681 m ü.d.M. (Gipfel Almatinskij). Die Murenanrisskante beginnt in ca. 3.150 m ü.d.M. und endet an der oberen Waldgrenze. Der in die jungpleistozänen Sedimente rückschreitende Erosionsbereich der Murenbahn ist teilweise flächenhaft mit Gras und kleineren Wacholdersträuchern bewachsen, was auf keine jüngere Murenaktivität hindeutet. Im unteren Bereich schneidet sich die Murenbahn in die Gelände-

[21] In MUŠKETOVA (1890) ist das Erdbebenereignis mit den verheerenden Folgen detailliert beschrieben.
[22] Nach Aussagen der Anwohner bilden sich bei jedem längeren Niederschlagsereignis kleinere Murengänge.

oberfläche ein und tritt in 1.700 m ü.d.M. als Akkumulationskegel mit geringer Neigung im Tal des Ulken Almaty heraus. Hier weist nichts auf jüngere Akkumulationen von Murengängen hin. Nach Aufzeichnungen des Kasachisch-Hydrometeorologischen Dienstes fand das letzte Murenereignis im Jahr 1950 statt.

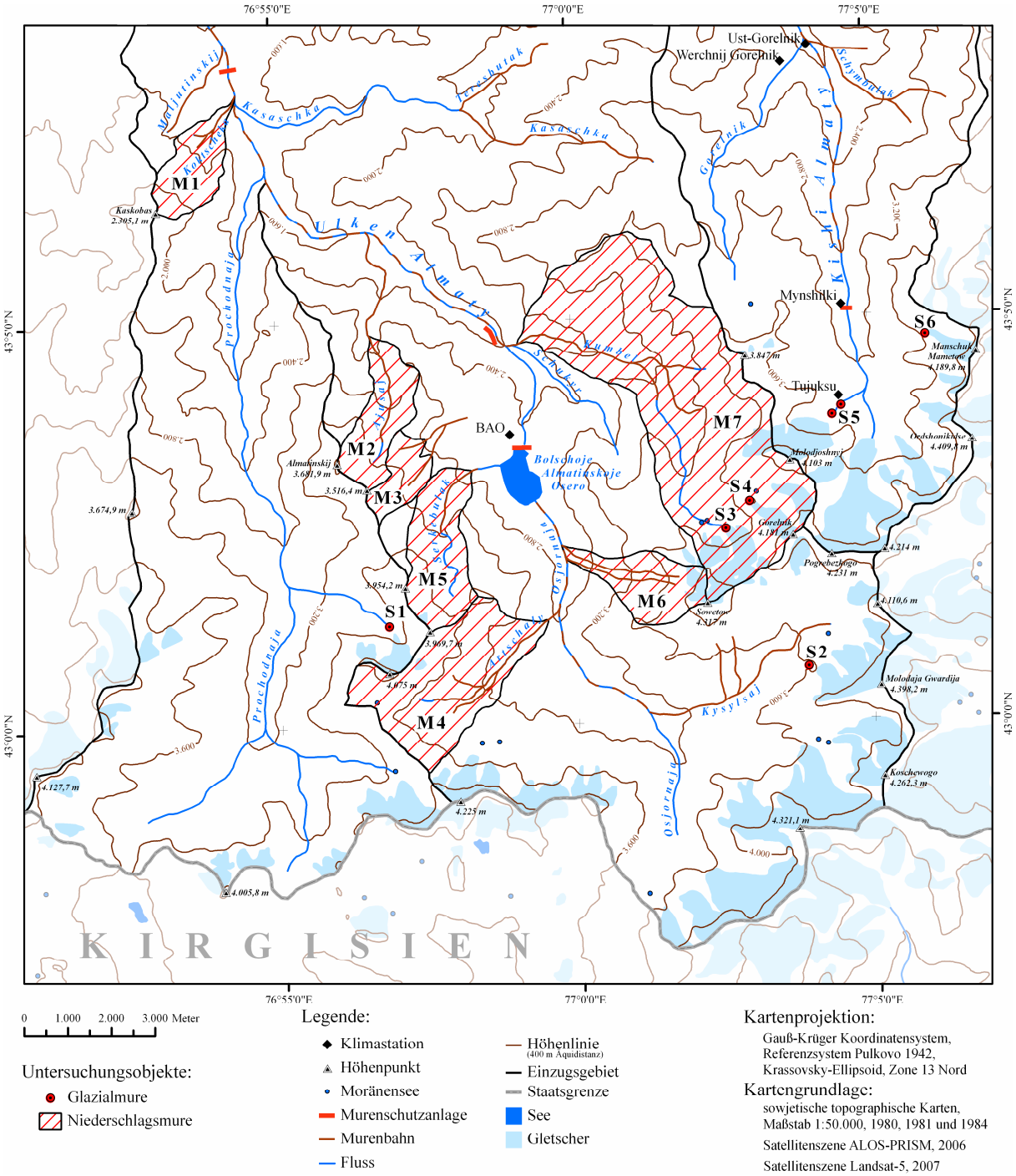


Abb. 5: Lage der Untersuchungsobjekte in den Tälern Kishi und Ulken Almaty

Im oberen Teil der Murenbahn deuten jedoch frische Erosionserscheinungen auf jüngere Massenbewegungen hin. Es ist zu vermuten, dass kleinere, nicht bis zum Ulken Almaty reichende Murengänge, auch nach 1950 stattfanden. Heute wird der Akkumulationsbereich bisheriger größerer Murenereignisse des Untersuchungsobjektes intensiv von Tagesausflüglern genutzt. Erste Restaurants stehen am Ufer des Ulken Almaty und nehmen in ihrer Anzahl talabwärts immer mehr zu.

M3-Mramornyj – Das Einzugsgebiet des Flusses Mramornyj ist das kleinste Untersuchungsobjekt der Niederschlagsmuren und gliedert sich in eine nördliche und südliche Murenbahn. Beide Einzugsgebiete liegen an nach Osten exponierten Hängen. Am Hangfuß treten die Murenbahnen unmittelbar in einen ebenen, schwach geneigten Akkumulationsbereich über und enden dort. Hier wird die geringe Reichweite der bisherigen Muren deutlich. Der Bereich wird gelegentlich in den Sommermonaten als Weidefläche genutzt. Die beiden Murenbahnen führen lediglich zur frühjährlichen Schneeschmelze oder während intensiver Niederschläge Wasser. Am nördlichen Rand der Ebene weisen Flussschotter auf den weiteren Abfluss und die Anbindung an den Ulken Almaty hin.

M4-Artschaly – M4-Artschaly liegt an der südlichen Grenze des Untersuchungsgebietes zwischen den Einzugsgebieten der Flüsse Osjornaja und Prochodnaja. Das Einzugsgebiet des Flusses ist weit nach Osten und Nordosten geöffnet. Mehrere Murenbahnen reichen mit ihren Anrissbereichen bis an die südlichen und westlichen, das Einzugsgebiet begrenzenden Hänge heran. Im oberen Teil des Einzugsgebietes am Pass zum Prochodnaja Tal in 3.720 m ü.d.M. befindet sich ein kleinerer Moränensee. Die Anrissbereiche verlaufen parallel zur Murenbahn, welche in 2.840 m ü.d.M. in den Fluss Osjornaja münden. Im Falle eines Murenereignisses wird das Material der bewegten Masse durch Erosionsprozesse in der Murenbahn aus der jungpleistozänen Moräne aufgenommen. Die Murenbahn weist Spuren jüngerer Ereignisse mit Akkumulation in der Murenbahn auf. Oberhalb von ca. 3.200 m ü.d.M. ist die westliche Murenbahn durch ein Levee einer vom Hang kommenden Mure abgeriegelt (Abbildung 25, Seite 72). Die letzte größere Mure wurde im Jahre 1994 mit einer Murenmasse von etwa 800.000 m³ registriert.

M5-Serkebulak – Der Abfluss des Serkebulak mündet in den westlichen Bereich des natürlichen Stausees Bolschoje Almatinskoje Osero. Im oberen, mit rezentem und jungpleistozänem Moränenmaterial ausgefüllten Einzugsbereich, befindet sich ein Gletscher mit einer Fläche von weniger als 0,1 km². Das Untersuchungsobjekt ist nach Norden exponiert. In ca. 3.200 m ü.d.M. endet ein kleinerer Blockgletscher auf einem ebenen Areal. In gleicher Höhenlage überfließt der Serkebulak den anstehenden Fels. Tiefer liegend beginnt der rezente Murenanrissbereich, welcher eine Länge von etwa 500 m aufweist und in einem ebeneren Bereich ohne ausgeprägte Erosion-Transitzone ausläuft. Die Beschaffenheit und fehlende Vegetationsbedeckung in den Hangbereichen der Murenbahn deuten auf rezente Erosionsprozesse hin.

M6-Sowetow – Das Untersuchungsobjekt gliedert sich in eine nördliche und in eine südliche Murenbahn, die beide parallel zueinander verlaufen. Die steilen Murenbahnen liegen in jungpleistozänem Moränenmaterial und reichen mit ihren westlich exponierten Einzugsgebieten bis zum westlichen Gletscher Sowetow hinauf. Im Bereich des Osjornaja Schwemmfächers, südlich des Stausees Bolschoje Almatinskoje Osero in 2.550 m ü.d.M., laufen die beiden Murenbahnen aus. In diesem Bereich deuten zahlreiche Levees auf die Murenaktivität hin. Das älteste dendrochronologisch datierte Murenereignis des Untersuchungsobjektes wurde auf ein Alter von 300 Jahren (GORBUNOV & SEVERSKIJ 2001:65f.) datiert. Die Murenereignisse sind von ihren Volumina eher klein. Das letzte im Jahr 1994 registrierte Murenereignis der nördlichen Murenbahn übertraf mit einem Volumen von 150.000 m³ alle bisherigen Ereignisse um ein Vielfaches (Anhang 11.3, Seite 151). Der Bereich der Murenakkumulation wird von Wanderern und Bergsteigern in den Sommermonaten als Lagerplatz genutzt, seitlich zu diesem befindet sich eine hydrometeorologische Messstation.

M7-Kumbel – Das Untersuchungsobjekt ist mit den vielen kleineren Nebenmurenbahnen, deren Startzonen in die steilen Felshänge reichen, und einer Hauptmurenbahn das größte und

komplexeste Untersuchungsobjekt bezüglich des Niederschlagsmurentyps. Das Tal des Kumbel ist weitestgehend Süd-Nord orientiert. Die westliche Hauptmurenbahn beginnt in ca. 3.000 m ü.d.M. und schneidet sich dort tief in die mittelpleistozäne Moräne hinein. Die Tiefenlinie der Murenbahn liegt in diesem Bereich, gemessen von der Murenanrisskante, zwischen 100 - 150 m tiefer und hat nahezu senkrechte Hänge der Murenbahn zur Folge. Mehrere Murenbahnen von den östlichen, das Einzugsgebiet abgrenzenden Hängen fließen unterhalb von ca. 2.700 m ü.d.M. mit der Hauptmurenbahn zusammen. In ca. 2.000 m ü.d.M. mündet die Murenbahn ohne Akkumulationsfläche direkt in den Ulken Almaty. Für dieses Untersuchungsobjekt sind in den vergangenen 60 Jahren je Dekade bis zu vier Murengänge verzeichnet worden (Anhang 11.3, Seite 151). Zum Teil reichten die Muren bis in die südlichen Randbezirke von Almaty. Auch kleinere Muren des Untersuchungsobjektes zerstörten häufig Objekte der Infrastruktur wie Straßen und Brücken. Im oberen Einzugsbereich befinden sich fünf größere Gletscher und fünf Moränenseen, die für einen kontinuierlichen Oberflächenabfluss des Kumbel und der wenigen Nebenflüsse sorgen.

4.3.2 Objekte des Glazialmurentyps

Es handelt sich bei allen Untersuchungsobjekten um Moränenseen, die im Vorfeld der rezenten Gletscher gelegen sind. Für die Bezeichnung der Untersuchungsobjekte wurden die Namen der jeweiligen Gletscher verwendet. Zur Dokumentation der Untersuchungsobjekte wurden im Anhang 11.4 (Seite 154) Fotografien zusammengestellt.

S1-Karnisnyj – Das Untersuchungsobjekt liegt in 3.510 m ü.d.M. im Vorfeld des Gletschers Karnisnyj, der mit seiner schuttbedeckten Gletscherzunge bis an den Moränensee heranreicht. Umgeben von mehreren meterhohen Moränenwällen ist S1-Karnisnyj in den Moränenkörper eingebettet. Im Frontbereich liegt der Moränenwall bis zu 15 m über dem Seespiegelniveau und wird vom Oberflächenabfluss des Moränensees zerschnitten. Der weitere Abfluss des Sees erfolgt ohne prägnante Gefällestufen über den Fluss Prochodnaja. Bereits in den 1960er Jahren wurde der See mit einem Volumen von mehr als 20.000 m³ erfasst. Durch künstliche Absenkung des Seespiegels seitens der örtlichen kasachischen Murenschutzorganisation „Kazselezaščita“ im Jahr 1975 wurde das Volumen von 30.000 m³ auf 15.000 m³ verringert (POPOV 1986:168).

S2-Timofejew – Der Moränensee liegt in ca. 3.600 m ü.d.M. im Vorfeld des Gletschers Timofejew. Bis Anfang der 1980er Jahre lagen noch zwei weitere Moränenseen im Vorfeld des Gletschers. Der Moränensee südwestlich vom Untersuchungsobjekt entwässerte Anfang der 1980er Jahre vollständig. Nordöstlich, in ca. 800 m Entfernung vom Untersuchungsobjekt entfernt, liegt der zweite See. Dieser galt bis zum Jahr 1981, mit einem damaligen Volumen von ca. 176.000 m³, als besonders stark durchbruchsgefährdet (POPOV 1986:170). Heute beträgt dessen Volumen weniger als 38.000 m³. S2-Timofejew wurde erstmalig im Jahr 1953 kartiert. 1979 wurde das Volumen durch künstliche Seespiegelabsenkung von 70.000 m³ auf 40.000 m³ verringert (POPOV 1986:71). Der Moränensee ist vollständig von bis zu 20 m hohen Moränenwällen umgeben. Mehrere Zuflüsse der Gletscherschmelzwässer fließen in das Untersuchungsobjekt, welche über eine Grotte an der westlichen Spitze des Sees weiter in den Fluss Kysylsaj unterirdisch entwässern. Je nach Zuflussmenge teilt sich der Moränensee im Verlauf eines Jahres in einen größeren westlichen und kleineren östlichen See auf. Wülste und Fließstrukturen auf der Oberfläche des Moränenkörpers und die steilen nördlichen und nordwestlichen Randbereiche geben Hinweise darauf, dass es sich bei dem Moränenkörper um einen Blockgletscher mit teils aktiven Bereichen handelt.

S3-Gletscher Sowetow – Im oberen Bereich des Einzugsgebietes des Flusses Kumbel liegt das Untersuchungsobjekt in einer Höhe von 3.500 m ü.d.M. Noch bis zum Jahr 2009 teilte

sich der Moränensee in drei kleinere Seen, die nach Anstieg der jeweiligen Seespiegel zusammenwuchsen und nun mit 180.000 m³ das zweitgrößte Untersuchungsobjekt aller in dieser Arbeit untersuchten Moränenseen darstellt. In breiter Front wird der Moränensee von einem ca. 10 m hohen Moränenwall begrenzt. Der Moränenkörper geht in diesem Bereich als schwach ausgeprägte Stufe in ein niedrigeres Höhenniveau über und wird vom Oberflächenabfluss des Moränensees zerschnitten. Der Abfluss erfolgt über eine kleine tiefer gelegene wassergefüllte Senke, dem Rückstand des Sees Nr. 13. Weiter über den Fluss Kumbel, durchfließt dieser die rezente Murenbahn des Untersuchungsobjektes M7-Kumbel und mündet in den Ulken Almaty. Seit dem Glazialmurenereignis von 1977 steht dieser Moränenseen in den Sommermonaten unter Beobachtung. Gegenwärtig wird dieser Moränensee von der kasachischen Murenschutzorganisation „Kazselezaščita“ als stark murengefährdet eingeschätzt, sodass im Jahr 2011 damit begonnen wurde, durch Tieferlegung des Oberflächenabflusses den Seespiegel abzusenken.

S4-Gorelnik – Das Untersuchungsobjekt befindet sich ebenfalls im oberen Einzugsgebiet des Flusses Kumbel in 3.580 m ü.d.M. Seit 1973 hat sich das Volumen des Sees von 15.000 m³ auf 9.000 m³ auf natürliche Weise verringert. Unmittelbar an der Gletscherzunge wird der See von bis zu 40 m hohen Moränenkämmen umringt. So ist S4-Gorelnik ohne einen Oberflächenabfluss vollständig in den Moränenkörper eingebettet. Auf der Oberfläche des Moränenkörpers, welcher sich unterhalb des Moränensees befindet, sind Fließstrukturen erkennbar. Zudem zeigen die steilen Ränder, dass es sich, ähnlich wie beim Untersuchungsobjekt S2-Timofejew, um einen aktiven Blockgletscher handelt.

S5-Molodjoshnyj – Im Vorfeld des Hanggletschers Molodjoshnyj gelegen, im oberen Bereich des Kishi Almaty, befindet sich das Untersuchungsobjekt S5-Molodjoshnyj. Es gliedert sich in einen kleineren oberen, in 3.450 m ü.d.M. liegenden, und in einen größeren, 30 m tiefer liegenden unteren Moränensee. Der obere Moränensee ist mit einem Volumen von 3.500 m³ das kleinste Untersuchungsobjekt in dieser Arbeit. Seitlich des von Südwest nach Nordost gestreckten Moränensees steigen die Ufermoränen leicht an. Im spitz zulaufenden Frontbereich des Sees zerschneidet der Oberflächenabfluss die wenige Meter hohe Moräne und fließt nach etwa 120 m in den unteren Moränensee. Beide Untersuchungsobjekte trennt die ca. 35 m hohe Moränenstufe voneinander.
Das nordwestliche Ufer des unteren Moränensees steigt sehr steil an und liegt ca. 10 m oberhalb des Seespiegelniveaus. Ähnlich dem Uferbereich des oberen Sees steigt auch das südöstliche Ufer des unteren Sees leicht an. Die Ufermoräne geht in diesem Bereich in die Schutthalde der Felswand über. Der untere Moränensee ist zum Oberflächenabfluss hin ebenfalls spitz zulaufend und schneidet sich tief in die weniger stark ausgeprägte Gefällestufe ein. Im unteren Bereich fließt der Oberflächenabfluss durch ein breiteres Flussbett und entwässert gemeinsam mit den Schmelzwässern des Gletschers Tujuksu über den Fluss Kishi Almaty. In der topografischen Karte von 1958 ist der untere Moränensee als einziger von den beiden Moränenseen des S5-Molodjoshnyj verzeichnet. Es ist davon auszugehen, dass sich der obere Moränensee erst nach der kartografischen Aufnahme gebildet hat.

S6-Manschuk Mametow – Mit ca. 220.000 m³ ist der Moränensee des Gletschers Manschuk Mametow das größte Untersuchungsobjekt dieser Arbeit. Der Moränensee liegt in 3.585 m ü.d.M. im Einzugsgebiet des Kishi Almaty. Umgeben von bis zu 30 m hohen Moränenwällen liegt der See, dessen Randbereiche sehr steil nach außen geneigt sind, mittig im Moränenkörper. Der durch den Oberflächenabfluss getrennte südliche Randbereich ähnelt einer aktiven Blockgletscherstirn. Zusätzlich deutet die wulstige Oberflächenstruktur des dortigen Uferbereiches auf einen hohen Eisgehalt innerhalb der Moräne hin. Die Gletscherzunge des Manschuk Mametow führt steil in den See hinein und ist im vorderen Bereich von

größeren Querspalten durchzogen. Schon im Jahr 1958 endete die Gletscherzunge des Manschuk Mametow unmittelbar an einem mit einer Fläche von 1.645 m² noch sehr kleinen Moränensee. Wie die Untersuchungen von KASATKIN (2011) deutlich machen, hat sich mit dem stetigen Rückzug des Gletschers Manschuk Mametow die Seefläche im Bereich der ehemaligen Gletscherzunge vergrößert. Die enorme Tiefenzunahme des Sees erklärt sich, weil sich der See auf der Gletscherzunge ausbildete und der Seegrund in den vergangenen 54 Jahren in die Reste des Gletschers hinein schmolz. Von der kasachischen Murenschutz-organisation „Kazselezaščita“ wird dem Moränensee das höchste Gefahrenpotenzial aller im Untersuchungsgebiet liegenden Seen zugesprochen, worauf in den Sommermonaten der Jahre 2010 bis 2013 erneut Maßnahmen zur Seespiegelabsenkung durchgeführt wurden. Im Sommer 2011 wurde der Seespiegel um 2 m gesenkt.

5 Analyse und Bewertung der murenbildenden Faktoren

Grundsätzlich umfassen die murenbildenden Faktoren die Gesamtheit der Geofaktoren, die anthropogene Aktivitäten sowie mögliche seismische Faktoren in einem Gebiet. Im Einzelnen werden die Geofaktoren Morphometrie, Geologie und Vegetation untersucht sowie Klima und Wasser zusammenfassend als meteorologische Bedingungen analysiert. Der Permafrost, welcher durch seine Existenz in der Lithosphäre der Geologie zugeordnet werden kann, wird als murenbildender Faktor gesondert betrachtet.

Die zeitliche Komponente der Geofaktoren spiegelt sich in ihrer Veränderlichkeit und in der Wirksamkeit wider. Dahingehend lassen sich die murenbildenden Faktoren in langfristige oder unveränderliche, sich langsam verändernde und sich schnell ändernde Faktoren unterscheiden (vgl. BADER & KUNZ 1998:147 und MEDEUOV & NURLANOV 1996:34).[23] Bei den langfristigen oder unveränderlichen Faktoren, welche für Jahrzehnte bis zu mehreren Jahrhunderten als konstant erscheinen, wie beispielsweise die Morphometrie oder die Geologie, wird die Grunddisposition der Murenbildung bestimmt. Die sich während eines Jahrzehnts langsam verändernden oder mittelfristigen Schwankungen unterworfenen Faktoren, wie die hydrologische Situation, führen zu einer variablen Disposition der Murenbildung. Durch jene Faktoren, die sich schnell verändern, wie es für kurzfristig auftretende hygrisch-meteorologische oder seismische Ereignisse gegeben ist, kommt es zur Auslösung von Muren.

Um die nachfolgenden Analysen und die daraus abgeleiteten Bewertungen der murenbildenden Faktoren nicht schon im Vorfeld mit einer Gewichtung hinsichtlich ihrer möglichen Veränderung infolge der Auswirkungen einer möglichen Klimaänderung zu belegen, erfolgt ausschließlich eine Unterscheidung der grundlegenden Voraussetzungen einer Murenbildung bzw. der Bedingungen eines Murenganges. Für einen Murengang sind entsprechende Neigungsverhältnisse der Murenbahn, Lockermaterial und Wasser erforderlich. Folglich können die murenbildenden Faktoren Morphometrie, Geologie und die den Abfluss steuernden meteorologischen Bedingungen als Primärfaktoren zusammengefasst werden (vgl. DUJSENOV 1971, GAGOŠIDZE 1970, GIDROMETEOIZDAT[24], VINOGRADOV 1980b und ŽIGAREV 1984). Entsprechend der Murendefinition von BUNZA et al. (1976:61) sind die Faktoren Vegetation und Permafrost nicht essenziell für die Murenbildung und können als Sekundärfaktoren bezeichnet werden.

Im Folgenden werden die murenbildenden Faktoren Morphometrie, Geologie, meteorologische Bedingungen, Vegetation und Permafrost hinsichtlich ihres Einflusses auf die Murenbildung betrachtet. Für jeden dieser Faktoren erfolgt eine Analyse der objektspezifischen Charakteristika. Aus der allgemeinen und der Untersuchungsobjekt bezogenen Analyse wird für jeden Faktor abschließend eine zusammenfassende Bewertung bezüglich dessen Bedeutung bei der rezenten Murenbildung vorgenommen. Je nach Komplexität des Einflusses auf die Murenbildung werden einzelne Kriterien herausgestellt. Diese zeichnen sich durch signifikante Unterschiede hinsichtlich der Ausprägung für die einzelnen Untersuchungsobjekte aus und unterliegen in ihren Eigenschaften einer zeitlichen Variabilität infolge der angenommen Klimaänderung.

Für den Gebirgsraum des Ile Alatau konnten drei der bisherigen Murenereignisse in den vergangenen 125 Jahren in Zusammenhang mit starken Erdbeben als ausschlaggebender

[23] Eine umfassende Zusammenstellung unterschiedlicher Klassifizierungsansätze der murenbildenden Faktoren ist von ŠEKO (1980:20ff.) wiedergegeben.

[24] GIDROMETEOIZDAT (1976 bis 1992) – Zwölfbändige Veröffentlichung zur Murenmechanik, -bildung und -chronologie.

murenbildender Faktor gebracht werden. Die Untersuchungen von KURSKEEV et al. (2006:214ff.) und SCHRÖDER & EIDAM (2004:56) zeigen, dass in diesem seismisch aktiven Gebiet Erdbeben häufig die Ursache von anderen Massenbewegungen, wie Felsstürzen und Erdrutschungen, sind. In Abhängigkeit der Wassermenge und der Materialzusammensetzung von Erdrutschungen können diese zu Muren transformieren, sodass insgesamt der seismischen Aktivität als murenbildender Faktor Beachtung geschenkt werden muss. Jedoch bleibt dieser Auslösemechanismus von klimatischen Änderungen gänzlich unbeeinflusst, sodass dieser nachfolgend nicht untersucht und bewertet wird. Ebenso in der Analyse und Bewertung unberücksichtigt bleibt die anthropogene Aktivität im Untersuchungsgebiet. Dem menschlichen Einfluss kommt im dicht besiedelten Gebiet des Ile Alatau selbstverständlich eine maßgebliche Bedeutung zu, gleichwohl steht dieser Faktor außerhalb des hier betrachteten natürlichen Systems der Murenbildung.

5.1 Morphometrie

Für die Murenbildung stellt die Morphometrie den ersten von drei Primärfaktoren entsprechend der Definition von BUNZA et al. (1976:61) dar. Ohne ausreichende Hangneigungsverhältnisse und Größe des Einzugsgebietes (EZG) können keine Murengänge nach Starkniederschlagsereignissen entstehen. Aber auch für bereits ablaufende Murenprozesse sind die Neigungsverhältnisse der Murenbahn innerhalb der weiteren Prozessentwicklung entscheidend. Für die Glazialmuren bestimmt die Morphometrie primär das Volumen des Moränensees, das Potenzial und die Dimension des Murenereignisses. Da für die Untersuchungsgebiete die morphometrischen Bedingungen für die Murenbildung als solche gegeben sind, wird im folgenden Kapitel der Fokus nicht auf die hydrologische Modellierung und somit Kenntlichmachung potenzieller Murenbahnen innerhalb des Einzugsgebietes der Untersuchungsobjekte gerichtet sein, wie es beispielsweise FISCHER et al. (2011), WANG et al. (2008) und WICHMANN (2006) vornehmen. Vielmehr, der klassischen Arbeitsweise in der Geomorphologie zur qualitativen Reliefbeschreibung folgend (vgl. GOUDIE 1998:33ff.), werden anhand ausgewählter morphometrischer Parameter die Untersuchungsobjekte charakterisiert. Für die Untersuchungsobjekte der Glazialmuren erfolgt durch deren Vergleich eine relative Einschätzung ihres Gefahrenpotenzials.

5.1.1 Datengrundlage

Als Grundlage für die Quantifizierung der morphometrischen Parameter standen sowjetische topografische Karten im Maßstab 1:50.000 zur Verfügung.[25] Für das Untersuchungsgebiet der Täler Kishi und Ulken Almaty wurde auf Basis der digitalisierten, in 50 m Äquidistanz zueinander liegenden Höhenlinien und der ca. 280 erfassten Höhenpunkte ein digitales Geländemodell erstellt[26]. Schwierigkeiten bei der Digitalisierung bereiteten die steilen Hangbereiche, welche aufgrund der in den Karten verwendeten Schraffuren nur approximativ mit entsprechender Höheninformation in das digitale Geländemodell übertragen werden konnten. Ebenfalls nur näherungsweise ist die Höhenwiedergabe der in den Karten dargestellten vergletscherten Bereiche. Vornehmlich im Bereich der Gletscherenden führte das Abschmelzen in den vergangenen 30 Jahren zu einer signifikanten Änderung des Höhenniveaus in diesen Bereichen (vgl. LENTSCHKE & SCHRÖDER 2008:70).
Zur Charakterisierung der Untersuchungsobjekte und deren Vergleich untereinander mussten Informationen zu den Hangneigungsverhältnissen ermittelt werden. Hierfür war es

[25] Diese liegen als Gauß-Krüger-Koordinatensystem für das Referenzsystem Pulkovo 1942 mit dem Ellipsoid nach Krassovsky der Zone 13 Nord vor.
[26] Für die weitere Interpolation des digitalen Geländemodells wurde die Punktdichte der jeweiligen Höhenlinien durch die automatisierte Generierung zusätzlicher Höhenpunkte (in 10 m Horizontalabständen) erhöht.

erforderlich, das digitale Geländemodell durch ein Interpolationsverfahren zu verfeinern und somit höher aufzulösen. Übliche Interpolationsmethoden sind:[27]

- Lineare Triangulierung (TIN)[28] – eine Dreiecksvermaschung der Höhenpunke bzw. Stützpunkte zu einem unregelmäßigen Netz,
- Distanzgewichtete Interpolationsmethode (IDW)[29] – bei der mit zunehmender Entfernung eines Stützpunktes zum interpolierenden Pixel dieser immer schwächer in die Interpolation eingeht,
- Spline-Interpolation – bei der die Stützpunkte stückweise durch stetig verlaufende Polynome verbunden werden und
- Kriging-Interpolation – Schätzung der zu interpolierenden Pixel basierend auf einem geostatistischen Modell, bei dem die räumliche Verteilung der Stützpunkte in einem Semivariogramm dargestellt und analysiert wird.

Wie die Untersuchungen zum qualitativen Vergleich der unterschiedlichen Interpolationsmethoden von BOLCH (2008), CHAPLOT et al. (2006) und POHJOLA et al. (2009) zeigen, hängt die Qualität der digitalen Geländemodelle stark von der Maßstabsgröße der digitalisierten Karten und von den topografischen Charakteristika der jeweiligen Untersuchungsgebiete ab. Entsprechend war es notwendig, für das Untersuchungsgebiet der Täler Kishi und Ulken Almaty Interpolationsmodelle nach der TIN-, der IDW-, der Spline- und der Kriging-Methode mit einheitlicher Rasterauflösung von 10 m zu erstellen und zu vergleichen. Nach hinreichender Anpassung des Semivariogramms zeigte das Interpolationsmodell der Kriging-Methode (Ordinary Kriging) die naturgetreuste Wiedergabe des Geländes, sodass für die weitere morphometrische Auswertung dieses Modell genutzt wurde.

Zur besseren Lokalisierung und Abgrenzung der Untersuchungsobjekte wurden zwei Satellitenszenen mit unterschiedlicher horizontaler Auflösung verwendet. Hierbei wies das amerikanische ASTER-Satellitensystem[30] mit 15 m die geringste Auflösung auf. Die zwei Satellitenszenen des japanischen ALOS-Satellitensystems[31] lagen für den panchromatischen PRISM-Sensors[32] in einer horizontalen Auflösung von 2,5 m und des multispektralen AVNIR-Sensors in einer Auflösung von 10 m vor.
Gemeinsam mit den Mitarbeitern des Geographischen Institutes der Akademie der Wissenschaften des Ministeriums für Bildung und Wissenschaft der Republik Kasachstan (GI-AdW) wurden im Sommer 2010 und 2011 die hydrografischen Vermessungen der Moränenseen durchgeführt.

5.1.2 Morphometrische Parameter der Untersuchungsobjekte

Zur Charakterisierung der topografischen Eigenschaften der Untersuchungsobjekte und für deren Vergleich wurden ausgewählte morphometrische Parameter zusammengestellt.

[27] Zusammenfassung aus BOLCH (2008:42ff.), HENGEL & REUTER (2009:39ff.) und WILSON & GALLANT (2000:34ff.)
[28] engl. = Triangular Irregular Networks
[29] engl. = Inverse Distance Weighting
[30] Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
[31] Advanced Land Observing Satellite
[32] Zwar eignet sich dieser Sensor durch das stereoskopische Aufnahmensystem des Satelliten zur Erstellung eines digitalen Oberflächenmodells (JAXA 2007), jedoch sind Teile der Szenen stark bewölkt und somit für diesen Zweck ungeeignet.

5.1.2.1 Niederschlagsmuren

Für die Untersuchungsobjekte der niederschlagsbedingten Muren sind die primären morphometrischen Parameter Länge, Umfang, höchster und niedrigster Höhenpunkt des Einzugsgebietes und die höchsten Höhenpunkte der Murenanrisskante in der nachstehenden Tabelle 3 zusammengestellt.
Bei Betrachtung der absoluten Flächen- und Umfangsangaben werden die unterschiedlichen Größenordnungen der Untersuchungsobjekte deutlich, die um maximal das 14-fache der Fläche und um etwa das 4-fache des Umfangs voneinander abweichen. Die Berechnung der Indexwerte ermöglicht deren relativen Vergleich. Hierfür wurden nach RIEGER (1999:48) das Kreisförmigkeitsverhältnis *(KF)* und die Umfangsentwicklung *(UE)* der Einzugsgebiete berechnet:

$$KF = \frac{Fläche\ des\ Einzugsgebietes}{Fläche\ eines\ Kreises\ mit\ gleichem\ Umfang\ wie\ das\ Einzugsgebiet}$$

$$UE = \frac{wahrer\ Umfang\ des\ Einzugsgebietes}{Umfang\ eines\ flächengleichen\ Kreises}$$

Beide Indexwerte können auch zur Einschätzung, wie schnell es zur Abflusskonzentration in einem Einzugsgebiet kommt und wie hoch die Abflussspitzen sind, genutzt werden. Dabei gilt, dass für Einzugsgebiete die Abflussspitzen, die bei einem Niederschlagsereignis gemessen werden, umso höher sind, je mehr sich der Indexwert dem Wert 1 annähert (RIEGER 1999:48). Da es sich bei den Untersuchungsobjekten ohnehin um Einzugsgebiete mit hoher Präferenz zu schnellen Abflusskonzentrationen mit hohen Abflussspitzen handelt, sollten die Indexwerte stark gegen 1 gehen.

Tab. 3: Morphometrische Parameter der Untersuchungsobjekte niederschlagsbedingter Muren (KF - Kreisförmigkeitsverhältnis, UE - Umfangsentwicklung, h. HP - höchster Höhenpunkt, n. HP - niedrigster Höhenpunkt, EZG - Einzugsgebiet)

Untersuchungs-	gesamtes Einzugsgebiet						EZG bis zur Murenanrisskante			
objekt	Fläche $\times 10^6$ [m²]	Umfang [m]	KF	UE	h. HP [m] ü.d.M.	n. HP [m] ü.d.M.	Fläche $\times 10^6$ [m²]	Umfang [m]	UE	n. HP [m] ü.d.M.
M1-Koktscheka	2,66	7.864	0,54	1,36	2.305	1.288	2,36	6.251	1,15	1.400
M2-Ajusaj	3,37	9.051	0,52	1,39	3.682	2.170	1,61	5.109	1,14	3.150
M3-Mramornyj	1,68	6.446	0,51	1,40	3.516	2.790	-	-	-	2.920
M4-Artschaly	7,81	13.584	0,53	1,37	4.075	2.840	4,98	10.171	1,28	3.180
M5-Serkebulak	4,28	9.317	0,62	1,27	3.970	2.665	2,90	6.778	1,12	3.160
M6-Sowetow	3,10	8.995	0,48	1,44	4.317	2.580	1,71	5.541	1,19	3.420
M7-Kumbel	23,76	24.526	0,50	1,42	4.317	2.062	14,70	19.925	1,52	3.300

Im Vergleich beider Indexwerte, welche für das gesamte Einzugsgebiet der Untersuchungsobjekte berechnet wurden, zeigt sich, dass die Werte der Umfangsentwicklung näher am Wert 1 liegen und bestätigen somit eher den formulierten Zusammenhang zwischen der Form des Einzugsgebietes und den Abflussspitzen. Die Indexwerte der Umfangsentwicklung liegen im Bereich zwischen 1,27 bis 1,44.
Wird jedoch bei der Indexberechnung der Umfangsentwicklung die Fläche der Einzugsgebiet bis zur jeweiligen Murenanrisskante berücksichtigt, verändern sich die Indexwerte beträchtlich. Sie nähern sich deutlich dem Wert 1 an und lassen vermuten, dass sich im

Einzugsgebiet oberhalb der Murenanrisskanten hinreichend große Abflussmengen sammeln und beim oberflächlichen Abfluss Abflussspitzen erreichen, die zur Murenbildung führen. Bis auf zwei Untersuchungsobjekte, M3-Mramornyj und M7-Kumbel, weisen die Indexwerte der übrigen Objekte ähnliche Größenordnungen auf. Für M3-Mramornyj, mit dessen zwei Murenbahnen, konnte eine Differenzierung des Einzugsgebietes in dieser Form nicht vorgenommen werden, da der Bereich der Murenanrisskante durch leichte Bewölkung in der Satellitenszene verdeckt war. Es kann jedoch auch für dieses Untersuchungsobjekt davon ausgegangen werden, dass bei Berücksichtigung der Form des Einzugsgebietes bis zur Murenanrisskante der Indexwert verbessert werden könnte. Lediglich für M7-Kumbel hat sich der Indexwert verschlechtert, was auf die schwierige Abgrenzung des Einzugsgebietes bis zur Murenanrisskante, vor allem in den ebenen Bereichen, zurückzuführen ist. Bezüglich der Fläche und des Umfangs der Einzugsgebiete kann zusammenfassend festgestellt werden, dass trotz unterschiedlicher Größen die Form der Einzugsgebiete ähnlich ist und diese für alle Untersuchungsobjekte gleichermaßen die Murenbildung begünstigt.

Hinsichtlich der absoluten Angaben des niedrigsten und höchsten Höhenpunktes in den Einzugsgebieten kann allgemein eine Zweiteilung der Höhenlage der Untersuchungsobjekte festgestellt werden. Sechs der sieben Untersuchungsobjekte liegen mit ihren Einzugsgebieten oberhalb von ca. 2.000 m ü.d.M. und reichen bis auf über 4.300 m ü.d.M. Lediglich M1-Koktscheka liegt unterhalb von etwa 2.300 m ü.d.M. Ebenso verschieden wie die Höhenlagen der Einzugsgebiete sind die Höhen der Murenanrisskanten der einzelnen Untersuchungsobjekte. Mit Ausnahme von M1-Koktscheka liegen deren höchste Höhenpunkte zwischen 2.920 - 3.420 m ü.d.M. und somit deutlich außerhalb der von MEDEUOV & BEISENBINOVA (1997:419) für den gesamten Ile Alatau angegebenen Höhenzone der Murenanrissbereiche von 2.800 - 3.000 m ü.d.M.

Zur weiteren Charakterisierung und für eine Gegenüberstellung der Untersuchungsobjekte bezüglich ihres Einzugsgebietes bietet sich die Darstellung des Reliefs durch die kumulierte vertikale Flächenverteilung und vorrangig durch hypsometrische und klinografische Kurven an (RASEMANN 2004:97). Bei der hypsometrischen Kurve sind die Flächenanteile zur Höhe abgetragen. Die klinografische Kurve gibt die mittlere Hangneigung zur Höhe wieder. Für einen ersten Vergleich des Reliefs der Untersuchungsobjekte eignet sich die Betrachtung der kumulierten relativen Flächenanteile je 50 m Höhenintervall, wie sie im Anhang 11.5 (Seite 157) für jedes Untersuchungsobjekt wiedergegeben sind. Diese zeigen alle einen ähnlichen Kurvenverlauf. In der Abbildung 6 ist beispielgebend die relative vertikale Flächenverteilung je 50 m Höhenintervall für das Untersuchungsobjekt M4-Artschaly dargestellt.
Entsprechend der Bestimmung des Entwicklungsstadiums eines Reliefs im Sinne des stark vereinfachten Erosionszyklus von Davis[33] können nach STRAHLER (zitiert in RASEMANN 2004:98) anhand der Kurvenform der kumulierten relativen Flächenanteile alle Einzugsgebiete einem jungen Entwicklungsstadium zugeordnet werden. Je mehr die Kurve eine konkave Form annimmt, desto älter wäre das Entwicklungsstadium und würde zum Peneplain-Stadium tendieren.

[33] Davis postuliert in seiner Lehre vom geographischen Zyklus, dass der Entwicklungsablauf der Oberflächenformen von der Gesteinsbeschaffenheit und Krustenbewegung sowie von den Medien Wasser, Luft und Eis abhängig ist (LOUIS & FISCHER1979:4).

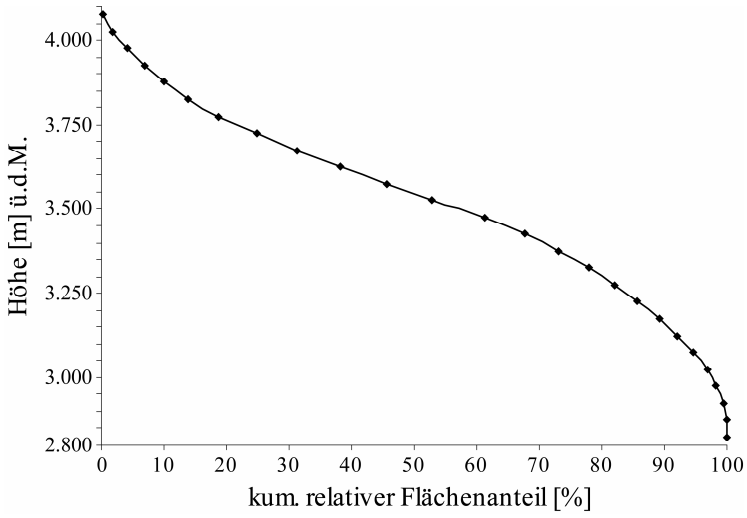


Abb. 6: Relative vertikale Flächenverteilung je 50 m Höhenintervall des Einzugsgebietes von M4-Artschaly

Eine differenziertere Wiedergabe der Reliefeigenschaften der Einzugsgebiete der Untersuchungsobjekte ermöglichen die hypsometrischen und klinografischen Kurven in der Abbildung 7. Auch diese Einteilung der vertikalen Ausprägung basiert auf 50 m Höhenmeterintervallen. Anzumerken gilt es hierbei, dass durch die gewählte Darstellung der Klassen in Abhängigkeit des niedrigsten und höchsten Höhenpunktes der Untersuchungsobjekte nicht gleichermaßen wie die übrigen dazwischen liegenden Höhenklassen wiedergegeben werden. Dies ist vor allem bei den klinografischen Kurven ersichtlich.
Aus der Abbildung 7 wird nochmals erkennbar, dass das Untersuchungsobjekt M1-Koktscheka deutlich niedriger in der mittleren Gebirgszone[34] liegt als die übrigen Untersuchungsobjekte, die sich vornehmlich in der Hochgebirgszone befinden. Wie der Vergleich der Untersuchungsobjekte M1-Koktscheka und M7-Kumbel zeigt, sind die relativen Flächenanteile umso größer, je kleiner das von den Einzugsgebieten eingenommene Areal ist. Die Verteilung der relativen Flächenanteile der Untersuchungsobjekte ähnelt bei allgemeiner Betrachtung, trotz einzelner sich in ihren Flächenanteilen hervorhebenden Höhenklassen, einer Normalverteilung. Die Ausreißer verdeutlichen, wie verschieden das Relief der Einzugsgebiete ist. Beispielsweise markiert der hohe Flächenanteil mit über 13 % des Untersuchungsobjektes M3-Mramornyj im Höhenintervall 3.300 - 3.350 m ü.d.M. den Sattelbereich zwischen den Tälern des Flusses Prochodnaja und dem Fluss Ulken Almaty.
Ein ebenso differenziertes Abbild der Reliefcharakteristika der Untersuchungsobjekte zeigen deren mittlere Hangneigungen in den klinografischen Kurven. Mit Abtragung der mittleren Hangneigung können Verebnungsbereiche in den Einzugsgebieten besser verdeutlicht werden, so auch der Sattelbereich des Untersuchungsobjektes M3-Mramornyj, welcher in dieser Höhenklasse eine mittlere Hangneigung von 15° aufweist. Unabhängig von den Höhenintervallen zeigen alle Untersuchungsobjekte maximale mittlere Hangneigungen von über 30°. Wird hierbei das Einzugsgebiet oberhalb der Murenanrisskanten berücksichtigt, so kann konstatiert werden, dass die dortigen mittleren Hangneigungen, bis auf das Untersuchungsobjekt M3-Mramornyj, vorwiegend mehr als 20° betragen[35].

[34] Für den Ile Alatau ist folgende morphologische Höhenzonierung nach KAZGIDROMET (1998:20f.) üblich: 1 – Fels-Gletscher Hochgebirgszone oder nivale Zone: > 3.500 m ü.d.M.; 2 – Hochgebirgszone: 2.700 - 3.500 m ü.d.M.; 3 – mittlere Gebirgszone: 1.600 - 2.700 m ü.d.M.; 4 – untere Gebirgszone: 800 - 1.600 m ü.d.M.

[35] Nach KAZGIDROMET (1998:20) beträgt die Hangneigung in der Hochgebirgszone für über 50 % der Fläche mehr als 20°.

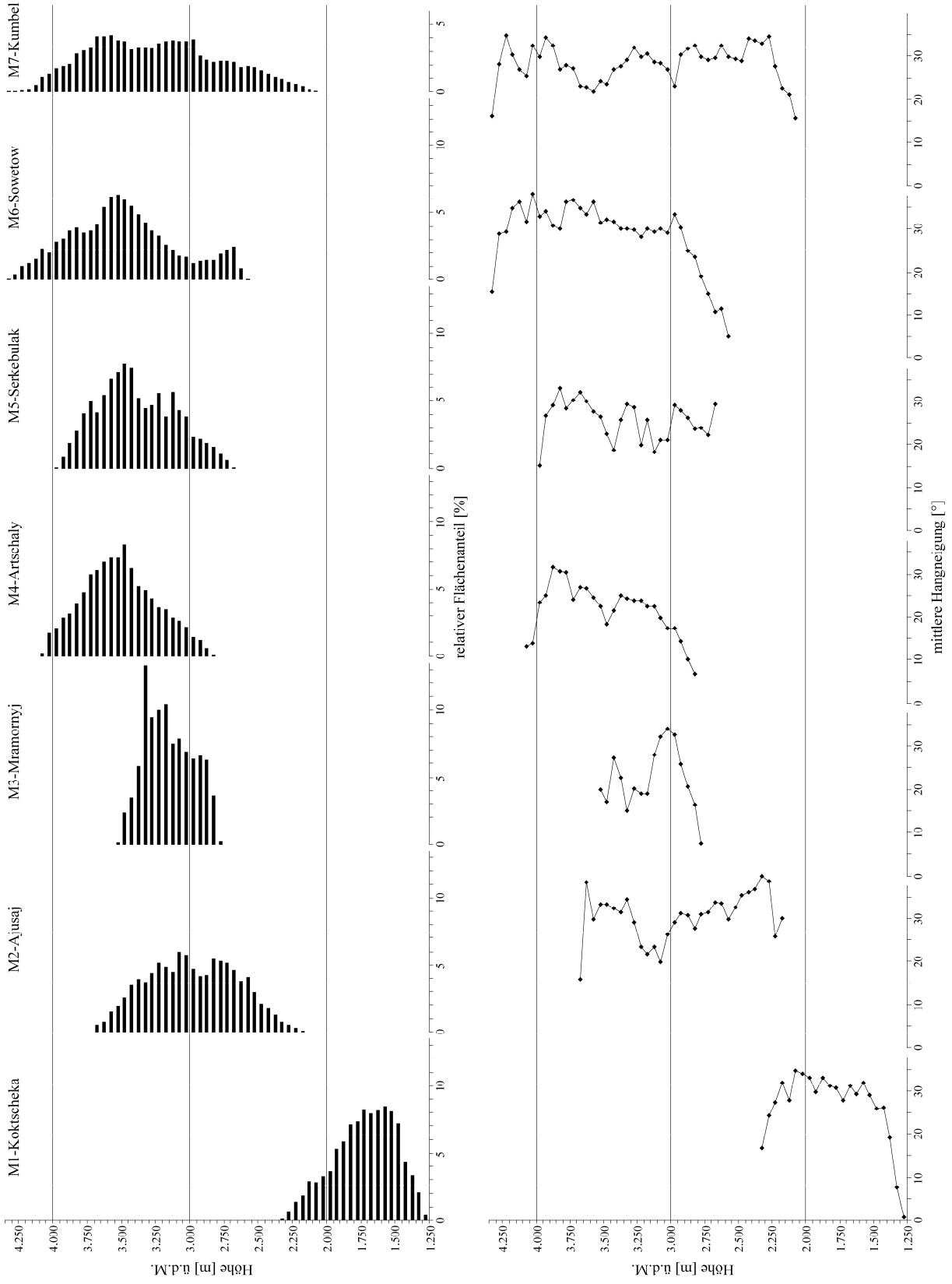


Abb. 7: Hypsometrische und klinografische Kurven der Untersuchungsobjekte

Die mittleren Hangneigungen des Einzugsgebietes unterhalb der Murenanrisskanten sind sehr verschieden. Teils sind diese stark abnehmend (M1-Koktscheka, M3-Mramornyj und M4-Artschaly) oder bleiben nahezu unverändert hoch (M6-Sowetow und M7-Kumbel) bzw. nehmen zu (M2-Ajusaj und M5-Serkebulak). Die unverändert hohen und zunehmenden Hangneigungsverhältnisse in diesen Bereichen sind darauf zurückzuführen, dass die entsprechenden Murenbahnen mit ihren steilen Hangbereichen in die Berechnung der mittleren Hangneigung der Einzugsgebiete eingehen. Bis auf M2-Ajusaj und M5-Serkebulak nehmen die mittleren Hangneigungsverhältnisse im unteren Bereich ihrer Einzugsgebiete ab und deuten, wie auch in der Satellitenszene erkennbar, den Übergang zur Transitzone ohne Erosionsbereiche an den Murenbahnhängen bzw. zur Zone potenzieller Akkumulation eines Murengangs an. Die mittlere Hangneigung sinkt für diese Untersuchungsobjekte unter 10°, für M7-Kumbel auf 16°.

5.1.2.2 Glazialmuren

Entscheidend für die Abschätzung des Gefahrenpotenzials von Glazialmuren sind vor allem die Volumina der Untersuchungsobjekte, welche neben deren Höhenlagen, den maximalen Tiefen und deren Flächen in der nachstehenden Tabelle 4 wiedergegeben sind. Hierbei handelt es sich jeweils um die Maximalwerte, die jeweils im August in den Jahren 2010 und 2011 gemessenen wurden. Die Parameter unterliegen in ihrer Größenordnung dem Ablationsverhalten der Gletscher und Schneeflächen, deren Schmelzwässer in die Untersuchungsobjekte fließen. Sporadische, über das Jahr durchgeführte Beobachtungen an den Untersuchungsobjekten S2-Timofejew und S6-Manschuk Mametow zeigen, dass deren morphometrische Parameter über den Jahresverlauf stark schwanken. So senkt sich der Seespiegel des Moränensees S2-Timofejew beispielsweise so stark, dass er sich in zwei kleinere Seen mit einer Tiefe von 4 m bzw. 8 m mit einem Volumen von 1.890 m³ und 8.100 m³ aufteilt. Beim Untersuchungsobjekt S6-Manschuk Mametow sind die Schwankungen noch gravierender, hier konnte im April 2011 ein Abfall des Seespiegels um 16 m festgestellt werden. Die Tiefe betrug zu diesem Zeitpunkt lediglich 5,6 m. Weitere Beispiele für Seespiegelschwankungen anderer Moränenseen in den Tälern des Ile Alatau, welche entweder durch Maßnahmen der kasachischen Murenschutzorganisation „Kazselezaščita“ gesenkt wurden oder auf natürliche Art variieren, sind von POPOV (1986:70ff.) zusammengestellt worden.
Wie aus der Tabelle 4 zu entnehmen ist, liegen alle Untersuchungsobjekte oberhalb von 3.420 m ü.d.M. Hinsichtlich der übrigen drei Kenngrößen zeigt sich, wie unterschiedlich die morphometrischen Charakteristika der Untersuchungsobjekte ausgeprägt sind.

Tab. 4: Morphometrische Parameter der Untersuchungsobjekte glazialbedingter Muren (GI-AdW, *KAZSELEZAŠČITA, POPOV 1986:58)

Untersuchungsobjekt	Höhe [m] ü.d.M.	max. Tiefe [m]	Fläche [m²]	Volumen [m³]	Volumen nach POPOV [m³]	Jahr der hydrographischen Vermessung
S1-Karnisnyj*	3.510	5,9	5.900	14.900	15.881	2009
S2-Timofejew*	3.598	11,2	13.076	37.424	49.955	2009
S3-Gletscher Sowetow	3.500	14,0	30.000	180.000	165.161	2011
S4-Gorelnik	3.580	8,0	2.500	9.000	4.612	2011
S5-Molodjoshnyj oberer	3.450	2,4	3.800	3.500	8.428	2011
unterer	3.420	10,0	11.000	36.000	38.946	2011
S6-Manschuk Mametow	3.585	21,0	24.615	221.093	124.217	2010

Mit 221.000 m³ bzw. 180.00 m³ weisen S6-Maschunk Mametow und S3-Gletscher Sowetow gegenüber den anderen Untersuchungsobjekten die größten Volumina auf. Ihnen kann durch das enorme Fassungsvermögen ein höheres Gefahrenpotenzial zugesprochen werden. Die geringe Anzahl der Untersuchungsobjekte gestattet es nicht, einen statistischen Zusammenhang zwischen den Kenngrößen zu formulieren. Ansonsten wäre es möglich, das Volumen als Funktion der Fläche zu beschreiben, was die aufwendige hydrografische Vermessung ersetzen würde und eine flächendeckende Quantifizierung mehrerer Objekte durch eine fernerkundungsgestützte Flächenermittlung zuließe.
POPOV (1986:58) stellte, basierend auf seinen umfangreichen morphometrischen Untersuchungen der Moränenseen im Ile Alatau, eine Formel zur Berechnung der Volumina (V) in Abhängigkeit ihrer Flächen (F) auf:

$$V = 0{,}059 \times F^{1{,}44}$$

Ein Vergleich der berechneten Volumina der Untersuchungsobjekte mit den hydrografisch ermittelten Volumina zeigt jedoch, dass die Abweichungen zum Teil enorm sind und somit von einer Verwendung der Formel für die anderen Moränenseen abgesehen wird[36]. Der Vergleich macht den signifikanten Einfluss der Tiefe der Moränenseen, welche für die Untersuchungsobjekte zwischen 2,4 m und 21,0 m beträgt, deutlich.

Nicht alleinig die Größe der Untersuchungsobjekte stellt das Maß für deren Gefahrenpotenzial dar, sondern auch die Morphometrie des Moränenkörpers, in welchem die Moränenseen eingebettet sind, sowie mögliche Auslösefaktoren im Umkreis der Moränenseen (vgl. BOLCH et al. 2011). Hierbei können durch in die Moränenseen geratene Muren, Felsstürze oder kalbende Gletscherenden den Moränenseeausbruch auslösen. Eine Vermessung der Morphometrie der Moränenkörper konnte nicht vorgenommen werden. Stattdessen erfolgte eine Abschätzung des Gefahrenpotenzials anhand des Größenverhältnisses vom Untersuchungsobjekt und dem Moränenkörper im Frontbereich des Objektes auf Basis der Fotografien (Anhang 11.4, Seite 154). Für die Untersuchungsobjekte S6-Manschuk Mametow, S3-Gletscher Sowetow, S1-Karnisnyj und dem unteren Moränensee des S5-Molodjoshnyj kann im Verhältnis zu den anderen Untersuchungsobjekten ein höheres Gefahrenpotenzial zugesprochen werden. Der obere Moränensee des Untersuchungsobjektes S5-Molodjoshnyj ist bezüglich seines Volumens deutlich kleiner als der Moränenkörper in dessen Frontbereich. Daraus kann für dieses Objekt folglich ein geringeres Gefahrenpotenzial abgeleitet werden. Die Untersuchungsobjekte S2-Timofejew und S4-Gorelnik liegen inmitten eines sehr großen Moränenkörpers. Stellenweise werden deren Uferbereiche von bis zu 30 m hohen Moränenkämmen umgeben, wodurch sie von allen Untersuchungsobjekten das geringste Gefahrenpotenzial aufweisen.
Wie aus den Beobachtungen der größeren Glazialmurenereignisse (vgl. JAFJAZOVA 2007:110ff.), beispielsweise am 15. Juli 1973 im Tal Kishi Almaty oder vom 03. - 04. August 1977 im Kumbel, deutlich wird, wurden diese nicht durch plötzliches Nachgeben des Moränenkörpers ausgelöst, sondern durch die anhaltende und sich selbst verstärkende Erosion des zunehmenden Abflusses an der Oberfläche. Der Existenz eines oberflächlichen Abflusses kommt somit ebenfalls eine entscheidende Bedeutung zu. Diesbezüglich stellen S2-Timofejew und S4-Gorelnik, welche über keinen Oberflächenabfluss verfügen, die geringste Gefahr einer Glazialmure dar. Die übrigen Untersuchungsobjekte verfügen über Oberflächenabflüsse, die sich nach der optischen Einschätzung in ihrer Ausprägung differenziert darstellen. Für die Untersuchungsobjekte zeigt sich dahingehend ein Zusammenhang zwischen

[36] BOLCH et al. (2011:1697) verwendeten zur Berechnung der Moränenseevolumina im Ile Alatau die Volumengleichung nach HUGGEL et al. (2002:319). Bei einem Vergleich der hydrografischen Vermessungsdaten zeigt sich eine noch stärkere Abweichung als bei denen nach POPOV (1986) berechneten Volumina.

dem angeführten Größenverhältnis der Moränenkörper und dem vorhandenen Oberflächenabfluss. Jene Objekte, die inmitten eines großen Moränenkörpers mit einem enormen Frontbereich liegen, besitzen keinen Oberflächenabfluss.
Hinsichtlich der Einschätzung möglicher Auslösefaktoren im Umkreis der Moränenseen unterliegen die Objekte S1-Karnisnyj und S6-Manschuk Mametow einer besonderen Gefährdung. Für S1-Karnisnyj (Anhang 11.4, Foto 1, Seite 154) sind durch die gletscherfreien Hänge westlich des Gletschers ideale Voraussetzungen für Hangmuren oder Felsstürze gegeben, welche im Falle eines Ereignisses bis in den See reichen würden und diesen womöglich „ausbrechen“ ließen. Noch deutlicher wird diese Art der Gefährdung für S6-Manschuk Mametow (Anhang 11.4, Foto 6, Seite 156), da steile Felsformationen und Schutthänge bis unmittelbar an das Ufer des Sees reichen. Das sich in den See erstreckende, nahezu senkrecht erhebende, mehrere Zehnermeter hohe Gletscherende mit gewaltigen Querspalten lässt vermutlich ein Kalben der Eismassen zu. Derartige plötzliche Masseneinträge in den See könnten ebenfalls zur Bildung einer Glazialmure führen. Für die übrigen Untersuchungsobjekte kann festgestellt werden, dass die Gletscherenden der umgebenden Gletscher seicht ausstreichen, die Gletscher flächig die Hänge bedecken und die Seen außerhalb des Wirkungsbereiches von Massenbewegungen liegen.

Für beide Typen der Untersuchungsobjekte haben die Neigungsverhältnisse der Tiefenlinien, in denen sich die Wassermassen nach einem intensiven, weniger plötzlichen Moränenseeabfluss oder dem Abfluss der gesammelten Niederschläge talwärts bewegen, einen maßgeblichen Einfluss auf den Murenprozess. Hierzu verdeutlichen die Untersuchungen von STEPANOV & STEPANOVA (1991:286ff.) inwiefern sich in Abhängigkeit der Neigung der Murenbahn und der Dichte der Murenmasse die Mure in ihrem Abgang verändern kann. Sie räumen ein, dass es auf schwach geneigten Profilabschnitten nicht zwingend zur Abschwächung bzw. zum Zerfall der Mure kommen muss, sondern es zu einer erneuten Materialaufnahme und somit zur Energiezunahme der Gesamtmasse kommen kann. Diesen Prozess in seiner Komplexität für die Untersuchungsobjekte einzuschätzen, liegt außerhalb der Möglichkeiten dieser Arbeit. Jedoch wurden die Neigungsverhältnisse der rezenten und potenziellen Murenbahnen der Untersuchungsobjekte durch Hangprofile, welche aus den topografischen Karten entnommen wurden, vergleichend dargestellt. Es zeigt sich aber, dass die verwendete Maßstabsgröße der Karten für die Hervorhebung signifikanter Eigenschaften der Murenbahnen der Untersuchungsobjekte unzureichend ist.

5.1.3 Bewertung als murenbildender Faktor

Aufgrund der Untersuchungsergebnisse kann die Morphometrie als primärer murenbildender Faktor der Niederschlags- und Glazialmuren gewertet werden. Gleichwohl zeigt die vertiefende Analyse der Objekte, dass differenzierende Bewertungskriterien abgeleitet werden müssen.

Niederschlagsmuren – Die Untersuchungen der morphometrischen Parameter der Einzugsgebiete zeigen im Detail teils eine sehr starke Differenziertheit. Dennoch weisen sie morphometrische Ähnlichkeiten auf, da ihnen die Disposition zur rezenten Murenbildung gegeben ist. Für die weitere systematische Betrachtung und Bewertung des Faktors ist es hilfreich, ein entscheidendes morphometrisches Kriterium hervorzuheben. Da der Ile Alatau durch eine vertikale Gliederung der meisten Geofaktoren in Höhenstufen gekennzeichnet ist, ist es nahe liegend, die Hypsometrie der Einzugsgebiete gesondert zu betrachten.

Glazialmuren – Für die Klasse der Glazialmuren lassen sich aufgrund der Ergebnisse vier entscheidende morphometrische Kriterien formulieren: a) Als erstes maßgebliches Kriterium, welches das Murenpotenzial und die Größe des Murenganges bestimmt, sind die Volumina

der Moränenseen zu nennen. b) Das Verhältnis der Größe des Untersuchungsobjektes zum umgebenden Moränenkörper, vor allem im talwärtigen Frontbereich der Moränenseen, kann als zweites Kriterium angeführt werden. Hier konnte lediglich eine ungefähre Abschätzung des Verhältnisses und ein relativer Vergleich zum Gefahrenpotenzial der Untersuchungsobjekte untereinander vorgenommen werden. c) Mit dem Wissen über bisherige Murenereignisse kann als drittes Kriterium die Existenz eines Oberflächenabflusses benannt werden. Die sich selbst verstärkende Erosionsleistung des Oberflächenabflusses stand bei den bisherigen Ereignissen stets als initialer Prozess bei der Bildung von Glazialmuren im Vordergrund. d) Als abschließendes viertes Kriterium sind die morphometrischen Charakteristika des Umfeldes der Untersuchungsobjekte zu nennen, die auf potenzielle Massenbewegungen hinweisen und in ihrer Folge zum Auslösen von Glazialmuren führen können.

5.2 Geologie

Entsprechend der Definition von Muren nach BUNZA et al. (1976:61) stellt die Geologie den zweiten Primärfaktor dar. Erst mit dem Vorhandensein von Lockermaterial ist die Grundvoraussetzung und somit die Möglichkeit einer Murenbildung gegeben. Einerseits kann das Lockermaterial als Verwitterungsprodukt von Festgestein in der Tiefenlinie akkumuliert werden und steht somit als potenzielles Murenmaterial für Hangmuren zur Verfügung (vgl. RIEGER 1999:40f.). Hierbei wird die Verwitterungsintensität neben dem Temperatur- und dem Wasserregime durch die petrografische, lithologische und mineralogische Zusammensetzung des Gesteins bestimmt. Andererseits, und dies ist für das Untersuchungsgebiet in einem deutlich größeren Umfang zutreffend, wird das Lockermaterial für die in dieser Arbeit im Vordergrund stehenden Talmuren vornehmlich durch quartäre Ablagerungen bereitgestellt. Auch für diesen Murentyp muss in Einzelfällen, ähnlich den Hangmuren, eine Disposition der Murenbildung, bestimmt durch die Materialverfügbarkeit in der Tiefenlinie, gegeben sein. Diese ist von der Abtragungsleistung an den Hängen der Murenbahn und somit vom Wasserregime abhängig. In beiden Fällen haben die Substratzusammensetzung und die mineralogische Zusammensetzung einen unmittelbaren Einfluss auf die Murenentstehung bzw. Murenaktivität, da durch diese die Stabilität bzw. Scherfestigkeit des Lockermaterials festgelegt wird. Des Weiteren bestimmen die geologischen Verhältnisse des Murenmaterials die Charakteristik der Murengänge. Von entscheidender Bedeutung sind hier die Mineralogie und der Anteil feinster Substrate in der Murenmasse, welche die Rheologie des Murenganges determinieren (IVERSON 1997:250ff., MEDEUOV & NURLANOV 1996:54ff. und STEPANOV & STEPANOVA 1991:25ff.).
Um eine Bewertungsgrundlage hinsichtlich des Zusammenhanges zwischen der Geologie und der Murenbildung für das Untersuchungsgebiet zu schaffen, wurden Untersuchungen zur Korngrößenzusammensetzung und zur Mineralogie des Lockermaterials an rezenten Murenbahnen durchgeführt, welche im Folgenden vorgestellt und erläutert werden. Die Untersuchungen beschränken sich ausschließlich auf die Untersuchungsobjekte des Niederschlagsmurentypen. Für die Untersuchungsobjekte des Glazialmurentyps wird lediglich die Korngrößenzusammensetzung aus den vorliegenden Untersuchungen betrachtet.

5.2.1 Geologische Situation im Untersuchungsgebiet

Wie der skizzenhaften Darstellung der geologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet in der nachfolgenden Abbildung 8 zu entnehmen ist, lässt sich die Geologie in zwei Gruppen gliedern: präquartäre Geologie und quartäre Sedimentation.

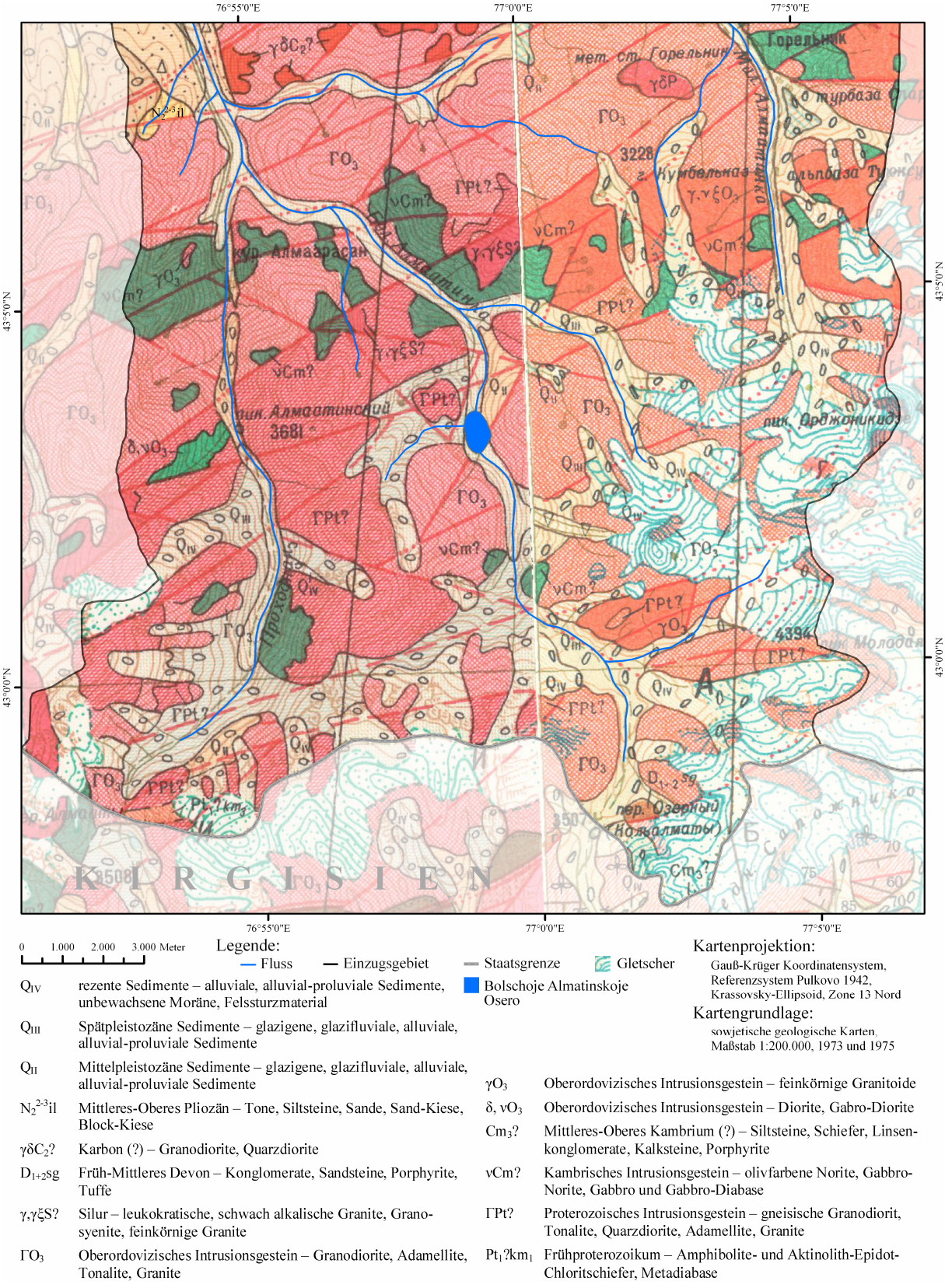


Abb. 8: Geologische Verhältnisse in den Tälern Kishi und Ulken Almaty

5.2.1.1 Präquartäre Geologie

Nach KOLOTILIN (1961:30ff.) lässt sich die präquartäre Geologie des Untersuchungsgebietes wie folgt beschreiben: Das älteste Festgestein ist proterozoischen Alters und zeigt sich als Intrusionen bzw. als quarzreiche Granodiorite, Tonalite, Quarzdiorite, Adamellite und

Granite. Diese nehmen in den Tälern Kishi und Ulken Almaty etwa 10 - 12 % der Gesamtfläche ein. Die nächst jüngeren Gesteine sind intensiv beanspruchte und stark zerkleinerte kambrische Intrusionsgesteine (Norite, Gabbro-Norite, Gabbro und Gabbro-Diabase), gefolgt von oberordovizischen Intrusionen (Granite, Granodiorite, Tonalit und Adamellit). Die abschließende und somit jüngste Bildungsphase des Festgesteins ist dem Silur zuzuordnen. Hier haben sich leukokratische, schwach alkalische Granite, Granosyenite und feinkörnige Granite gebildet. Bei Betrachtung der jeweiligen Einzugsgebiete der Untersuchungsobjekte wird deutlich, dass sie sich hinsichtlich ihrer geologischen Bedingungen kaum unterscheiden. Alleinig am nördlichen Talausgang des Ulken Almaty Tales, Teile des Untersuchungsobjektes M1-Koktscheka und das Tal des Maljutinskij betreffend, wird das oberordovizische Festgestein von mittel-oberpliozänen Tonen, Siltsteinen, Sanden sowie Sand-Kies- und Block-Kies-Gemischen bedeckt.

5.2.1.2 Quartäre Sedimentation

Die zweite Untergliederung der geologischen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet lässt sich als quartäre Sedimentation zusammenfassen. Nach der sowjetischen Nomenklatur der Geologie werden vier Zeiteinheiten der quartären Ablagerung, die im Zuge verschieden morphologischer Prozesse akkumulierten[37], unterschieden (MINISTERSTVO GEOLOGII SSSR 1979:31ff.).
Die ältesten quartären Ablagerungen des Altpleistozäns (Q_I) zeugen von der ältesten Vergletscherung im Ile Alatau. Deren im Wesentlichen glazifluvialen Ablagerungen reichen bis zum Gebirgsfuß, den so genannten „Prilavkis“[38], hinab. Diese sind, wie der gesamte untere Gebirgsbereich an der Nordabdachung des Ile Alatau, von enormen, maximal 130 m mächtigen Lössschichten bedeckt (KOLOTILIN 1961:30). Die Instabilität und die damit verbundene Erosionsanfälligkeit der Lösse bei Starkniederschlägen hat zur Folge, dass in der Höhenstufe von 1.200 - 1.600 m ü.d.M. des Ile Alatau bzw. bis 1.800 m ü.d.M. in den Tälern Kishi und Ulken Almaty (BLAGOVEŠČENSKIJ 1998:555f.) häufig zum Teil verheerende Erd- und Hangrutschungen auftreten (MEDEU et al. 1998:499 und YEGOROV 2007:78f.).
Unter günstigen hydrometeorologischen und morphologischen Bedingungen können diese Massenbewegungen zu Muren transformieren (MEDEUOV & NURLANOV 1996:67). Nach EIDAM (2005:115) reichen die Lössschichten zwar nur geringmächtig bis in 2.200 m ü.d.M. hinauf, jedoch ist für das Untersuchungsobjekt M1-Koktscheka sowie für alle anderen niedrig gelegenen Mureneinzugsgebiete[39] eine Steuerung der Murenauslösung durch den Löss in den Sedimenten nicht auszuschließen. Ein Indiz hierauf geben die häufigen und zeitlich sehr dicht aufeinander folgenden Murenereignisse in der zweiten Hälfte der 1960er Jahre des Untersuchungsobjektes M1-Koktscheka (Anhang 11.3, Seite 151).[40]

Zum Ende des Altpleistozäns erfolgte nach KOSTENKO (zitiert in KOLOTILIN 1961:40) eine tektonische Anhebung des Ile Alatau um 200 m, wodurch sich die Vorgebirgsstufe des Ile Alatau herausgebildet hat.
Infolgedessen und durch die länger andauernde zweite Phase der Vergletscherung bedecken die mittelpleistozänen Ablagerungen (Q_{II}) größtenteils die altpleistozänen Ablagerungen. Im Gegensatz zu den altpleistozänen Moränen, welche nicht erhalten geblieben sind, sind die

[37] Diese setzen sich aus alluvialen, glazigenen, eluvialen, proluvialen und deluvialen Akkumulationsmaterial sowie aus Material gravitativ bedingter Massenverlagerungen zusammen.
[38] Durch fluviale Erosion geformte, hügelige Lösslandschaft am Gebirgsfuß des Ile Alatau.
[39] Beispielsweise die ebenfalls im Tal Ulken Almaty gelegenen Mureneinzugsgebiete der Flüsse Kasaschka, Maljutinskij und Teresbutak.
[40] Die im Anhang 11.10 (Seite 169) abgetragenen Niederschlagswerte der Klimastation Mynshilki zeigen keine überdurchschnittlich starken Niederschlagsereignisse für diesen Zeitraum. Somit kann in diesen Fällen der Niederschlag als determinierender Faktor der Murenbildung ausgeschlossen werden.

mittelpleistozänen Moränen zwar stark erodiert, zeugen jedoch vereinzelt von der maximalen Ausdehnung der Vergletscherung. Ihre Untergrenze reicht nach KASSIN (1947:18) bis auf maximal 1.700 m ü.d.M. hinab. Im Ulken Almaty Tal hebt sich ein dem Mittelpleistozän zugehöriger Moränenkomplex deutlich östlich des Sees Bolschoje Almatinskoje Osero hervor. Im Wesentlichen stellen die alt- und mittelpleistozänen Sedimentationsbereiche Akkumulations- oder Transitzonen größerer Talmuren dar. Talmuren, welche sich durch diese Zonen bewegen, werden nicht nur durch die dortige veränderte Wasserverfügbarkeit, wie durch den Zufluss von Nebenflüssen und den Neigungsverhältnissen in ihrem Murengang beeinflusst, sondern verändern zudem durch die Bereitstellung von Lockermaterial und durch deren potenziellen Eintrag ihre Rheologie. So werden die Muren in der unteren Zone durch die dortigen geringen Neigungsverhältnisse von durchschnittlich 4° bis 6° verlangsamt und akkumulieren. In den höher gelegenen Bereichen, bei Neigungsverhältnissen von 8° bis 12° wachsen sie dagegen an oder schwächen ab (MEDEUOV & NURLANOV 1996:64f.).

Die Startzonen aller Talmuren liegen in den Bereichen der beiden jüngsten Sedimentationen, der rezenten (Q_{IV})[41] und vornehmlich der jungpleistozänen Sedimente (Q_{III}). Hinsichtlich der glazigenen Ablagerung lässt sich dieser Bereich wie folgt gliedern:
Die Moränen des Jungpleistozäns sind in der Höhenstufe von 2.600 - 3.000 m ü.d.M. vorzufinden und weisen Mächtigkeiten von 100 - 200 m auf (JAFJAZOVA 2007:76). Oberhalb von 3.000 m ü.d.M., bis zu den Grenzbereichen der rezenten Gletschervorfelder, befinden sich die holozänen und jüngerer Moränenkomplexe des Holozäns.[42] Darüber, dem rezenten Gletschervorfeld zugehörig und bis an das Gletscherende bis 3.600 m ü.d.M. reichend, mit Mächtigkeiten von 30 - 100 m, liegen die rezenten glazigenen Sedimente (vgl. MEDEUOV & NURLANOV 1996:58). Es handelt sich in dieser Höhenzone nicht ausschließlich um glazigene und glazifluviale Akkumulationen der letzten kaltzeitlichen bis hin zur rezenten Vergletscherung. In diesem Bereich intensiver chemischer und physikalischer Verwitterung wird das Lockermaterial zudem in eluvial-deluvial, alluvial-proluvial und gravitativ bedingten Prozessen der Massenverlagerung akkumuliert. Sie unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Korngrößenzusammensetzung und ihrer Lage im Relief. Die Stabilität der Sedimente wird maßgeblich durch die Korngröße bestimmt.
Wie aus den ingenieurgeologischen Karten im Maßstab 1:10.000 (KAZGIDĖK 1996) zu entnehmen ist, befinden sich die Murenbahnen fast ausschließlich mit ihren Startzonen in den Sedimentkörpern der glazigenen, jungpleistozänen Ablagerungen. Vereinzelt, konkret die Untersuchungsobjekte M5-Serkebulak und M6-Sowetow betreffend, reichen die Murenanrisszonen in die rezenten Hangschuttkörper am Fuße des anstehenden Festgesteins hinein. Entlang der Murenbahnen in den Transit-Erosionszonen werden proluviale und gravitativ geprägte Hangschuttkörper, welche teils dem Spätquartär zuzuordnen sind oder der rezenten Akkumulation unterliegen, angeschnitten. Alleinig die nördliche Murenbahn von M3-Mramornyj liegt gänzlich im rezenten Hangschuttkörper.
Hinsichtlich der Untersuchungsobjekte der Glazialmuren kann festgestellt werden, dass diese ausschließlich im unmittelbaren Gletschervorfeld und somit in den glazigen bedingten und glazifluvial überformten Moränenkörpern liegen.

5.2.2 Rezente Sedimentation innerhalb der Murenbahnen

Es sei an dieser Stelle auf eine Besonderheit der rezenten Sedimentation bzw. Akkumulation hingewiesen, welche hinsichtlich ihres Prozesses und dessen Verortung von den zuvor

[41] Die rezenten Sedimente lassen sich ihrerseits in holozäne und gegenwärtige Sedimente unterscheiden.
[42] Konkrete Untersuchungen hierzu wurden mittels lichenometrischer Datierungen im Gletschervorfeldes des östlich vom Untersuchungsgebiet gelegenen Gletscher Dmitrieva von LENTSCHKE & SCHRÖDER (2008:77ff.) durchgeführt.

beschriebenen Sedimentationsprozessen „abweicht“ und einer besonderen Herausstellung bedarf: Der Sedimentation in der Tiefenlinie der Murenbahn.
Die Sedimentationsrate wird von den gravitativen und eluvialen Massenverlagerungsprozessen an den Hangbereichen der Murenbahnen bestimmt und steht somit im Zusammenhang mit den Niederschlags- und Schneeschmelzereignissen in den Mureneinzugsgebieten. Einerseits wird das Material von den bis zu 45° geneigten Hängen[43] der Murenbahnen durch fluviale Abtragung in die Tiefenlinie transportiert, andererseits setzt die Durchfeuchtung der Bereiche die Scherfestigkeit herab und das Material wird durch Rutschung in die Tiefenlinie verlagert.
Um den Zusammenhang der Sedimentation in der Tiefenlinie der Murenbahn und den Prozess der Murenauslösung zu verdeutlichen, wird der Prozess im Folgenden detaillierter beschrieben. Wie bereits eingangs im Kapitel zur Murentypologie (Kapitel 3.2.2, Seite 12) konstatiert wurde, sind die Talmuren im Ile Alatau nicht einem abscherenden Prozess eines wassergesättigten Untergrunds im Bereich der Murenanrisszone als auslösendes Moment des Murenganges unterlegen, sondern vornehmlich einem erosiv-abscherenden Murenprozess. Das auslösende Moment des Murenganges liegt im Prozess der Erosion und dem ihm inhärenten Effekt der Selbstverstärkung des innerhalb der Murenbahn fließenden bzw. stürzenden Wassers. Dass heißt, die in der Murenbahn gesammelten Oberflächenwässer sind erst ab einer kritischen Größe erosiv wirksam und führen zur Murenauslösung. Diese kritische Größe ist nicht allein auf die Abflussmenge zurückzuführen, sondern vielmehr auf das Material bzw. die Sedimentation innerhalb der Murenbahn, welche folglich als Voraussetzung der Murenbildung anzusehen ist.[44]
Für fünf der sechs Untersuchungsobjekte bestätigt sich, dass die Tiefenlinien der Murenbahnen mit Sedimenten bedeckt sind und nur stellenweise direkt über das Festgestein hinweg führen. Eine Ausnahme stellt auch hier das Untersuchungsobjekt M1-Koktscheka dar, dessen Murenbahn überwiegend über Festgestein verläuft.
Die nebenstehende Abbildung 9 zeigt die Tiefenlinie innerhalb der Murenbahn des Untersuchungsobjektes M6-Sowetow (Süd). Diese ist vollständig mit Sedimenten bedeckt.

Abb. 9: Schurf in der Tiefenlinie der Murenbahn M6-Sowetow (Foto: B.S. STEPANOV 2006)

Im Vordergrund des Fotos ist eine ca. 1 m tiefe Schurfgrube erkennbar. An der Oberfläche gibt es keinerlei Hinweise auf eine fluviatil geprägte Abflussrinne. Durch die Schurfgrube wurde ersichtlich, dass sich unter der Oberfläche in ca. 80 cm Tiefe ein grobporiger Bereich, überdeckt von dicht lagerndem Material unterschiedlicher Korngrößen, abzeichnet.

[43] Nach Untersuchungen von MEDEUOV & NURLANOV (1996:57) beträgt der durchschnittliche Hangneigungswinkel der jungpleistozänen Moränen 34° bis 38°.
[44] Von STEPANOV & STEPANOVA (1991:42ff.) wurde experimentell das Haftungsvermögen der Sedimente in verschieden Murenbahnen im getrockneten und durchnässten Zustand bestimmt. Das Haftungsvermögen halbierte sich im durchnässten Zustand.

Folglich ist davon auszugehen, dass die oberflächlichen Abflüsse in die Tiefe abgeführt werden und im Untergrund des grobporigen Bereichs gesammelt abfließen. Es ist das Ergebnis eines wechselseitigen Prozesses von Sedimentation und anhaltender Suffosion. Geringe Niederschlagsmengen werden ausschließlich im Untergrund abgeführt. Erst bei Starkniederschlägen ist der Porenraum für die Abflussmengen nicht ausreichend und wird infolgedessen aufgestaut, bis der unterirdische Abfluss in ein Poren- bzw. Druckfließen transformiert. Das Druckfließen hat zum einen eine in horizontale Fließrichtung gerichtete und zum anderen eine vertikal gerichtete Kraft zur Folge. Nicht nur durch den ausgeübten Druck, sondern zusätzlich durch die Infiltration des Wassers in die bedeckenden Sedimentschichten werden diese gesättigt und deren Scherfestigkeit bzw. Stabilität herabgesetzt, bis es bei Überschreitung einer kritischen Größe zur Auslösung des Murenganges kommt. Diese Annahme zeigt, dass es für die Auslösung eines Murenganges durch das Druckfließen einer hinreichend großen Sedimentationsschicht bedarf, welche sich nach einem Murenereignis erst wieder aufbauen muss.[45] Einen Hinweis hierauf geben die größeren zeitlichen Abstände zwischen den Murenereignissen (Anhang 11.3, Seite 151) des Untersuchungsobjektes M6-Sowetow (Süd), bei zwischenzeitlich immer wieder aufgetretenen Starkniederschlägen.

5.2.3 Korngrößenzusammensetzung

Die Korngrößenzusammensetzung des murenbildenden Materials bestimmt neben der Rheologie des Murenganges und folglich dessen Reichweite, ebenso die Stabilität bzw. Scherfestigkeit des durchfeuchteten Lockermaterials und somit den Auslöseprozess der Murenbildung. Hinsichtlich der Scherfestigkeit kommt dem Skelett im murenbildenden Material eine besondere Bedeutung zu. Ein hoher Skelettanteil stabilisiert das murenbildende Material, wohingegen ein hoher Ton-Schluff-Gehalt das Abscheren der Sedimente in Form von Erdrutschungen und deren weiteren Entwicklung zur Mure (MEDEUOV et al. 1993:77) begünstigt.
In Kapitel 3.2.3 (Seite 14) zur Systematik wurde die Rheologieklassifizierung vorgestellt und zwischen losem und zusammenhängendem Murenfließen unterschieden. Ausschlaggebend hierfür sind die Wassermengen und die Korngrößenzusammensetzung der Murenmasse. Die wird ihrerseits durch das Ausgangsmaterial und dem Material, welches durch die Erosionsleistung der Mure aufgenommen wird, bestimmt. Im Vergleich der Korngrößenzusammensetzung mit anderen Murengebieten der ehemaligen UdSSR konstatiert FLEJŠMAN (1978:66ff.) den losen Rheologietyp der Muren im Ile Alatau als den dominierenden. Er räumt jedoch ein, dass in Abhängigkeit von den möglichen unterschiedlichen Anteilen an Tonen und Feinschluffen in ein und demselben Mureneinzugsgebiet, die nachträglich von der Murenmasse aufgenommen werden können, die Mure in ein zusammenhängendes Fließen übergehen kann.
Die im Anhang 11.6 (Seite 158) wiedergegebenen Korngrößenuntersuchungen von VARDUGIN & MALCHANOV (1988:28) für verschiedene Murengebiete mit jungpleistozänen oder rezenten Sedimenten des Ile Alatau zeigen, dass der Skelettanteil mit Korngrößen von > 2 mm des murenbildenden Materials sehr unterschiedlich ist. Bis auf das Mureneinzugsgebiet des Flusses Koktscheka beträgt deren Anteil mindestens 70 %. Die Autoren MEDEUOV & NURLANOV (1996:66) benennen anhand ihrer Untersuchungen hingegen den Skelettanteil mit wenigstens 60 %. Generell ist davon auszugehen, dass je jünger die glazigenen oder gravitativen Sedimente sind, desto höher sind deren Skelettanteile. So ist zu vermuten, dass die in der nachfolgenden Abbildung 10 exemplarisch für das Ulken Almaty Tal dargestellte

[45] In ähnlicher Weise beschreiben RIEGER (1999:40f.) und ZIMMERMANN et al. (1997:37f.) mit dem Begriff der variablen Disposition von Feststoffdeponien den Zusammenhang zwischen der erforderlichen Verfügbarkeit an potenziellem Murenmaterial und dem Murenprozess von Hangmuren.

Korngrößenverteilung über das gesamte Korngrößenspektrum eher auf rezente Sedimente hinweist, denn hier beträgt der Skelettanteil 82,5 %.

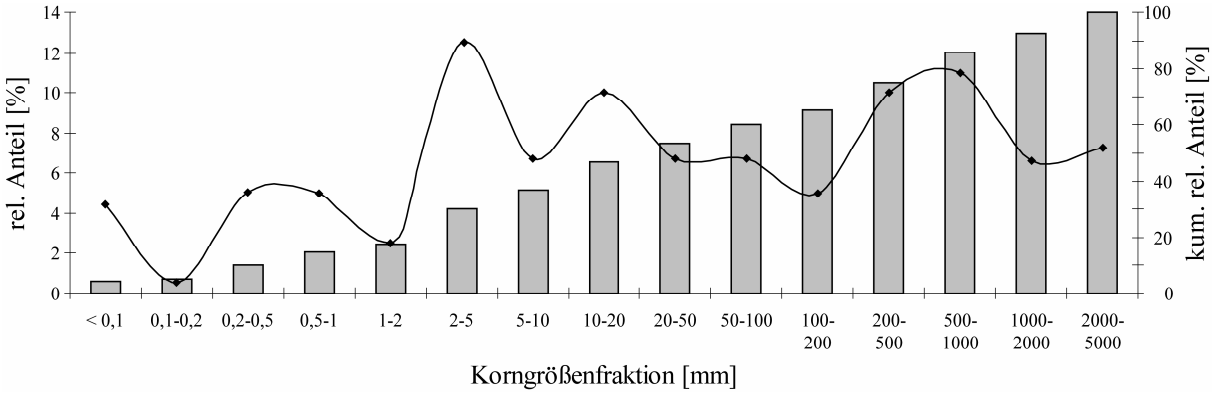


Abb. 10: Relative und kumulierte relative Korngrößenzusammensetzung murenbildender Sedimente im Tal des Ulken Almaty (GAVRIŠINA 1985:111)

Für die Unterscheidung der Rheologieklassen ist nicht allein der Skelettanteil am gesamten Korngrößenspektrum entscheidend, sondern vornehmlich der Anteil der Korngrößenfraktion bis 0,005 mm (ŠEKO 1980:19, STEPANOV & STEPANOVA 1991:31 und VARDUGIN 1977:105). Beispielsweise ist eine Murenmasse mit einem Skelettanteil von 20 %, einem Anteil der Korngrößenfraktion 2 mm bis 0,005 mm von 70 % und einem Anteil der Korngrößenfraktion < 0,005 mm von 10 % als loser Rheologietyp zu beschreiben. Bliebe der Skelettanteil unverändert und würde sich lediglich der Anteil der Korngrößenfraktion < 0,005 mm auf 15 % erhöhen, so würde sich nach ŠEKO (1980:19) diese Murenmasse in einem zusammenhängenden Fließen bewegen.
Eine erste Orientierung für die eigenen Untersuchungen geben die Korngrößenanalysen von VARDUGIN & MALCHANOV (1988:25ff.) bezüglich der drei Murenbahnen Koktscheka, Kumbel und Kysylsaj im Ulken Almaty (Anhang 11.6, Seite 158). Das potenzielle Murenmaterial im Einzugsgebiet des Flusses Koktscheka hebt sich hinsichtlich der Korngrößenzusammensetzung prägnant hervor. Mit einem Skelettanteil von lediglich 49,3 % und einem Anteil von etwa 4,9 % der Korngrößenfraktion bis 0,005 mm wäre die Rheologie bei einem Murengang als zusammenhängendes Fließen zu beschreiben.

5.2.3.1 Korngrößenzusammensetzung der Untersuchungsobjekte

In den Veröffentlichungen von JAFJAZOVA (2007), GAVRIŠINA (1985), MEDEUOV & NURLANOV (1996) und VARDUGIN (1977) zur Korngrößenzusammensetzung verschiedener Murengebiete im Ile Alatau finden sich keine Angaben zum Analyseverfahren und zur Probenaufbereitung, sodass ein Vergleich untereinander und mit den eigenen Analysen nicht zulässig ist.[46]

Da es sich bei den Muren im Ile Alatau häufig um den erosiv-abscherenden Murenprozess handelt, kann durch Korngrößenanalysen der murenbildenden Sedimente in den Hangbereichen keine Disposition zur Murenbildung beschrieben werden. Vielmehr dient sie zur annähernden Charakterisierung und für einen Vergleich der Untersuchungsobjekte untereinander. Ohnehin wären mit einer Beprobung der Sedimente in der Tiefenlinie der Murenbahn aufgrund der Komplexität des beschriebenen Auslösemechanismus des Murenganges nur eingeschränkte Aussagen möglich.

[46] Zwar werden im Handbuch zur Murenuntersuchung (KAZGIDROMET 1998:71ff.) Verfahrensweisen zur Bestimmung der Korngrößenfraktionen > 2 mm detailliert beschrieben, bezüglich der Korngrößenfraktion des Feinsubstrats von < 2 mm bleiben diese jedoch unerwähnt.

Zwar sollte für eine vollständige Einschätzung der Stabilität des Lockermaterials im Murenanrissbereich die Korngrößenzusammensetzung über das gesamte Spektrum analysiert werden, dennoch kann durch die Analyse des Feinsubstrats und die Betrachtung des Verhältnisses der Ton-Schluff-Fraktion zur Sand-Fraktion eine relative Einschätzung der Stabilität des Lockermaterials der jeweiligen Untersuchungsobjekte gegeben werden.

Bei den eigenen Analysen zur Korngrößenzusammensetzung der Untersuchungsobjekte wurden erstens nur die Hangbereiche der Murenbahnen wenige Dezimeter unterhalb der Murenanrisskanten beprobt und zweitens nur das Korngrößenspektrum bis 2 mm berücksichtigt. Für jedes Untersuchungsobjekt wurden jeweils zehn Proben entlang der Murenbahnen entnommen, der Skelettanteil abgesiebt und im Anschluss in zehn Teilproben geteilt. Zur Trennung der Tonteilchen wurden die Teilproben über 48 h mit dem Dispergiermittel Natriumpyrophosphat geschüttelt. Für eine detailliertere Ausdifferenzierung der Korngrößenfraktionen erfolgte die Korngrößenanalyse mit dem Laserdiffraktometer Coulter LS 13320 der Firma Beckman.
Die zum Teil stark streuenden Werte der Messergebnisse machen deutlich, wie diffizil es ist, eine repräsentative Korngrößenverteilung für die Mureneinzugsgebiete zu ermitteln. Bereits GAVRIŠINA (1989:79) warf die Frage auf, wie viele Proben für eine repräsentative Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung eines Mureneinzugsgebietes entnommen werden müssen. Die Autorin schlägt vor, dieses Problem approximativ mit statistischen Methoden zu lösen. Der Datenumfang der eigenen Korngrößenbestimmung lässt diese Herangehensweise nicht zu. Im Anhang 11.7 (Seite 161) sind die Durchschnittswerte der Daten der Korngrößenzusammensetzung aller Untersuchungsobjekte dargestellt.

Durch die Gegenüberstellung der Verteilungskurven aller Untersuchungsobjekte lassen sich drei charakteristische Korngrößenzusammensetzungen unterscheiden, was sich vornehmlich am Verhältnis zwischen den Mittelschluff- und Mittelsandanteilen feststellen lässt.
Als eine Gruppe mit ähnlicher Korngrößenverteilung lassen sich die Untersuchungsobjekte M2-Ajusaj, M3-Mramornyj (Süd), M5-Serkebulak, M6-Sowetow und M7-Kumbel zusammenfassen. In der Abbildung 11 ist beispielgebend für diese Gruppe mit ähnlichen Kornsummenkurven das Untersuchungsobjekt M7-Kumbel dargestellt. Deren rezente Einzugsgebiete liegen nahezu ausschließlich in mittelquartären Sedimenten und weisen einen deutlich höheren Anteil an Mittelschluffen gegenüber dem der Mittelsande auf. Mit einem Anteil von mindestens 53 % dominieren in diesen Proben die Korngrößenfraktionen der Tone und Schluffe. Wegen dem sehr geringen Eintrag äolischer Sedimente in diesen Höhen ist der hohe Ton-Schluff-Anteil auf die längere Wirksamkeit der Verwitterung zurückzuführen.
Die Untersuchungsobjekte M3-Mramornyj (Nord) und M4-Artschaly weisen sehr ähnliche Kornsummenkurven auf. Für diese kehrt sich das Verhältnis der Mittelschluffe und -sande tendenziell um. In diesen Fällen setzt sich das potenzielle Murenmaterial aus rezenten Hangschuttmaterialien zusammen. Exemplarisch hierfür ist in der Abbildung 11 die Kornsummenkurve von M4-Artschaly wiedergegeben. Stellenweise wird rezentes Hangschuttmaterial durch Nebenmurenbahnen in die Bereiche der jungpleistozänen Sedimente eingetragen. Durch eine differenzierte Korngrößenanalyse der Einzelproben des Objektes M4-Artschaly wird ersichtlich, dass sich stellenweise rezentes Hangschuttmaterial durch Nebenmurenbahnen mit jungpleistozänen Sedimenten vermengt hat.
Entsprechend den geologischen Besonderheiten hebt sich erwartungsgemäß die Probe des Untersuchungsobjektes M1-Koktscheka mit dessen Korngrößenverteilung gegenüber den anderen hervor. Zwar überwiegen hier die Anteile der Mittelsande im Vergleich zu den Mittelschluffen bzw. sind die Anteile der kleineren Korngrößenfraktionen von Tonen und Schluffen mit etwa 40 % deutlich geringer als bei denen der anderen Untersuchungsobjekte. Doch müssten, wie die Korngrößenanalysen von VARDUGIN & MALACHOV (1988:25ff.)

zeigen und nach eigner Einschätzung während der Probennahme im Gelände zu vermuten ist, die Anteile der Tone und Schluffe bei Berücksichtigung des gesamten Korngrößenspektrums wesentlich höher liegen.

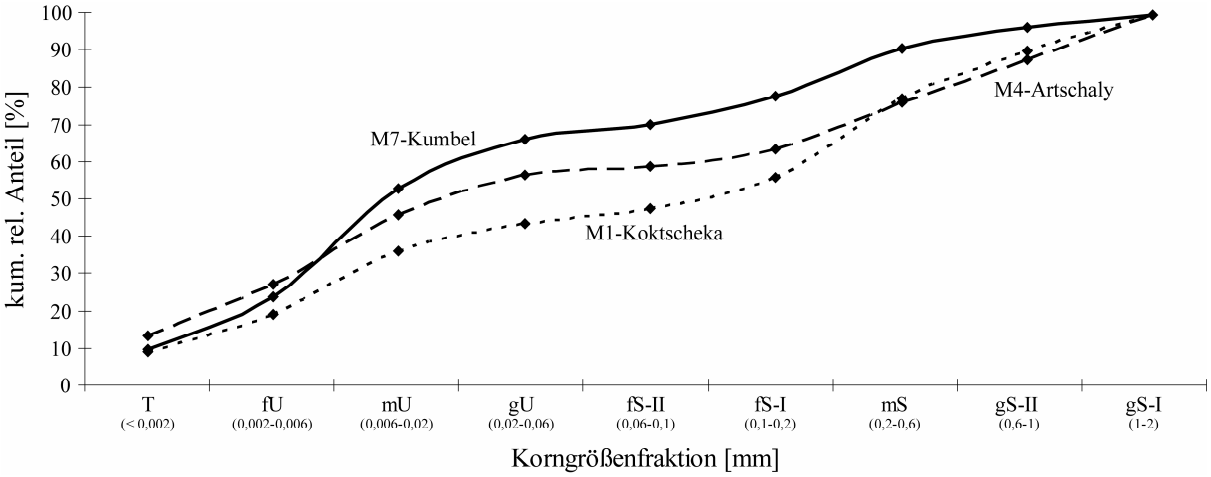


Abb. 11: Charakteristische Kornsummenkurven murenbildender Sedimente ausgewählter Untersuchungsobjekte

Hinsichtlich der Korngrößenzusammensetzung der Untersuchungsobjekte S1-Karnisnyj, S2-Timofejew, S3-Gletscher Sowetow, S4-Gorelnik, S5-Molodjoshnyj und S6-Manschuk Mametow kann anhand der vorliegenden Untersuchungen (KAZGIDĖK 1996) im Ulken Almaty Tal lediglich eine allgemeine Aussage getroffen werden. Da sich die Untersuchungsobjekte ausschließlich im unmittelbaren Vorfeld der Gletscher befinden, unterliegen sie zwar intensiver physikalischer und chemischer Verwitterung, jedoch muss unter Beachtung der zeitlichen Komponente deren Feinsubstratanteil im Vergleich zu den älteren Moränenkomplexen dennoch signifikant geringer sein. Für die jüngeren Moränenkörper beträgt der Feinsubstratanteil 13 % bis maximal 15 % und der der Ton-Schluff-Fraktion insgesamt 1 % bis maximal 3 % (KAZGIDĖK 1996).

5.2.3.2 Exkurs – Korngrößenzusammensetzung von Moränenkörpern unterschiedlichen Alters

Über die Fragestellung hinaus, wurden für eine ungefähre Abschätzung der Verwitterungsintensität Korngrößenanalysen des Moränenkörpers des Untersuchungsobjektes S3-Gletscher Sowetow und zweier älterer Moränenkörper im Einzugsbereich von M7-Kumbel durchgeführt. Die Verfahrensweise ist äquivalent der zuvor beschrieben.
Die Korngrößenanalyse des ältesten Moränenmaterials entspricht den Ergebnissen von M7-Kumbel, dem Bereich der rezenten Murenanrisszone, bei dem ein höherer Anteil an Mittelschluff gegenüber dem Mittelsand festgestellt wurde. Das Moränenmaterial mittleren Alters wurde von der höher gelegenen Terrasse[47] entnommen und analysiert.
Die Kornsummenkurven der jeweiligen Moränenkörper in der Abbildung 12 zeigen zwar den gegebenen Zusammenhang der Korngrößenzusammensetzung und der zeitlich bestimmten Verwitterungsintensität – je älter das Material, desto größer der Anteil kleiner Korngrößenfraktionen – dennoch müssen diese Ergebnisse kritisch betrachtet werden.
Bereits bei der Auswertung der Korngrößenbestimmung für M1-Koktscheka gab es Schwierigkeiten den tatsächlichen Anteil der kleineren Korngrößenfraktionen bis 2 mm mit der Analyse zu erfassen und darauf basierend die richtigen Schlussfolgerungen zu ziehen.

[47] Dieser Bereich der Beprobung liegt zwischen den Geoelektrikmesspunkten Kumbel VI und Kumbel VII in etwa 3.150 m ü.d.M. (Abbildung 28, Seite 83)

Dementsprechend muss der Anteil der Tone und Schluffe im Moränenkörper jüngeren Alters über das gesamte Korngrößenspektrum betrachtet noch deutlich geringer eingeschätzt werden. Aufgrund der ähnlichen Feinsubstratanteile der Moränenkörper mittleren und älteren Alters dürfte die Korngrößenverteilungskurve eher den tatsächlichen Anteilen entsprechen und auf die zeitlich unterschiedlich lang andauernde Verwitterung zurückzuführen sein. Beide beprobten Bereiche liegen gänzlich in den jüngquartären Sedimenten ohne rezenten Sedimenteintrag. Die Höhenlage der Bereiche in über 3.000 m ü.d.M. lässt eine dominante Lössakkumulation ausschließen.

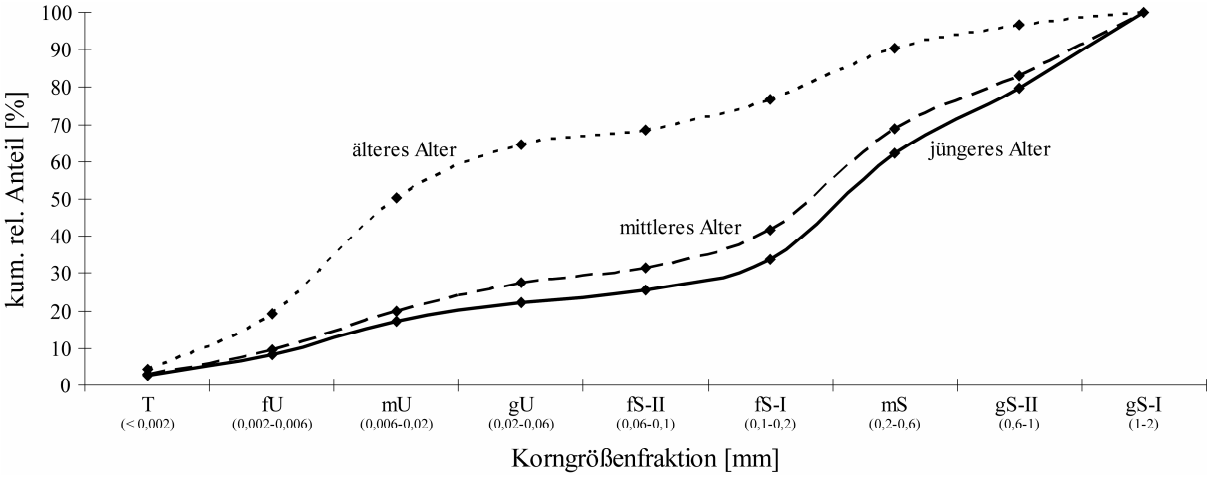


Abb. 12: Kumulierte relative Korngrößenzusammensetzung verschiedener Moränenkörper unterschiedlichen Alters im Kumbel

5.2.4 Mineralogische Zusammensetzung

Allgemein lässt sich die mineralogische Zusammensetzung des Ausgangsgesteins durch Untersuchungen an einem Schliffpräparat von CHETVERIKOV (zitiert in KOLOTILIN 1961:33) wie folgt beschreiben: Hauptsächlich enthält das Gestein im Tal des Ulken Almaty Quarze und Feldspäte (Orthoklase und Plagioklase), in geringeren Anteilen (grüne) Hornblende und Biotit.
Eigene röntgenphasenanalytische Untersuchungen von Pulverpräparaten der Murenbahnen zeigen Anteile von Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Klinochlor, auf die im Folgenden jedoch nicht eingegangen werden soll. Da die Quellfähigkeit und Scherfestigkeit des Lockermaterials im Wesentlichen von der Tonmineralzusammensetzung abhängig ist, steht diese im Vordergrund der nachfolgenden Untersuchung.

Für das Untersuchungsgebiet liegen keine Analysen zur mineralogischen Zusammensetzung der Tonfraktion und der durch die unterschiedliche Quellfähigkeit der Tonminerale bedingten Scherfestigkeit des murenbildenden Materials vor. In der Literatur wird ausschließlich auf den Zusammenhang der Tonminerale und der Rheologie eingegangen (STEPANOV & STEPANOVA 1991 und VINOGRADOV 1978).

5.2.4.1 Quellfähigkeit und Scherfestigkeit der Tonminerale

Das Wasseraufnahmevermögen der Murenmasse durch die Tonminerale bestimmt die Rheologie. Je höher das Aufnahmevermögen, desto dichter bzw. zusammenhängender ist die Murenmasse. Durch die höhere Dichte können auch größere Gesteinskörper „schwimmend“ transportiert werden (STEPANOV & STEPANOVA 1991:31ff.).

Grundlegend lassen sich quellfähige Tonminerale, Smektite und Tonminerale mit Wechsellagerung (Smektit/Chlorit oder Illit/Smektit) von nicht quellfähigen Tonmineralen, wie Illit, Chlorit und Kaolinit, unterscheiden (MADSEN 1996:34 und TUCKER 1985:86ff.). Beispielsweise kann das Tonmineral Natrium-Montmorillonit, zugehörig der Smektitgruppe, das siebenfache seiner Trockenmasse an Flüssigkeit aufnehmen. Bei Illit und Kaolinit ist das Aufnahmevermögen deutlich geringer und liegt, je nach Kationenverbindung bei dem 0,61 bis 0,9 bzw. 0,52 bis 0,73-fachen der Trockenmasse (VINOGRADOV 1978:9). Für die Muren im Ile Alatau stellen MEDEUOV & NURLANOV (1996:55) allgemein fest, dass kaum quellfähige Tonminerale existieren und somit Gunstbedingungen für die Bildung zusammenhängender Muren fehlen.

Für den Auslöseprozess eines Murenganges ist die Scherfestigkeit von entscheidender Bedeutung. Wie die Untersuchungen von MADSEN (1996) belegen, ist hierbei nicht nur der Anteil der Tonfraktion in der murenbildenden Masse sondern auch die Scherfestigkeit der verschiedenen Tonminerale entscheidend. Ihre unterschiedlichen Quellfähigkeiten führen zu verschiedenen Scherfestigkeiten, wobei auch die Kationverbindungen der Tonminerale bzw. deren Ton-Elektrolytsystem relevant sind.
Wie die Abbildung 13 zeigt, zeichnet sich das quellfähige Tonmineral Natrium-Montmorillonit (Na-Mont) durch leicht höhere Scherfestigkeiten gegenüber den anderen Tonmineralen Illit und Kaolinit aus. Sobald die Natrium-Montmorillonit Tonminerale in Bewegung gebracht werden, nimmt die Scherfestigkeit, dann als Restscherfestigkeit bezeichnet, über den weiteren Scherweg hinweg stärker ab und begünstigt den Auslöseprozess des Murenganges. Für die anderen Tonminerale ist die Restscherfestigkeit, die bei der Bewegung erhalten bleibt, nur geringfügig kleiner gegenüber dem Ausgangswert.
Die Bedeutung der chemischen Verbindung der Tonminerale bezüglich ihrer Scherfestigkeit zeigt sich am Beispiel des Tonminerals Kalium-Montmorillonit (K-Mont). Im Gegensatz zum Natrium-Montmorillonit ist eine Abnahme der Scherfestigkeit auf die Restscherfestigkeit von Kalium-Montmorillonit in ähnlicher Größenordnung wie bei den nicht quellfähigen Tonmineralen festzustellen und hemmt somit den Auslöseprozess.

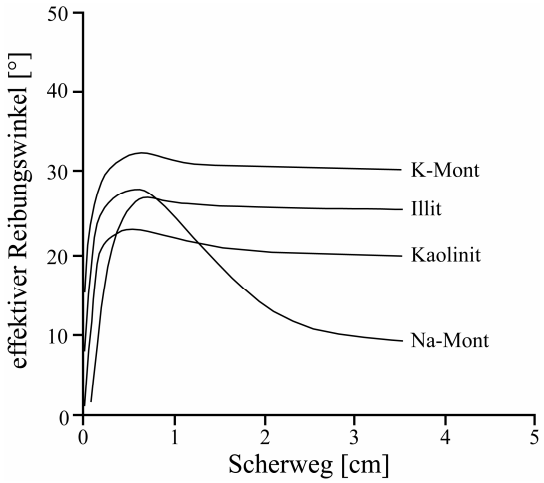


Abb. 13: Scherfestigkeiten von Tonmineralen (MADSEN 1996:43)

5.2.4.2 Röntgenphasenanalytische Untersuchung

Die Tonmineralbestimmung dient zur weiteren Charakterisierung der Untersuchungsobjekte, welche sich, bedingt durch den höheren Anteil an Tonen, auf die rezenten Murenbahnen der Niederschlagsmurenobjekte beziehen.
Als Verfahren für die Tonmineralbestimmung wurde die phasenanalytische Röntgendiffraktometrie angewandt (vgl. TUCKER 1996:177ff.). Es wurde für jedes Untersuchungsobjekt eine Mischprobe der für die Korngrößenanalysen verwendeten Proben angefertigt. Nach Absiebung des Feinsubstrates wurden die Proben mit einer 0,01 mol konzentrierten Ammoniaklösung 48 h geschüttelt und anschließend die Bestandteile < 63 µm nass abgesiebt. Mittels des Atterbergverfahrens wurde dann von diesen Proben die Tonfraktion abgetrennt und ein Texturpräparat angefertigt. Jedes Texturpräparat wurde zunächst im luftgetrockneten Zustand über einen Winkel von 3° bis 30° (2 Theta) im Abstand von 0,02° bei 4 s langer

Messdauer mit dem Röntgengerät XAD 3003/TT der Firma Seifert/FPM geröntgt. Für die Erzeugung der Cu-Kά-Strahlung wurde eine Cu-Anode verwendet.[48]
Im Ergebnis werden in den Röntgentexturaufnahmen für die jeweiligen gemessenen 2 Theta-Winkel [°] verschiedene Reflexionsintensitäten [cps] dargestellt. Besonders hohe Intensitäten stellen sich als Peak dar. Hier interferieren die Röntgenstrahlen durch die spezifischen Kristallgitterabstände [Å] der Tonminerale, was deren Identifizierung gestattet. Eine qualitative Bestimmung der Tonminerale erfolgte anhand der PDF-Datenbank von JCPDS (2000:977ff.) sowie anhand der Veröffentlichungen von JASMUND & LAGALY (1993:51ff.) und TUCKER (1996:190ff.). Eine chemische Unterscheidung der Tonminerale wurde nicht vorgenommen.
Um die teils überlagernden Reflexionspeaks verschiedener Tonminerale, beispielsweise der Smektit- und Chlorit-Minerale oder Chlorit- und Kaolinit-Minerale, unterscheiden zu können, wurden die Texturpräparate nachbehandelt.
Zum einen wurden die luftgetrockneten Texturpräparate 24 h bei 80 °C mit Ethylenglykol bedampft und erneut gemessen. Durch die Bedampfung weiteten sich die Kristallgitterabstände der quellfähigen Tonminerale auf, was eine deutliche Verschiebung und somit eine Unterscheidung der zuvor koinzidierenden Reflexionspeaks ermöglicht (TUCKER 1996:199ff.).
Beim anschließenden einstündigen Glühen der Texturpräparate bei 550 °C wurden verschiedene Tonminerale zerstört, so auch die Kaolinite, sodass mögliche Chlorit-Minerale in der Probe als Reflexionspeak erkennbar belieben.

Alle Diffraktogramme der röntgenphasenanalytisch untersuchten Proben der Untersuchungsobjekte sind im Anhang 11.8 (Seite 163) zusammengestellt. Hinsichtlich der identifizierten Tonminerale setzen sich alle Proben, bis auf die des Untersuchungsobjekts M1-Koktscheka, in ähnlicher Weise, jedoch mit unterschiedlichen Intensitäten, zusammen. Sie enthalten die Tonminerale der Chlorite, Illite, Kaolinte und Smektite bzw. Illit-Smektit-mixed-layer-Minerale. Des Weiteren zeigen die Texturaufnahmen den Gehalt von Quarz und Feldspäten an. Lediglich der Nachweis von Smektiten stellt sich für die Proben von M2-Ajusaj und M5-Serkebulak nicht in der gleichen Deutlichkeit dar.
Exemplarisch für die mineralogische Zusammensetzung der Untersuchungsobjekte in den höheren Gebirgszonen ist die Röntgentexturaufnahme des Objektes M6-Sowetow mit den mineralzugehörigen Angaben des Miller-Index (hkl)[49] in der nachfolgenden Abbildung 14 dargestellt. Es sei nochmals darauf hingewiesen, dass anhand der Peakintensitäten in dieser Darstellung und in denen im Anhang 11.8 (Seite 163) auf den Gehalt der jeweiligen Tonminerale nicht zu schließen ist und somit ein quantitativer Vergleich der Proben nicht möglich ist.
Die Peakintensitäten des oberen luftgetrockneten Röntgendiffraktogrammes kennzeichnen die enthaltenen Ton-, Feldspat- und Quarz-Minerale. Deutlich zu erkennen ist, dass nach der Bedampfung des Texturpräparates mit Ethylenglykol sich die überlagernden Intensitäten der Smektit- und Chlorit-Minerale bei 6,2° (14,2 Å) durch die Kristallgitteraufweitung der Smektit-Minerale auf 5,2° (16,89 Å) voneinander separieren lassen. Inwiefern es sich bei dem Smektit um eine Wechsellagerung mit dem Tonmineral Illit handelt, häufig als Illit-Smektit-mixed-layer-Mineral bezeichnet, kann nicht eindeutig bestimmt werden. Hierfür fehlen entsprechende Nebenreflexe, die mit einem höheren Smektitanteil im Illit-Smektit-mixed-layer-Mineral umso deutlicher hervortreten würden (vgl. LUCKERT & THIEKE 2000:105ff.).

[48] Weitere Geräteeinstellungen der Messungen: Divergenzschlitz = 1°, angelegte Stromspannung = 40 kV, Stromstärke = 30 mA, vertikale Divergenzblende = 2 mm, horizontale Divergenzblende 18 mm (Texturpräparat), Szintillationszähler SZ 20/SE

[49] Der Miller-Index kennzeichnet die gewählten Netzebenen, für die der Netzebenenabstand d [Å] angegeben ist.

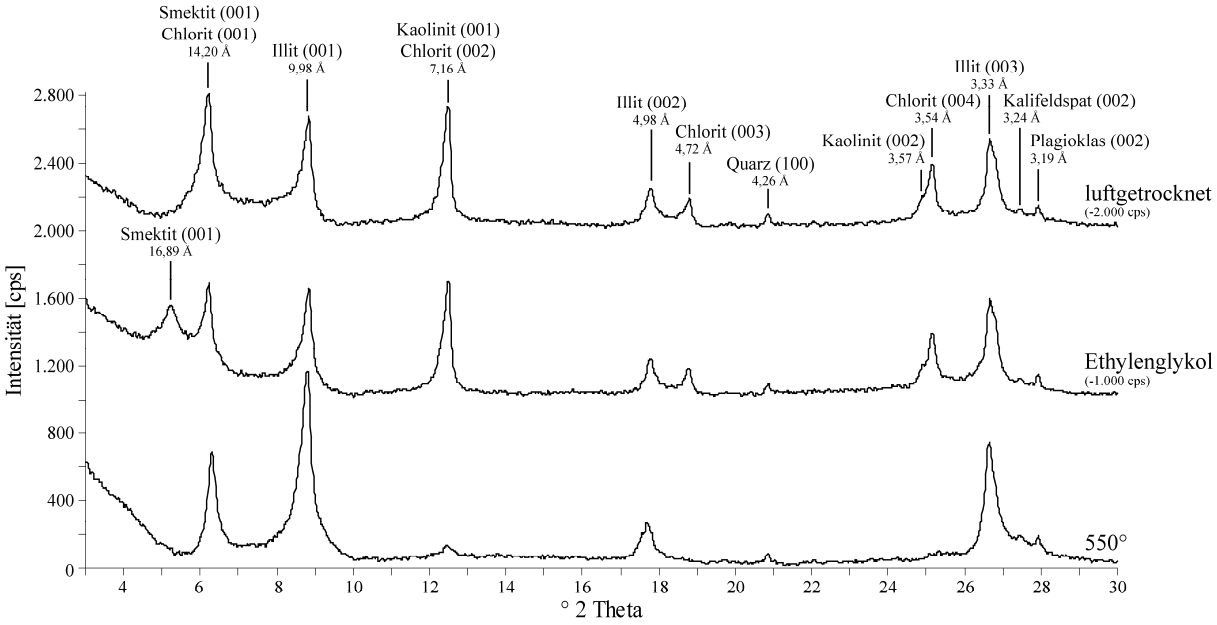


Abb. 14: Röntgentexturaufnahme des Texturpräparates von M6-Sowetow ((n) - Miller-Index der Minerale)

Das Glühen bewirkt eine Intensitätszunahme von Chlorit und Illit bei 6,2° (14,2 Å) bzw. 8,8° (10 Å). Kaolinit wird nach dem Glühen gänzlich zerstört und die zuvor koinzidierenden Peaks von Kaolinit und Chlorit bei etwa 12,4° (7,16 Å) lassen sich fortan voneinander trennen. Es bleibt ein leichter Peak von Chlorit übrig.
Ein weiterer sicherer Nachweis für Chlorit im Texturpräparat ist der Reflex bei 18,8° (4,72 Å) und die Peakaufspaltung von Chlorit und Kaolinit bei etwa 25°. Drei schwächere Peaks bestätigen den Anteil von Quarz (20,8° bzw. 4,26 Å), Kalifeldspat (27,4° bzw. 3,24 Å) und eines Feldspates[50] der Plagioklas Gruppe (27,9° bzw. 3,19 Å).

Völlig verschieden zeigt sich die Röntgentexturaufnahme des Texturpräparates von M1-Koktscheka in der Abbildung 15. Hier hebt sich ein deutlicher Peak eines Tonminerals der Smektit-Gruppe bei 5,8° (15 Å) signifikant hervor.
Nach dem Bedampfen mit Ethylenglykol ist eine Erweiterung der Kristallgitterabstände auf 5,2° (16,76 Å) erkennbar. Bei 10,5° (8,38 Å) und 15,9° (5,57 Å) treten nach der Ethylenglykolbehandlung zwei weitere Peaks des Smektit-Minerals hervor. Nach dem Glühen kollabiert das Smektit-Mineral auf etwa 9,1° (9,68 Å). Entsprechend der Tonmineralidentifikation des USGS (2011) können diese sich ändernden Reflexionscharakteristika des Smektits einem trioktaedrischen Montmorillonit- oder einem Vermiculitmineral zugeordnet werden.
Geringere Reflexintensitäten des Texturpräparates sind für die Tonminerale Illit und Kaolinit zu verzeichnen und bestätigen somit deren Gehalt in der Probe. Ein Anteil an Chlorit kann für dieses Texturpräparat ausgeschlossen werden. Ebenso schwache Reflexintensitäten sind für Kalifeldspat und einem Feldspat der Plagioklas Gruppe erkennbar. Ein quarzspezifischer Reflex ähnlich dem Texturpräparat von M6-Sowetow ist kaum feststellbar.

[50] Bei hinreichend großem Anteil an Mineralen der Plagioklas Gruppe können diese durch chemische Analysen oder durch Messung des Brechungsindexes des durch Schmelzen erhaltenen Gases (ALLMANN 2003:186) differenziert werden.

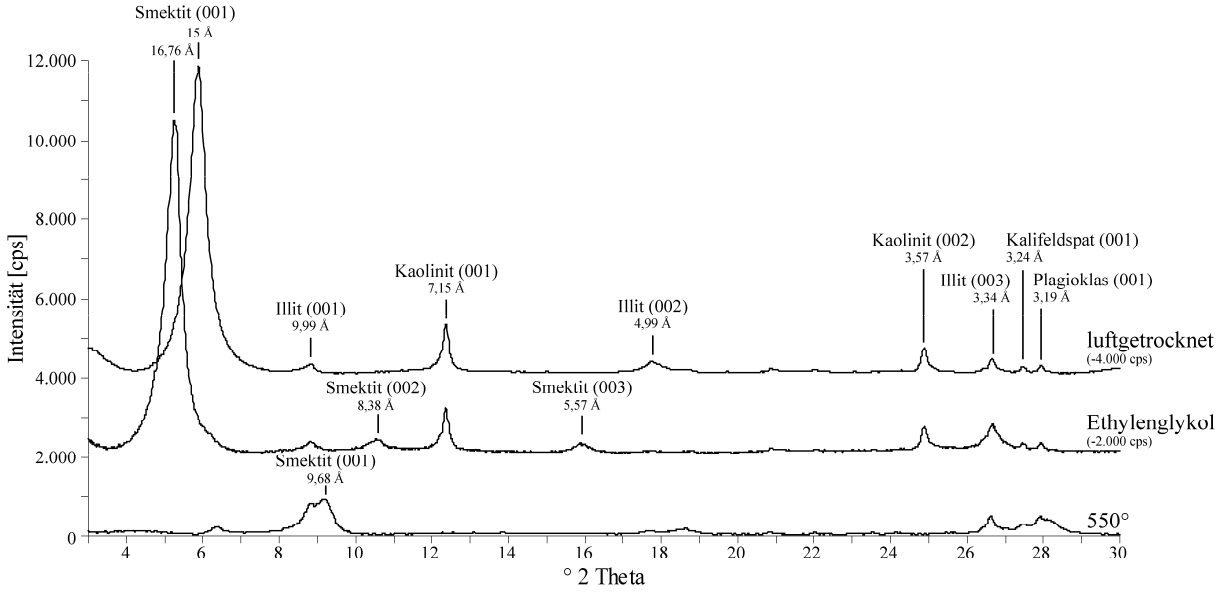


Abb. 15: Röntgentexturaufnahme des Texturpräparates von M1-Koktscheka ((n) - Miller-Index der Minerale)

5.2.4.3 Exkurs – mineralogische Zusammensetzung von Moränenkörpern unterschiedlichen Alters

Dass röntgenphasenanalytische Untersuchungen zur Altersabgrenzung verschiedener Moränen genutzt werden, zeigt die Arbeiten von FAVILLI et al. (2008, 2009) und LUCKERT & THIEKE (2000). Nachfolgend sei dies auch für die älteren Moränenkörper im Einzugsbereich von M7-Kumbel und der jüngeren Moräne im Bereich von S3-Gletscher Sowetow verdeutlicht.
Zu diesem Zweck wurden Texturpräparate aus den zuvor für die Altersabgrenzung durch Gegenüberstellung der Kornsummenkurven verwendeten Proben angefertigt (Kapitel 5.2.3.2, Seite 42). Die Tonmineralzusammensetzungen dieser Texturpräparate sind mit denen von M6-Sowetow (Abbildung 14, Seite 46) identisch. Zwischen den drei Texturpräparaten kann anhand der Röntgendiffraktogramme nach Bedampfung mit Ethylenglykol ein signifikanter Unterschied festgestellt werden. Diese sind in der Abbildung 16 gegenübergestellt.

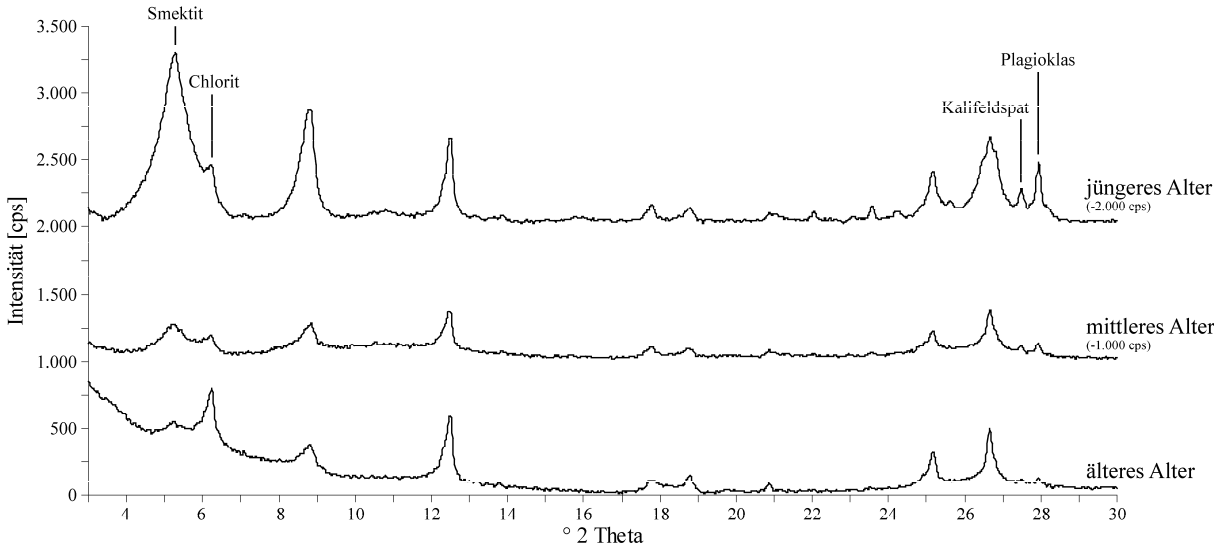


Abb. 16: Röntgentexturaufnahmen dreier mit Ethylenglykol bedampfter Texturpräparate von Moränenkörpern unterschiedlichen Alters im Einzugsgebiet von M7-Kumbel

Aus der Röntgentexturaufnahme können zwei Indizien für die Wirksamkeit der Verwitterung in den Moränenkörpern und somit für eine Altersabgrenzung abgeleitet werden: Zum einen kann dies anhand der Intensitätsumkehr der Smektit- und Chlorit-Reflexe bei etwa 5,2° bzw. 6,2° festgestellt werden, was mit dem Abbau der Smektit-Minerale zu erklären ist. Zum anderen wird dies auch durch die abnehmenden Peakintensitäten von Kalifeldspat und einem Feldspat der Plagioklas Gruppe bei 27,5° bzw. 27,9° angedeutet. Plagioklase besitzen eine geringere Verwitterungsstabilität als Kalifeldspat. Inwiefern sich für die untersuchten Moränenkörper hieraus eine Verwitterungsintensität ableiten lässt, kann nur durch die genaue Quantifizierung der Plagioklas- und Kalifeldspatanteile vollzogen werden. Hierfür ließe sich ähnlich dem von ALLMANN (2003:184ff.) beschriebenen Verfahren für die Verhältnisbestimmung von Albit und Anorthit ein Verwitterungsindex berechnen. Da Feldspäte nicht primär zu den Tonmineralen gehören, ist die röntgenphasenanalytische Untersuchung eines Pulverpräparates für den Nachweis und die Quantifizierung der Feldspäte ausreichend. Die Anteile an Quarz, Feldspäten und Glimmern sind von den Korngrößenfraktionen abhängig (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002:49). Für die Anfertigung eines Pulverpräparates sollte somit die Korngrößenfraktion größer als Mittelschluff mit dominierenden Feldspatanteilen Verwendung finden.
Im Hinblick auf den relativen Chlorit- und Kaolinitanteil konnte kein deutlicher Unterschied in den Röntgendiffraktogrammen festgestellt werden. Wegen der höheren Verwitterungsstabilität von Kaolinit wäre ein höherer relativer Anteil von Kaolinit im Texturpräparat zu den älteren Moränenkörpern hin zu vermuten.

5.2.5 Bewertung als murenbildender Faktor

In welcher Komplexität sich die Geologie als murenbildender Faktor darstellt, erfolgte trotz durchgeführter Analysen zur Korngrößenzusammensetzung und der mineralogischen Zusammensetzung des murenbildenden Materials nur deskriptiv.
Deutlich wurde, dass die Korngrößenzusammensetzung und die mineralogische Zusammensetzung Einfluss auf die Rheologie des Murenganges haben. Für die im Vordergrund dieser Arbeit stehende Bewertung des Auslösens von Murengängen müssen für eine quantitative Aussage detaillierte Untersuchungen zum Zusammenhang von Korngröße und Scherfestigkeit vorliegen, wobei das gesamte Korngrößenspektrum mit unterschiedlichen Anteilen der Korngrößenfraktionen berücksichtigt werden sollte. Es müssen des Weiteren Untersuchungen zum Zusammenhang der mineralogischen Zusammensetzung und der Stabilität vorliegen.[51] Erst in diesem Kontext kann mit den eigenen Untersuchungen die Geologie umfassend als murenbildender Faktor bewertet werden.
Für die Untersuchungsobjekte des Niederschlagsmurentyps wurde neben diesen beiden Kriterien die rezente Sedimentation in der Tiefenlinie der Murenbahn analysiert und als weiteres Kriterium herausgestellt.
Insgesamt konnten durch die eigenen Analysen zur geologischen Charakterisierung der Untersuchungsobjekte des Niederschlagsmurentyps diese verglichen und die signifikanten Unterschiede ihrer geologischen Ausgangsbedingungen herausgearbeitet werden.

Niederschlagsmuren – Die Untersuchungsobjekte der Niederschlagsmuren zeigen eine ähnliche Zusammensetzung der Korngrößen und Minerale des murenbildenden Materials.
Allein das Untersuchungsobjekt M1-Koktscheka kennzeichnet ein höherer Feinsubstratanteil über das gesamte Korngrößenspektrum. Entsprechend liegt der Anteil der Ton-Schluff-Fraktion gegenüber den anderen Untersuchungsobjekten höher und begünstigt das Auslösen

[51] Die von TOKMAGAMBETOV (1965) vorliegenden detaillierten Untersuchungen zu physikalisch-mechanischen Eigenschaften der jüngeren und rezenten Moränenkörper im Kishi Almaty sind für die generelle Einschätzung der Stabilität der Moränenseen jedoch nicht ausreichend.

eines Murenganges. Gleichermaßen hebt sich M1-Koktscheka auch in der mineralogischen Zusammensetzung mit einem signifikant hohen Anteil an quellfähigen Tonmineralen der Smektit-Gruppe hervor, was entscheidend die Rheologieunterschiede des möglichen Murenganges zu den anderen Untersuchungsobjekten unterstreicht. Da diese geologischen Charakteristika als Beispiel für die untere Gebirgszone des Ile Alatau erachtet werden können, kann davon ausgegangen werden, dass in diesem Bereich mit häufigen Erdrutscherscheinungen die Voraussetzung für deren Transformation in eine Mure gegeben ist.
Für den Ile Alatau liegen die rezenten Mureneinzugsgebiete jedoch vornehmlich in den höheren Gebirgszonen und sind daher mit den Analysen der anderen Untersuchungsobjekte zu beschreiben. Die Anrisszonen liegen meist inmitten glazigener jungpleistozäner Sedimente, die vereinzelt von rezentem Materialeintrag überlagert werden. Aufschluss gibt die Analyse des Feinsubstrates, wobei bei einem höheren Anteil der Sand-Fraktion im Verhältnis zur Ton-Schluff-Fraktion von jüngeren oder rezenten Materialeinträgen ausgegangen werden kann. Generell dominiert hinsichtlich der Korngrößenzusammensetzung der Skelettanteil, welcher zu den jüngeren Sedimenten hin zunimmt. In der mineralogischen Zusammensetzung überwiegen eher die nichtquellfähigen Tonminerale. Für die weitere Bewertung werden diese beiden geologischen Kriterien ausgeschlossen, zum einen sind deren objektspezifischen Charakteristika für die Untersuchungsobjekte in den höheren Gebirgslagen nahezu identisch, zum anderen ist deren klimabedingte Veränderung ausgeschlossen.
Entscheidend für das Auslösen eines Murenganges sind weniger die Rutschungen an der Murenanrisskante, sondern vielmehr die Erosion der akkumulierten Sedimente in der Tiefenlinie der rezenten Murenbahn, was somit das einzige Kriterium darstellt. Die Sedimentationsrate in der Tiefenlinie wird durch die Abtragungsleistung an den Hangbereichen der Murenbahn bestimmt, wobei diese auch von den Niederschlags- und Schneeschmelzereignissen abhängig ist und somit als steuernder Faktor seitens des Klimas nicht auszuschließen ist.

Glazialmuren – Für die Untersuchungsobjekte des Glazialmurentyps wurde alleinig die Korngrößenzusammensetzung der Moränenkörper anhand der vorliegenden Analysen bisheriger Untersuchungen erläutert. Dahingehend zeigt sich keine Differenzierung der Untersuchungsobjekte. Sie liegen alle in jungen oder rezenten glazigenen Sedimenten, welche durch einen sehr hohen Skelettanteil charakterisiert sind.
Durch den geringen Anteil an Tonen und Schluffen in den Moränenkörpern wäre die Förderweite größerer fester Bestandteile der Murenmasse verglichen mit den Niederschlagsmuren geringer. Die Wassermassen durchströmen die tiefer liegenden jungpleistozänen Sedimente, wodurch die Voraussetzung zur Erosion und somit zur erneuten Murenbildung gegeben ist. Beim Durchfließen der Tiefenlinien, in denen Lockersedimente bereits akkumuliert sind, ähnlich der Sedimentation bzw. der Voraussetzung für die Niederschlagsmuren, werden diese aufgenommen und als Mure transportiert. Insgesamt ist die Größenordnung einer Glazialmure nicht nur von der Wassermenge, welche plötzlich bzw. mit großer Intensität aus dem Moränen- oder Gletschersee ausfließt, abhängig, sondern zudem von den Lockersedimenten, die entlang der Murenbahn liegen. Gemessen an bisherigen Glazialmurenereignissen liegt deren Volumen um das 20-fache höher gegenüber den ausgeflossenen Wassermengen.[52] Als ein extremes Beispiel kann das Glazialmurenereignis des 03. - 04.08.1977 angeführt werden: Hier überstieg das Murenvolumen von 2,5 - 6 $\times 10^6$ m³ die abgeflossenen Wassermengen von 70.000 m³ um das 35- bis 85-fache (KAZGIDROMET, Anhang 11.3, Seite 151).
Aufgrund der unzureichenden Abgrenzung der Korngrößenzusammensetzung für die einzelnen Untersuchungsobjekte, kann dem Faktor Geologie kein differenziertes Kriterium zugeschrieben werden und wird folglich aus der weiteren Bewertung ausgeschlossen.

[52] Nach mündlicher Mitteilung von Prof. Dr. Boris S. Stepanov, Mitarbeiter des Kasachisch-Hydrometeorologischen Dienstes der Republik Kasachstan „Kazgidromet“, Abteilung Murenforschung, 10.07.2011.

5.3 Meteorologische Bedingungen

Als dritter und zugleich letzter Primärfaktor für die Murenbildung sind die den potenziellen Abfluss bildenden und steuernden allgemeinen klimatischen und die meteorologischen Bedingungen zu nennen. Hier zeichnen sich im Besonderen die Parameter Niederschlag und Temperatur ab (vgl. DUJSENOV 1971, JAFJAZOVA 2007, KAZGIDROMET 1998, KIRENSKAJA 1985, MEDEUOV & NURLANOV 1996 und TALANOV 1984).
Entsprechend der Abbildung 3 (Seite 9), mit Darstellung der monatlichen Häufigkeit witterungsbedingter Murenereignisse, zeigt sich ein genereller Zusammenhang zwischen den Ereignissen und den langjährigen klimatischen Zuständen der Atmosphäre, wie sie im Folgenden erläutert werden. Ausschlaggebend für die Murenbildung, sind jedoch die meteorologischen Bedingungen bzw. die konkreten Niederschlagsereignisse und Temperaturen, welche unmittelbar zur Murenbildung führen.

5.3.1 Klimatische Bedingungen

Als klimabestimmende großräumige atmosphärische Zirkulationsprozesse können die von BUGAEV (in LYDOLPH 1977) unterschiedenen fünf häufig auftretenden Windrichtungen angeführt werden. Im Wesentlichen lassen sich diese für das Sommer- und Winterhalbjahr in vier atmosphärische Zirkulationsprozesse zusammenfassen: a) Polarfront und damit verbundene zyklonalen Aktivitäten, b) Lage an der südwestlichen Peripherie der sibirischen Antizyklone, c) Kaltlufteinbrüche aus den nördlichen Breiten und d) ganzjährige Wirksamkeit der Westwinddrift (vgl. LENTSCHKE & SCHRÖDER 2008:17ff.).
Die Periode von April bis August stellt den Zeitraum höchster Murenaktivität im Ile Alatau dar. Wie DUJSENOV (1971:46f.) konstatiert, führen meist Kaltlufteinbrüche aus den nördlichen Breiten während dieser Periode zur Murenbildung. In diesen Fällen treffen die kalten Luftmassen mit den warmen südlichen Luftmassen zusammen, was vor allem im Gebirgsraum zu starken Konvektionsniederschlägen führt.
Diese und andere wetterwirksamen atmosphärischen Zirkulationsprozesse und die unterschiedlichen Temperatur- und Niederschlagsintensitäten innerhalb des Untersuchungsgebietes können annähernd aus den drei beispielgebenden Klimadiagrammen in der Abbildung 17 abgelesen werden.

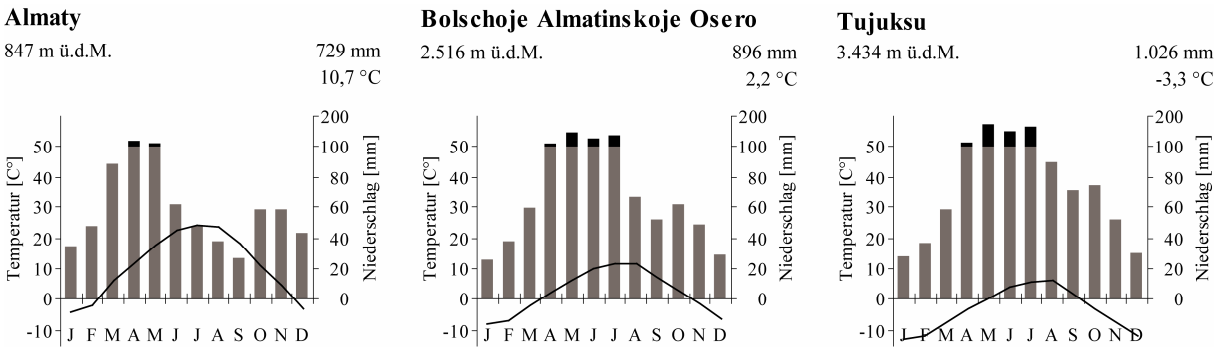


Abb. 17: Klimadiagramme ausgewählter Klimastationen der Bezugsperiode 2001 bis 2010[53]

Die Klimastation Almaty liegt außerhalb des eigentlichen Untersuchungsgebietes am Gebirgsfuß des Ile Alatau. Diese repräsentiert die Niederschlagsverteilung und den Temperaturverlauf des klimatisch kontinental geprägten Gebirgsvorlandes. In der bimodalen Niederschlags-

[53] Nach mündlicher Mitteilung von Dr. Nina V. Pimankina, Mitarbeiterin des Geographischen Institutes der Akademie der Wissenschaften der Republik Kasachstan, am 07.05.2011, wurde die in älterer Literatur verwendete Bezeichnung der Klimastation Bolschaja Alma Atinskoje Osero in Bolschoje Almatinskoje Osero umbenannt.

verteilung zeichnet sich deutlich die jahreszeitspezifische Verschiebung der Polarfont und der damit verbundenen zyklonalen Aktivität ab. Ein erstes stärkeres Niederschlagsmaximum ist im Frühjahr, mit Verschiebung der Polarfront nach Norden, festzustellen. In den Monaten März bis Juni fallen 40 % der Jahresniederschläge, wobei mit etwa 120 mm im April die höchsten Niederschlagsmengen zu verzeichnen sind. Eine Phase geringer Niederschläge stellt sich im Spätsommer, in den Monaten August bis September, ein. Die monatlichen Niederschlagswerte betragen zu diesem Zeitpunkt etwa 30 mm je Monat. Zum Herbst verschiebt sich die Polarfront wieder nach Süden, was zu erneut hohen Niederschlägen, mit Ausbildung eines zweiten, jedoch kleineren Niederschlagsmaximums, führt.
Mit zunehmender Höhe nimmt zum einen die jährliche Niederschlagsmenge zu, welche in 3.600 m ü.d.M. mit mehr als 1.200 mm ihr Maximum erreicht (MAKAREVIČ et al. 1969:83). Oberhalb von 3.600 m ü.d.M. sind wieder abnehmende Niederschlagsmengen festzustellen. Nach BOLCH (2008:97) beträgt der Vertikalgradient der jährlichen Niederschlagsmengen bis in 3.500 m ü.d.M. an der Nordabdachung des Ile Alatau 31 mm/100 m. Zum anderen verschiebt sich der Zeitraum der Niederschlagsmaxima in den Sommer hinein. Für die Klimastation Tujuksu betragen die maximalen monatlichen Niederschlagsmengen im Juli etwa 170 mm. Hier sind es die Konvektionsniederschläge, die nach Durchzug der Polarfront während der Wärmeperiode zu diesen enormen Niederschlagsereignissen beitragen.
Für den Temperaturverlauf zeigt sich eine Abnahme der Jahresdurchschnittstemperatur mit zunehmender Höhenlage der Klimastationen. Für Almaty beträgt diese 10,7 °C und für Tujuksu -3,3 °C. Nach BOLCH (2008:96f.) liegt die Nullgradisotherme der Jahresmitteltemperatur etwas über 2.900 m ü.d.M. Als vertikalen Temperaturgradienten der Jahresdurchschnittstemperatur gibt BLAGOVEŠČENSKIJ (1983:62) für den Ile und Kungej Alatau bis in Höhen von 2.000 m ü.d.M. einen Gradienten von -0,45 K/100 m bis -0,5 K/100 m und oberhalb von 2.000 m ü.d.M. von -0,67 K/100 m bis -0,69 K/100 m an. Ebenso vermindert sich die Jahrestemperaturamplitude von 28,4 K der Klimastation Almaty bis auf 19,1 K der Klimastation Tujuksu. Einheitlich für alle Klimastationen hebt sich der Januar als kältester Monat hervor. Insgesamt reicht die Kälteperiode oberhalb von 3.000 m ü.d.M. von Oktober bis April.[54] Für die unteren Gebirgslagen verkürzt sich die Kälteperiode auf die Monate Dezember bis Februar, wobei die mittleren Monatstemperaturen geringere Tiefstwerte erreichen. Mit häufigen Kaltlufteinbrüchen in den Wintermonaten bildet sich im Höhenintervall von 1.300 m ü.d.M. bis 1.600 m ü.d.M. eine isotherme Schicht aus (ČELPANOVA 1963:328), welche zu Tagestemperaturen unter -10 °C führen kann. Durch die Inversionswetterlage wird die Stadt Almaty mit einer Smogschicht bedeckt. Hinsichtlich des wärmsten Monats kann eine schwach ausgeprägte Verschiebung vom Monat Juli für das Gebirgsvorland hin zum August für die höheren Gebirgslagen konstatiert werden, wobei die mittleren Monatstemperaturen für Almaty deutlich über 20 °C liegen, hingegen an der Klimastation Tujuksu nur knapp 6 °C erreicht werden.[55]

5.3.2 Datenbasis und Vorüberlegungen

Zur Verdeutlichung der meteorologischen Bedingungen bzw. der Temperatur- und Niederschlagsereignisse, welche zur Murenbildung führen, wurden die Ergebnisse bisheriger Untersuchungen von DUJSENOV (1971), JAFJAZOVA (2007), KAZGIDROMET (1998), KIRENSKAJA (1985) und MEDEUOV & NURLANOV (1996) herangezogen. Zusätzlich wurde auf Basis der recherchierten Murenereignisse in den Tälern Kishi und Ulken Almaty und der meteoro-

[54] Als zusätzliches Indiz für die zeitliche Verschiebung des Übergangs zur Wärmeperiode kann die frühzeitigere Ausaperung der kontinuierlichen winterlichen Schneedecke niedrig gelegener Klimastationen im Vergleich zu den oberen Klimastationen herangezogen werden (siehe Anhang 11.9, Seite 166).

[55] Nach Auswertung der Datenbasis mit Angaben zur Tagesdurchschnittstemperatur für die Klimastationen Almaty und Tujuksu lässt sich die Verschiebung präzisieren. Die Wärmephase der Klimastation Almaty reicht von Mitte bis Ende Juli, für die Klimastation Tujuksu von Ende Juli bis Anfang August.

logischen Daten verschiedener Klimastationen im Untersuchungsgebiet dieser Zusammenhang näher untersucht und den bisherigen Forschungsergebnissen gegenübergestellt. Wie der nachstehenden Tabelle 5 zu entnehmen ist, liegen die Temperatur- und Niederschlagswerte als Tages- und Monatswerte vor.

Tab. 5: Datenbasis der Temperatur- und Niederschlagswerte ([a]GI-AdW, [b]KAZGIDROMET, [c]KNMI CLIMATE EXPLORER 2012)[56]

Klimastation	Tageswerte		Monatswerte	
	Temperatur	Niederschlag	Temperatur	Niederschlag
Tujuksu 3.434 m ü.d.M.	Jan 1986 - Okt 2011[a] (ausgenommen Jan-Dez ´91, Nov-Dez ´94)	Jan 1986 - Okt 2011[a] (ausgenommen Jan-Dez ´91, Nov-Dez ´94)	Jan 1972 - Okt 2011[a] (ausgenommen Nov-Dez ´94)	Jan 1972 - Okt 2011[a] (ausgenommen Nov-Dez ´94)
Mynshilki 3.017 m ü.d.M.	–	Okt 1936 - Dez 1991[c] (ausgenommen Aug ´45, Dez ´65, Jan-Apr ´77, Sep ´77, Mai ´87, Mrz-Mai ´88, Sep ´88, Jul ´89, Aug-Okt ´90, Mai ´91)	Okt 1936 - Jul 2011[a, b] (ausgenommen Mai ´37, Aug ´45, Okt ´66)	Okt 1936 - Jul 2011[a, b] (ausgenommen Aug ´45, Jan-Mrz 2001, Nov 2001, Feb 2002, Okt-Nov 2002, Jan-Mrz 2003, Jun-Okt 2003, Aug 2006, Dez 2009)
Bolschoje Almatinskoje Osero 2.516 m ü.d.M.	Jan 2005 - Feb 2012[c] (ausgenommen Jun 2005, Nov-Dez 2006)	Jan 1936 - Feb 2012[a, c] (ausgenommen Mai ´49, Jan-Apr ´77, Mrz-Mai ´88, Sep ´88, Jul ´89, Aug-Okt ´90, Jan ´92-Dez 2004, Jun 2005, Nov-Dez 2006)	Feb 1932 - Dez 2011[a, b] (ausgenommen Okt ´32, Mai ´35, Nov-Dez ´51, Jan-Aug ´55)	Feb 1932 - Dez 2011[a, b] (ausgenommen Okt ´32, Feb ´33, Jul ´89, Apr ´95)
Werchnij Gorelnik 2.268 m ü.d.M.	–	Jan 1937 - Dez 1991[c] (ausgenommen Jul ´68, Jan-Apr ´77, Jul ´89)	–	Jan 1937 - Dez 1991[c] (ausgenommen Jul ´68, Jan-Apr ´77, Jul ´89)
Ust-Gorelnik 1.943 m ü.d.M.	–	Okt 1936 - Dez 1991[c] (ausgenommen Jan ´61-Dez ´68, Jan-Apr ´77, 16. Jul ´87, Mrz-Mai ´88, Jul ´89, Aug-Okt ´90, Mai ´91)	Okt 1936 - Dez 1997[a, b] (ausgenommen Okt ´64-Feb ´65, Okt ´66, Apr ´67)	Okt 1936 - Dez 1997[a, b] (ausgenommen Nov ´36, Okt ´64-Feb ´65, Nov ´97)
Almaty 847 m ü.d.M.	Mai 1915 - Apr 2012[c] (ausgenommen Jan ´18-Jan ´19, Jun-Jul ´19, Jan ´20)	Mai 1915 - Dez 2005[c] (ausgenommen Okt ´15-Dez ´16, Mrz-Jun ´17, Aug ´17-Jan ´19, Jun-Jul ´19, Jan ´20, Feb ´83-Sep ´84)	Jan 1879 - Dez 2011[a, c] (ausgenommen Jul 1885, Jan 1886, Aug-Sep 1886, Jan-Apr ´15, Apr-Mai ´18, Sep ´18-Jan ´19, Jun-Jul ´19, Jan ´20)	Jan 1879 - Jul 2011[a, c] (ausgenommen Jul 1885, Jan 1886, Aug-Sep 1886, Aug 2006, Nov 2006)

In der zunächst getroffenen Annahme, dass für die Murenbildung die Niederschläge in den höheren Gebirgslagen entscheidend sind, wurden für eine erste Analyse die Monatsniederschlagsmengen und die mittleren Monatstemperaturen für April bis September der Klimastation Mynshilki mit den Murenereignissen unterschiedlicher Genesen gegenübergestellt (Anhang 11.10, Seite 169). Trotz der vereinzelt guten zeitlichen Übereinstimmung von Monaten mit hohen Niederschlagsmengen mit den Ereignissen der Niederschlagsmuren (R), wie beispielsweise im Juni 1954, Mai 1960 und Juli 2003, oder hoher mittlerer Monatstemperaturen mit den Glazialmurgängen (G), wie im Juli 1944, Juli 1956 und Juli 1973, zeigt sich insgesamt kein eineindeutiger Zusammenhang. Monate mit überdurchschnittlich hohen Niederschlagsmengen oder hohen mittleren Temperaturen hatten keine Murenereignisse zur Folge. Drei Erklärungen können hierfür angeführt werden: Erstens ist die zeitliche Auflösung der monatlichen Temperatur- und Niederschlagswerte nicht hinreichend detailliert genug, als dass diese Rückschlüsse auf ein bestimmtes Murenereignis zulassen würden. Zweitens sind die meteorologischen Bedingungen, vor allem die hygrischen

[56] Im Anhang 11.11 (Seite 171) sind die mittleren Monatstemperaturen und die monatlichen Niederschläge der Klimastationen Almaty, Ust-Gorelnik, Bolschoje Almatinskoje Osero, Mynshilki und Tujuksu zusammengestellt.

Bedingungen im Untersuchungsgebiet derart heterogen einzuschätzen, als dass auch hier eine Gegenüberstellung der meteorologischen Daten einer Station mit den Murenereignissen im gesamten Untersuchungsgebiet zu keiner deutlichen Korrelation führt. In diesem Zusammenhang muss schließlich drittens der Niederschlag nicht nur in seiner zeitlichen und räumlichen Differenzierung auf den Tag des Murenereignisses bezogen, sondern auch nach dessen Erscheinungsform, ob im festen oder flüssigem Aggregatzustand, angeführt werden. Ausschlaggebend für die Murenbildung sind Niederschläge in flüssiger Form, welche unmittelbar oberflächlich abfließen können.
Wie sich die jeweiligen Anteile der festen und flüssigen Niederschläge an den Jahresgesamtniederschlägen an der Nordabdachung des zentralen Ile Alatau in Abhängigkeit der Höhe näherungsweise darstellen, ist in der Abbildung 18 wiedergegeben. Demnach nimmt der Anteil fester Niederschläge, in Folge des negativen Temperaturgradienten, mit zunehmender Höhe zu, bis dieser oberhalb von etwa 2.500 m ü.d.M. mehr als 50 % der gesamten Jahresniederschläge ausmacht. Hier zeigt sich bereits der enge Zusammenhang zwischen den thermischen Bedingungen und der Erscheinungsform der Niederschläge.

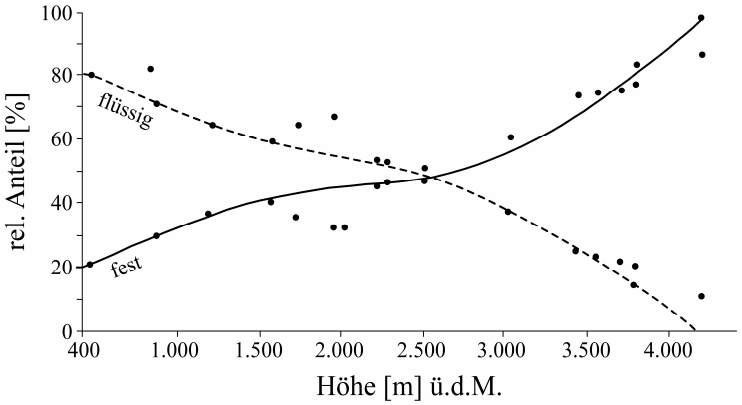


Abb. 18: Höhenbedingte Änderung der Anteile fester und flüssiger Niederschläge am Jahresgesamtniederschlag an der Nordabdachung des zentralen Ile Alatau (nach JAFJAZOVA 2007:94)

Unter Berücksichtigung der genannten Aspekte hinsichtlich der meteorologischen Bedingungen und der Murenbildung werden im Folgenden die hygrischen und thermischen Bedingungen detailliert erläutert. Es ist nachvollziehbar, dass für die Niederschlagsmuren hierbei in erster Linie die hygrischen Bedingungen murenbestimmend sind. Für die Glazialmuren hingegen wird die Disposition einer Murenbildung eher durch die thermischen Gegebenheiten geschaffen. Die Niederschläge wirken sich zwar positiv auf die Wasserbilanz der Moränenseen aus, jedoch sind diese im Vergleich zu den thermisch bedingten Schmelzwässern von untergeordneter Bedeutung (MEDEUOV & NURLANOV 1996:42).

5.3.3 Hygrische Bedingungen

Zur Feststellung, welche Niederschlagsmengen zum Auslösen der bisherigen Niederschlagsmuren erforderlich waren, sind die Tagesniederschlagsmengen der verschiedenen Klimastationen für 64 Niederschlagsmurenereignisse im Untersuchungsgebiet in der Abbildung 19 (Seite 55) wiedergegeben.
Bei Betrachtung der Niederschlagsmengen an den Tagen der jeweiligen Murenereignisse zeigt sich teils eine enorme Heterogenität bei den einzelnen Klimastationen. Als ein extremes Beispiel hierfür kann der Vergleich der Niederschläge am Tag des Murenereignisses vom 16.07.1987 angeführt werden. An diesem Tag wurden mit 75 mm an der Klimastation

Werchnij Gorelnik die einzigen intensiven Niederschläge registriert, wohingegen an den übrigen Klimastationen keine bzw. sehr geringe Mengen fielen.
So lässt sich durch das räumlich differenzierte Auftreten der Niederschläge auch der vermeintliche Widerspruch des Ereignisses vom 28.05.1989, ein Niederschlagsmurenereignis ohne registrierte Niederschläge, erklären. Trotz der für diesen Tag vorliegenden Messdaten aller Klimastationen, die keine bis geringe Niederschläge aufzeigen, müssen im Einzugsgebiet örtlich begrenzt Niederschläge gefallen sein, welche jedoch nicht erfasst wurden. Eine andere Erklärung kann die ungenaue Zuordnung dieses Ereignises hinsichtlich des Murentyps von KAISER (2010:35f.) sein. Ebenfalls niederschlagsfrei ist das Murenereignis vom 17.07.1936 zu klassifizieren. Allerdings liegen mit den Messungen der Klimastationen Almaty und Bolschoje Almatinskoje Osero zu wenige Daten vor, als dass diese die tatsächlichen Niederschlagsverhältnisse an diesem Tag im gesamten Untersuchungsgebiet wiedergeben würden.
Für die übrigen 62 Niederschlagsmurenereignisse wurden von mindestens einer Klimastation Niederschläge am Tag des Ereignisses erfasst. Die maximalen Niederschlagsmengen an den jeweiligen Tagen des Murenereignisses liegen im Wertebereich von 3,4 mm am 09.05.1969 an der Klimastation Mynshilki, bis 93 mm am 25.05.1941 an der Klimastation Werchnij Gorelnik. Um einschätzen zu können, welche Niederschlagsmengen eine Mure auslösen, bedarf es einer genaueren Betrachtung.

Da sich die Klimastation Almaty in 847 m ü.d.M. in der unteren Gebirgszone befindet, gelten die dort gefallenen Niederschläge nicht als Größenordnung der Auslösemengen von Niederschlagsmuren. Auch eine Ableitung potenzieller Niederschläge für Ereignisse, für welche nur Messungen der Klimastation Almaty vorliegen, ist, wie bereits dargestellt, durch das heterogene Auftreten der Niederschläge und des damit verbundenen nicht nachweisbaren Zusammenhangs der Niederschläge für die Klimastationen untereinander, nicht möglich. Für die Bewertung der potenziell zur Auslösung von Muren erforderlichen Niederschlagsmengen werden ausschließlich Zeiträume der Murenereignisse berücksichtigt, für welche von mindestens drei Messstationen Werte vorliegen.
Daher wurden die Tagesniederschlagsmengen der Klimastationen für den Zeitraum vom 25.05.1941 bis 9.05.1989 und, um ausschließlich die Periode der Niederschlagsmuren zu berücksichtigen, auf die Monate April bis September der jeweiligen Jahre für die Analyse begrenzt. Ausgenommen sind die Ereignisse vom 7. und 9. Juli 1968. In der nachstehenden Tabelle 6 (Seite 57) sind die Niederschlagsmengen der fünf Klimastationen in acht Klassen zusammengefasst. Zudem sind die 43 Murenereignisse für diesen Zeitraum bezogen auf die maximalen Niederschlagsmengen wiedergegeben. Die Zuordnung zu den einzelnen Klassen wurde entsprechend dem Wertebereich maximaler Niederschlagsmengen an den Tagen der 43 Muren während des Untersuchungszeitraumes, bezogen auf die jeweilige Klimastation, vorgenommen. Der Wertebereich reicht von 3,4 mm bis 93 mm und ist mit dem Wertebereich der Niederschlagsmengen während der 62 Niederschlagsmurenereignisse identisch.
Deutlich zu erkennen ist, dass die relativen Anteile der Klasse von 0 mm Niederschlag mit zunehmender Höhe abnehmen und sich somit in den höheren Gebirgslagen häufiger konvektive Niederschläge während der Wärmeperiode ausbilden. Leichte Unterschiede zeigen sich auch für die Klassen 0,1 - 3,3 mm und 3,4 - 10 mm der Klimastationen. In diesen Klassen gleichen sich die Abweichungen aus der Klasse von 0 mm aus. Die relativen Anteile der übrigen Klassen mit mehr als 10 mm sind für die Klimastationen ähnlich verteilt. Da den Klassen mit Niederschlagsmengen von 0 mm und 0,1 - 3,3 mm keine Ereignisse zugeordnet werden konnten, werden diese von der weiteren Bewertung ausgeschlossen. Fast die Hälfte der Murenereignisse verteilt sich auf die Klassen 3,4 - 10 mm mit fünf Ereignissen, auf die Klasse 10,1 - 20 mm mit zehn Ereignissen und auf die Klasse 20,1 - 30 mm mit sechs Ereignissen.

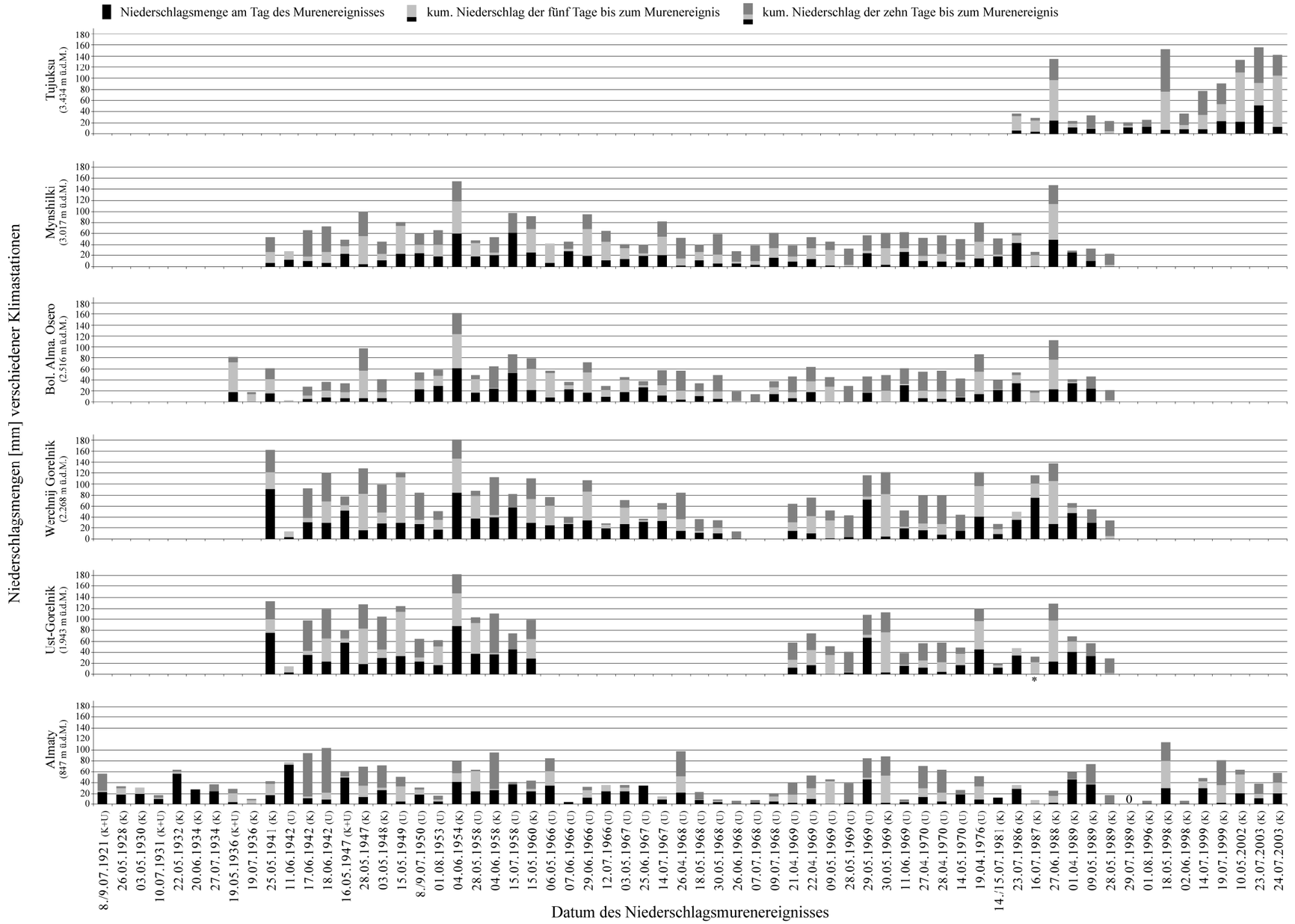


Abb. 19: Niederschlagsmengen verschiedener Klimastationen am Tag des Niederschlagsmurenereignisses in den Tälern Kishi (K) und Ulken (U) Almaty sowie die kumulierten Niederschläge fünf und zehn Tage bis zum Murenereignis (* - einzelne Datenlücke für den 16.07.1987 der Klimastation Ust-Gorelnik, 0 - kein Niederschlag; für die Klimastationen ohne Niederschlagsangaben an den Tagen der Murenereignisse liegen keine Daten vor (siehe Tabelle 5, Seite 52))

Tab. 6: Absoluter und relativer Anteil klassifizierter Tagesniederschlagsmengen der Klimastationen im Untersuchungsgebiet für den Zeitraum vom 25.05.1941 bis 9.05.1989, jeweils für die Monate April bis September mit Gegenüberstellung der an den Tagen der Niederschlagsmurenereignisse erfassten maximalen Niederschlagsmengen

Klimastation	gesamt	klassifizierte Tagesniederschlagsmengen [mm]							
	absolute [d] relativ [%]	0	0,1-3,3	3,4-10	10,1-20	20,1-30	30,1-40	40,1-50	> 50
Tujuksu	608	223	168	120	73	15	7	2	-
3.434 m ü.d.M.	100	36,7	27,6	19,7	12,0	2,5	1,2	0,3	-
	217			120	73	15	7	2	-
	100			55,3	33,6	6,9	3,2	0,9	-
Mynshilki	8.569	4.090	1.950	1.491	742	196	75	18	7
3.017 m ü.d.M.	100	47,7	22,8	17,4	8,7	2,3	0,9	0,2	0,1
	2.529			1.491	742	196	75	18	7
	100			59,0	29,3	7,8	3,0	0,7	0,3
Bolschoje	8.521	4.339	1.994	1.292	639	175	59	14	9
Almatinskoje Osero	100	50,9	23,4	15,2	7,5	2,1	0,7	0,2	0,1
2.516 m ü.d.M.	2.188			1.292	639	175	59	14	9
	100			59,0	29,2	8,0	2,7	0,6	0,4
Werchnij Gorelnik	8.581	4.680	1.837	993	646	260	100	35	30
2.268 m ü.d.M.	100	54,5	21,4	11,6	7,5	3,0	1,2	0,4	0,3
	2.064			993	646	260	100	35	30
	100			48,1	31,3	12,6	4,8	1,7	1,5
Ust-Gorelnik	7.009	4.035	1.320	823	512	182	86	32	19
1.943 m ü.d.M.	100	57,6	18,8	11,7	7,3	2,6	1,2	0,5	0,3
	1.654			823	512	182	86	32	19
	100			49,8	31,0	11,0	5,2	1,9	1,1
Murenereignisse im	45			5	10	6	11	4	7
Untersuchungsgebiet	100			11,6	23,3	13,9	25,6	9,3	16,3

Insgesamt erscheint die Verteilung der Ereignisse bezüglich der Niederschlagsklassen ausgeglichen und suggeriert, dass auch geringe Niederschlagsmengen genügen, um eine Mure auszulösen.

Werden die Murenereignisse der jeweiligen Klassen jedoch in ihren relativen Anteilen den relativen Anteilen der Niederschlagsmengen der Klimastationen gegenüber gestellt, so wird dieser Eindruck entzerrt. In Abbildung 20 sind zum einen die relativen Anteile der klassifizierten Tagesniederschlagsmengen bezogen auf die Niederschlagsmurenereignisse wiedergegeben und zum anderen die relativen Anteile der klassifizierten Mittelwerte an den Klimastationen. Die Mittelwertsberechnung repräsentiert so annähernd die Niederschlagsmengen für das gesamte Untersuchungsgebiet.

Würden generell die Niederschlagsmuren auch bei geringeren Niederschlagsmengen direkt ausgelöst, so müsste hier eine ähnliche Verteilung entsprechend dem Auftreten dieser Niederschlagsmengen vorliegen. Es zeigt sich jedoch, dass die Niederschlagsmengen besonders der Klassen 3,4 - 10 mm und 10,1 - 20 mm sehr häufig auftreten, allerdings mit fünf und zehn Ereignissen bzw. einem relativen Anteil von 11,6 % und 23,3 % nicht annähernd einen so hohen Anteil an Murenabgängen aufweisen wie in der nächst höheren Niederschlagsklasse. Der Zusammenhang zwischen der Häufigkeit des Auftretens einer bestimmten Niederschlagsmenge und der Anzahl der dabei stattfindenden Murenereignisse kehrt sich für die Klassen mit mehr als 30 mm deutlich um. Daraus kann geschlussfolgert werden, dass die seltener auftretenden Niederschlagsereignisse mit mehr als 30 mm häufiger zur Auslösung von Muren führen. Die Klasse von 20,1 - 30 mm markiert hierbei den Übergang dieses Zusammenhanges.

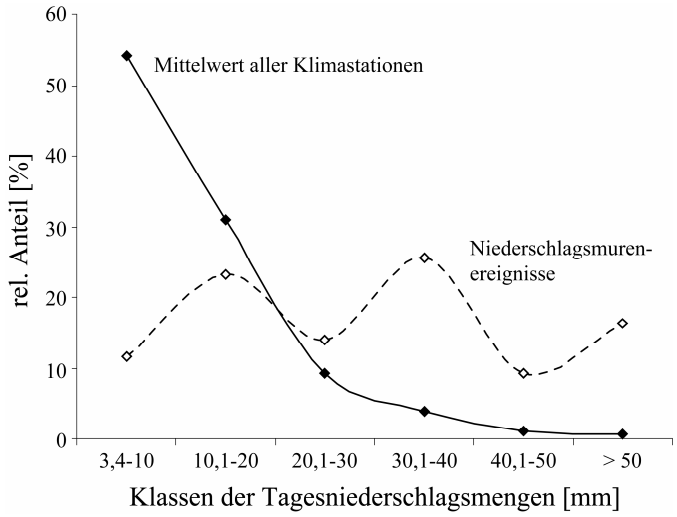


Abb. 20: Relativer Anteil klassifizierter Tagesniederschlagsmengen bezogen auf die Niederschlagsmurenereignisse und die jeweiligen Mittelwerte aller Klimastationen

Eine Tendenz dieses Zusammenhangs zeigt sich auch, wenn die klassifizierten Niederschlagsmengen für den gesamten Untersuchungszeitraum und an den jeweiligen Tagen der Murenereignisse für die einzelnen Klimastationen betrachtet bzw. in ihren absoluten Anteilen ins Verhältnis gesetzt werden. Es verändert sich das Verhältnis für die Klassen von mehr als 30 mm signifikant, sodass die Murenereignisse mit den Tagen größerer Niederschlagsmengen zunehmend korrelieren. Besonders für die Klimastationen Ust-Gorelnik und Werchnij Gorelnik wird deutlich, dass Niederschlagsmengen von mehr als 30 mm häufig zur Murenbildung führen. Für die höher gelegenen Klimastationen Bolschoje Almatinskoje Osero und Mynshilki stellt sich dieser Zusammenhang in abgeschwächter Form dar.

Auch die Untersuchungen von DUJSENOV (1971), KIRENSKAJA (1985) MEDEUOV & NURLANOV (1996) und MEDEUOV et al. (1993) machen deutlich, wie diffizil es ist, die kritische murenbildende Niederschlagsmenge zu bestimmen. DUJSENOV (1971:46) und KIRENSKAJA (1985:84) legen hierfür eine tägliche Niederschlagsmenge von 40 mm fest. MEDEUOV et al. (1993:37) konstatieren, dass bei 35 mm die Wahrscheinlichkeit einer Murenbildung bei 50 % liegt bzw. bei 50 mm diese auf 65 % steigt. Zusammenfassend wirft die Analyse der hygrischen Bedingungen folgende Fragen auf: 1. Welche meteorologischen Erklärungen lassen sich für die variable murenbildende Mindestmenge der Tagesniederschläge, welche für die eigene Datenlage zum Teil weniger als 10 mm betragen, anführen? 2. Warum führen hohe Niederschläge von mehr als 50 mm nicht immer zur Murenbildung?[57]

Um die erste Fragestellung zu beantworten, muss angeführt werden, dass die Tagesniederschlagsmenge nicht alleinig den Zusammenhang der hygrischen Bedingungen auf die Murengenese beschreibt. Die zeitliche Auflösung der Daten des Niederschlagsereignisses ist als unzureichend einzuschätzen. Die Tagesniederschlagsmenge gibt zwar eine grobe Orientierung für die Bedingungen der Murenbildung wieder, jedoch wird die Intensität des Niederschlagsereignisses nicht erfasst. So ist nicht auszuschließen, dass Tage mit geringeren Niederschlagsmengen gleich hohe Intensitäten des Niederschlagsereignisses aufweisen wie Tage mit höheren Niederschlägen.[58]

[57] Für den Zeitraum von 1936 bis 1962 stellte DUJSENOV (1971:46) 19 Niederschlagsereignisse mit mindestens 60 mm/d fest, jedoch kam es nur in vier Fällen zur Murenbildung.

[58] MEDEUOV & NURLANOV (1996:37) quantifizieren den dahingehenden Zusammenhang für die Gebirgsräume Kasachstans wie folgt; „[…] die Niederschlagsmuren im Gebirgsraum Kasachstans werden bei intensiven

Des Weiteren können auch in den vorangegangenen Tagen durch starke Niederschläge Gunstbedingungen geschaffen worden sein, die eine Niederschlagsmure auch bei geringeren Niederschlagsmengen auslösen. Um dies einzuschätzen, wurden die Niederschläge vier und neun Tage vor dem Murenereignis erfasst (vgl. KIRENSKAJA & BUCHAREVA 1992:80ff.). In der Abbildung 19 (Seite 55) sind diese neben den Niederschlagsmengen am Tag des Murenereignisses als kumulierte Niederschläge der fünf und zehn Tage bis einschließlich zum Murenereignis dargestellt. Die 21 Murenereignisse, bei denen die Niederschlagsmengen am Tag des Ereignisses maximal 30 mm betrug, lassen sich hinsichtlich der kumulierten Niederschläge der fünf Tage bis zum Murenereignis, unter Beachtung des jeweils höchsten Wertes der Klimastation, in vier Klassen gliedern. Für zwei Ereignisse, am 26.06.1968 und am 28.05.1969, übersteigen die kumulierten Neiderschläge nicht einmal 10 mm. Erst unter Berücksichtigung der Gesamtniederschläge der zehn Tage bis zum Murenereignis kann zumindest für das Ereignis vom 28.05.1969 eine Menge von mehr als 40 mm festgestellt werden. Der Klasse der kumulierten Niederschläge bis 30 mm können sechs Ereignisse, bis 40 mm fünf Ereignisse und von mehr als 40 mm acht Ereignisse zugeordnet werden. Welche genaue Mindestmenge vorangegangener Niederschläge die Gunstbedingungen für das Auslösen von Muren an den Folgetagen schufen, kann mit der vorliegenden Datenbasis nicht eindeutig beantwortet werden. Zumindest erklären die Ausführungen zur Intensität und zu den Niederschlagsmengen der vorangegangen Tage, warum die beiden Murenereignisse vom 16.05.1947 und 08./09.07.1950 trotz stark unterschiedlicher Niederschlagsmengen am Tag des Ereignisses dennoch katastrophale Folgen hatten.

Zur aufgeworfenen Frage, die das Ausbleiben von Murenereignissen trotz übermäßig starker Niederschläge thematisiert, muss für eine meteorologisch begründete Erklärung der Aggregatzustand der Niederschläge berücksichtigt werden. Dieser Zustand wurde für alle Klimastationen festgestellt. Um die Niederschlagsmengen für die Klimastationen im Untersuchungsgebiet diesbezüglich bewerten zu können, soll nachfolgend deren Auftreten in flüssiger Form betrachtet werden.
Hierzu sind in der Abbildung 21 für unterschiedliche Klimastationen in den Tälern Kishi und Ulken Almaty die maximalen flüssigen Tagesniederschlagsmengen und die theoretisch anzunehmende Vertikalverteilung dargestellt.
Wenn sich auch diese Niederschlagswerte mit ihrer einprozentigen Wahrscheinlichkeit ihres Auftretens auf die Beobachtungsperiode von 1957 bis 1975 beziehen, so kann dennoch angenommen werden, dass deren charakteristische Vertikalverteilung auch unter den heutigen Bedingungen ähnlich verläuft.
Für beide Täler kann ein Maximum flüssiger Niederschläge innerhalb von 24 Stunden mit etwa 106 mm im Kishi Almaty und etwa 70 mm im Ulken Almaty in Höhen von 1.300 m ü.d.M. bis 1.400 m ü.d.M. festgestellt werden. Diese verringern sich mit zunehmender Höhe, bis deren Mengen oberhalb von 3.500 m ü.d.M. unter den Niederschlagsmengen im Gebirgsvorland bis ca. 700 m ü.d.M. liegen. Entsprechend der theoretischen Annahme der Vertikalverteilung konstatiert TALANOV (1984:67f.) ein generelles Maximum täglicher Niederschläge in flüssiger Form im Höhenintervall von 1.400 m ü.d.M. bis 1.600 m ü.d.M.

Starkniederschlägen von ein bis sechs Stunden Dauer und einer Niederschlagsmenge von 30 mm bis 180 mm ausgelöst. Die mittlere Niederschlagsintensität beträgt dabei 0,1 mm/min bis 1,24 mm/min und reicht für kürzere Intervalle bis maximal 0,43 mm/min bis 3 - 5 mm/min."

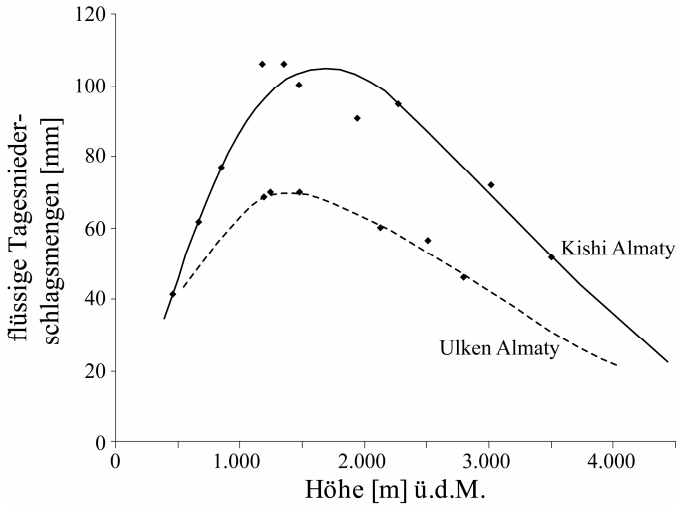


Abb. 21: Auftreten maximaler Tagesniederschlagsmengen in flüssiger Form in den Tälern Kishi und Ulken Almaty mit einprozentiger Wahrscheinlichkeit ihres Auftretens während der Beobachtungsperiode von 1957 bis 1975 (nach TALANOV 1984:69)

Es kann geschlussfolgert werden, dass zumindest für die höher gelegenen Klimastationen das Missverhältnis zwischen der Anzahl der Tage mit sehr hohen Starkniederschlägen und der geringeren Anzahl an Murenereignissen auf den unterschiedlichen Aggregatzustand jeweiligen Niederschlagsereignisses zurückzuführen ist.
Entscheidend, ob die Niederschläge im oberen Einzugsgebiet der Muren in flüssiger oder in fester Form fallen, ist die Temperatur. Eine ungefähre Abgrenzung dieser Schneegrenze in den oberen Gebirgslagen des Untersuchungsgebietes kann anhand der Nullgradisotherme erfolgen. Für den Untersuchungszeitraum liegen lediglich Temperaturwerte der Tagesmittel für die Klimastationen Almaty und Tujuksu vor. Wie bei der Niederschlagsbetrachtung lassen sich aus den Werten der Klimastation Almaty nicht die Temperaturen für die höheren Klimastationen ableiten. Die Datenreihe der Klimastation Tujuksu deckt ihrerseits den Untersuchungszeitraum nicht genügend ab. Eine eigenständige Analyse ist demnach nicht möglich. Aus den Beobachtungen während der Geländearbeiten im Sommer 2010 und 2011 konnte festgestellt werden, dass bei konvektiven Niederschlägen diese in den meisten Fällen oberhalb von etwa 3.200 m ü.d.M. in fester Form fielen. Dies entspricht in diesen Fällen der Nullgradisotherme.
Auf Basis der recherchierten Untersuchungen kann eine genauere Bewertung erfolgen. JAFJAZOVA (2007:64) konstatiert, dass die Temperaturen unmittelbar vor den Murenereignissen in 3.000 m ü.d.M. nicht unter 10 °C lagen. Zur detaillierten Quantifizierung, wann die Niederschläge in alpinen und nivalen Höhenstufen in flüssigem Aggregatzustand vorliegen und somit unmittelbar murenbildend sind, gibt JAFJAZOVA (2007:66) eine minimale Tagesdurchschnittstemperatur von 13 °C bis 15 °C in 3.400 - 4.000 m ü.d.M. an. TALANOV (1984:71) definiert die Tagesdurchschnittstemperatur für den Sachverhalt in 3.000 m ü.d.M. mit 5,3 °C. Nach den Untersuchungen des Kasachisch-Hydrometeorologischen Dienstes (MEDEUOV et al. 1993:38) sollte für dieses Höhenniveau eine Tagesdurchschnittstemperatur von 5 °C nicht unterschritten werden. Zudem belegen deren Untersuchungen, dass die Wahrscheinlichkeit flüssiger Niederschläge deutlich zunimmt, wenn die Summe der Tagesdurchschnittstemperaturen fünf Tage zuvor über 35 °C liegt.

5.3.4 Thermische Bedingungen

Grundsätzlich beeinflusst die Temperatur die Disposition einer Glazialmure, die nach den Untersuchungen von JAFJAZOVA (2007:68) mehrere Jahrzehnte einnehmen kann. In erster Linie ist es die durch die Temperatur und die Solarstrahlung bedingte Ablation von Gletschereis und Schneeflächen, wodurch Schmelzwasser für die Bildung eines Moränensees bereitgestellt und das Volumen des Sees gesteuert wird.[59] Mit der Existenz eines Moränen- oder Gletschersees bedingt ausschließlich die Temperatur in direkter und indirekter Form innerhalb der alpinen und nivalen Höhenstufe die Bildung von Glazialmuren.
Durch die Lage der Moränenseen im periglazialen Prozessbereich bestimmt die Temperatur die Intensität von Thermokarstprozessen in Arealen mit gefrorenem Untergrund, wodurch die Murenbildung direkt beeinflusst wird. Hierbei können unter- und oberirdische Abflüsse verschlossen oder die Abflussmengen nachhaltig verändert werden, was sich auf das Volumen der Moränenseen auswirkt. Weiterhin, jedoch für die bisherigen Murenereignisse im Ile Alatau noch nicht zutreffend, können durch die Thermokarstprozesse die Moränenkörper maßgeblich an Stabilität verlieren und zu einem plötzlichen Ausbruch des Moränensees führen. Weniger der Stabilitätsverlust des Moränenkörpers als vielmehr eine Intensivierung des Oberflächenabflusses durch Thermokarsterscheinungen führte bisher zu Glazialmurenereignissen.[60]
Die thermischen Bedingungen wirken sich direkt auf die Glazialmurenbildung aus. Durch eine veränderte Ablation der Gletscher und Schneeflächen wird zudem die Disposition einer Glazialmure verändert. In diesem Zusammenhang sei nochmals auf die zum Teil stark variierenden Wasserstände der Moränenseen während einer Ablationsperiode, wie sie POPOV (1986:70ff.) zusammengestellt hat, hingewiesen. Diese sind zwar vornehmlich auf die Schwankungen der Temperatur zurückzuführen, schließen jedoch Änderungen anderer meteorologischer Bedingungen nicht aus.
Auch im Fall der Ablation ist ein wechselseitiger Einfluss beider meteorologischer Faktoren gegeben. Im Vergleich zum Einfluss der Temperatur auf den Aggregatzustand der Niederschläge ist der Einfluss der Niederschläge auf die Ablation vielseitiger. Die durch die Niederschläge gebildete Schneedecke schützt einerseits aufgrund der höheren Albedo das Gletschereis. Andererseits können die Niederschläge in flüssiger Form und in Abhängigkeit von ihrer Temperatur zusätzlich zum Abschmelzen des Gletschereises und des Schnees beitragen. Insgesamt ist der Einfluss des Niederschlags auf die Bildung der Glazialmuren deutlich geringer einzuschätzen, als der Einfluss der Temperatur auf die Niederschlagsmurenbildung.

Für das Untersuchungsgebiet kann aus der nachstehenden Abbildung 22 das Auftreten der recherchierten tatsächlichen und potenziellen Glazialmuren abgelesen werden. Wie festzustellen ist, zeigt sich eine Konzentration des Auftretens der Glazialmuren in den Monaten Juli und August mit zehn bzw. sieben Ereignissen. Ergänzt werden in dieser Abbildung auch die absoluten Häufigkeiten der Murentypen, welche ebenfalls thermische Gunstbedingungen benötigen, wie beispielsweise die Regen-Schneeschmelz-Muren und die Schnee- und Gletscherschmelz-Muren.

[59] Quantitative Untersuchungen zum Ablationsverhalten der Gletscher im Ile Alatau und im Detail am Beispiel des Gletschers Zentraler Tujuksu im Kishi Almaty liegen von VILESOV & UVAROV (2001) und HAGG (2003) vor.
[60] Nach mündlicher Mitteilung von Prof. Dr. Boris S. Stepanov, Mitarbeiter des Kasachisch-Hydrometeorologischen Dienstes der Republik Kasachstan „Kazgidromet“, Abteilung Murenforschung, 10.07.2011.

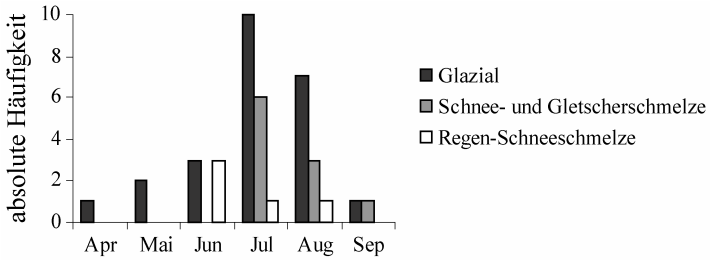


Abb. 22: Absolute Murenhäufigkeit verschiedener Murentypen im Kishi und Ulken Almaty von 1927 bis 2002 (Anhang 11.2, Seite 147)

Nachvollziehbar ist, dass es sich hierbei um die Monate mit höchsten Tagestemperaturen und mittleren Monatstemperaturen handeln muss. Für die Klimastation Tujuksu können für Ende Juli bis Anfang August die höchsten Tagesmitteltemperaturen mit häufig über 10 °C festgestellt werden. Aus der Datenbasis konnten lediglich für die beiden Glazialmurenereignisse vom 03.07.1994 und das einzelne Ereignis am 24.04.1997 die Temperaturen ermittelt werden. Die mittlere Tagestemperatur betrug am 03.07.1994 7 °C; maximal wurden an diesem Tag 10,2 °C gemessen. Für den 24.04.1997 lag die mittlere Tagestemperatur sogar nur bei 2,4 °C und die Maximaltemperatur betrug 8,7 °C. Aus diesen Ereignissen eine kritische Temperatur abzuleiten, ist folglich nicht möglich.

In der Literatur wird die kritische Temperatur, die bei den bisherigen Ereignissen zur Bildung von Glazialmuren führte, sehr unterschiedlich quantifiziert. Auf Basis langjähriger Untersuchungen beläuft sich nach DUJSENOV (1971:61) die kritische Temperatur in 3.500 m ü.d.M. auf ein minimales Tagesmittel von 13 °C bis 15 °C. MEDEUOV & NURLANOV (1996:42f.) stellen hierzu fest, dass für 23 Seeausbrüche im Zeitraum von 1951 bis 1980, welche zu 96 % zwischen dem 10. und 20. August zu verzeichnen waren, diese Ereignisse bei intensivem Strahlungswetter mit Höchsttemperaturen von 15 °C bis 18 °C erfolgten. Entscheidend für das Auslösen einer Glazialmure sind weniger die thermischen Bedingungen am Tag des Ereignisses als vielmehr an den Tagen vor dem Murenereignis. So bemerken MEDEUOV & NURLANOV (1996:42ff.) hierzu, dass in 83 % der Ereignisse die Summe der Tagesmitteltemperatur jeweils 30 Tage vor den Ereignissen über 212 °C betrug. Für einen kürzeren Zeitraum von nur zehn Tagen vor dem Murenereignis macht PLECHANOV (1983:131) mit den Untersuchungen von 69 Glazialmurenereignissen und den entsprechenden meteorologischen Daten der Klimastation Mynshilki deutlich, dass die Tagesmitteltemperaturen für die meisten Murenereignisse an diesen Tagen über 12 °C lagen. Eine dahingehende Analyse der thermischen Bedingungen vor den Murenereignissen vom 03.07.1994 und 24.04.1997 bestätigt diese kritischen Werte nicht.

5.3.5 Exkurs – Analyse meteorologischer Bedingungen für Murenereignisse anderer Murentypen

Anhand der vorliegenden Daten zu den hygrischen und thermischen Bedingungen der verschiedenen Klimastationen im Untersuchungsgebiet und mit Kenntnis über die Zusammenhänge hinsichtlich ihrer Murenbildung sollen abschließend die in der Murendatenbank (Anhang 11.2, Seite 147) als Regen-Schneeschmelz-Muren und Muren, die aufgrund eines durchnässten Untergrunds ausgelöst wurden, näher betrachtet werden. Zudem wird versucht, die als unbestimmt klassifizierten Muren hinsichtlich ihres Auslöseprozesses zu klassifizieren. In der Abbildung 23 sind die Murenereignisse der benannten Typen sowie die Niederschlagsmengen der verschiedenen Klimastationen am Tag des Ereignisses und die kumulierten Niederschlagsmengen fünf und zehn Tage bis zum Ereignis wiedergegeben. Für die Ereig-

nisse nach 1985 sind zusätzlich die Tagesmitteltemperaturen der Klimastation Tujuksu abgebildet.

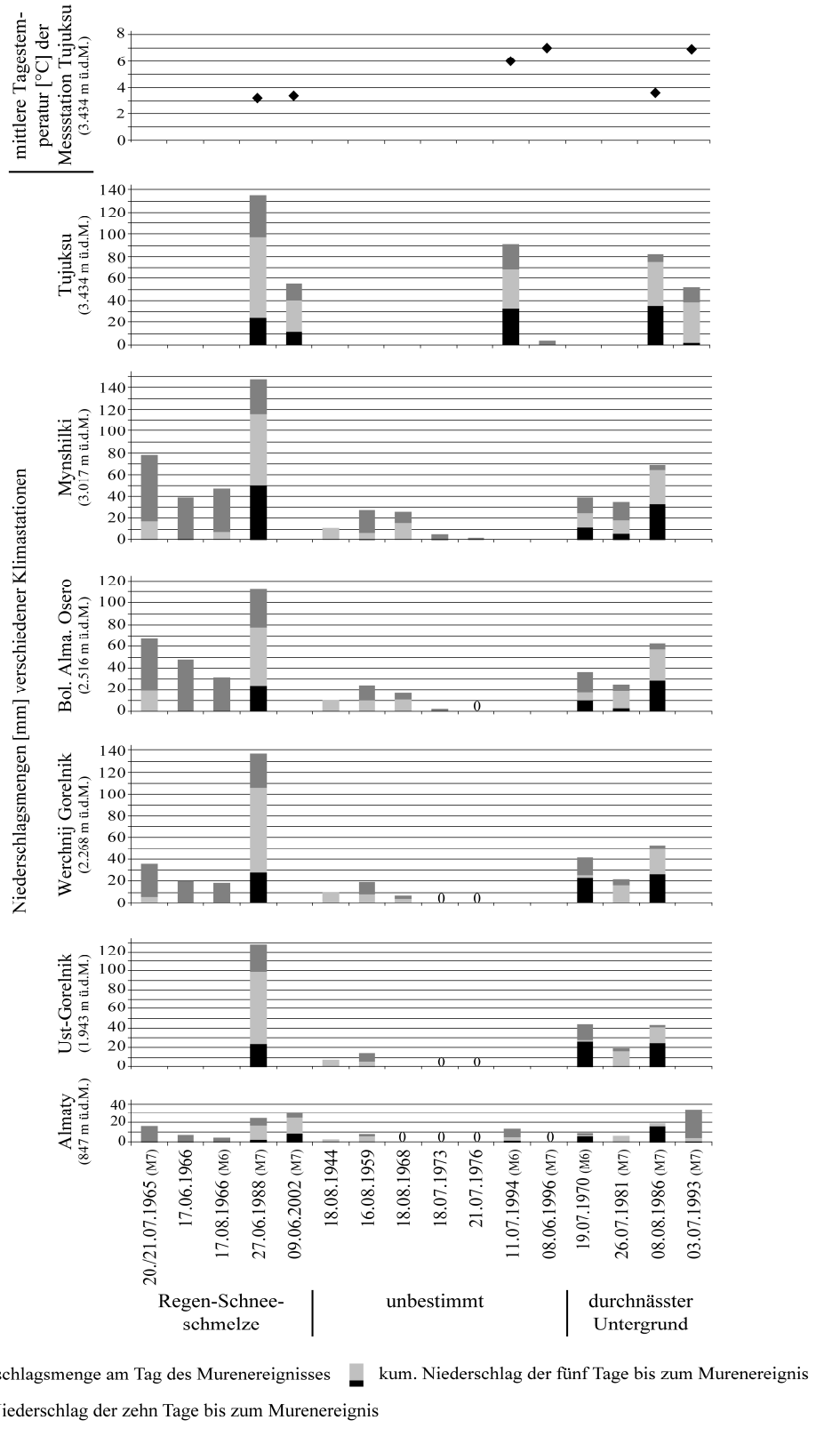


Abb. 23: Niederschlagsmengen verschiedener Klimastationen und mittlere Tagestemperatur der Klimastation Tujuksu (♦) am Tag der Murenereignisse sowie die kumulierten Niederschläge fünf und zehn Tage bis zum Murenereignis unterschiedlicher Murentypen in den Tälern Kishi und Ulken Almaty mit Kennzeichnung der Untersuchungsobjekte M6 und M7 (0 - kein Niederschlag, für Klimastationen ohne Niederschlagsangaben an den Tagen der Murenereignisse liegen keine Daten vor)

Insgesamt wurden fünf Regen-Schneeschmelz-Muren registriert. Für drei der Ereignisse wurden von keiner der Klimastationen am Tag des Murenganges Niederschläge gemessen. Auch in den fünf vorangegangen Tagen wurden für zwei dieser Ereignisse nur eher marginale Niederschlagsmengen verzeichnet. Nur unter Berücksichtigung der vorangegangenen zehn Tage lag die Niederschlagssumme teils über 70 mm, wodurch vermutlich die Disposition eines Murenganges geschaffen wurde.
Auch ohne genaue Temperaturangaben für die Tage der Ereignisse kann durch die Klassifizierung der Ereignisse als Regen-Schneeschmelz-Muren dennoch vermutet werden, dass diese durch spätere intensive Schnee- oder Gletscherschmelze ausgelöst wurden. Durch die genauere Lagezuordnung der Murenbahn zweier Ereignisse wird diese Annahme zusätzlich gestützt. In den oberen Einzugsgebieten der Untersuchungsobjekte M6-Sowetow und M7-Kumbel befinden sich größere Gletscher, die während der Wärmeperiode einer intensiven Ablation unterliegen. In dieser Relation können die drei Muren eher als Schnee- oder Gletscherschmelz-Muren typisiert werden.
Bei dem Ereignis der Regen-Schneeschmelz-Mure vom 27.06.1988 kann, aufgrund der hohen Niederschlagsmengen von nahezu 50 mm an der Klimastation Mynshilki am Tage des Ereignisses, der Regen als entscheidender murenbildender Faktor bewertet und das Ereignis selbst folglich als Niederschlagsmure typisiert werden. Eine ähnliche Einschätzung erfolgt auch für das Ereignis vom 09.06.2002, wobei zumindest an der Klimastation Tujuksu 12,1 mm erfasst wurden. Zudem sind für beide Ereignisse die mittleren Tagestemperaturen von maximal 3,4 °C als zu gering zu bewerten, als dass diese für intensive Schmelzprozesse ausreichend sein dürften.

Den vier Murengängen des Typs „durchnässter Untergrund“ gingen fünf und zehn Tage vorher unterschiedlich hohe Niederschlagsmengen voraus. An den Tagen der Ereignisse wichen die Niederschlagsmengen stark voneinander ab, wobei nur für zwei Ereignisse die Niederschlagsmengen mehr als 26 mm betrugen. Für die Murengänge vom 26.07.1988 und 03.07.1993 waren sehr geringe Niederschlagsmengen verzeichnet worden, die jedoch für eine Murenbildung, durch die zuvor geschaffene Disposition, ausreichend waren.

Ohne vollständige Angaben zu den mittleren Tagestemperaturen und den Niederschlagsmengen ist eine eindeutige Einschätzung für die „unbestimmten“ Murenereignisse sehr schwierig. Nur für das Ereignis vom 11.07.1994 wurden hohe Niederschlagsmengen von mehr als 33 mm gemessen, zudem gingen diesem Ereignis hohe Niederschläge voraus. Es ist nahe liegend, dieses Ereignis als Niederschlagsmure zu typisieren.

Für die sieben übrigen Murengänge wurden am Tag des Ereignisses und den Tagen zuvor keine bzw. nur sehr geringe Niederschlagsmengen registriert, sodass als maßgeblicher murenbildender Faktor die thermischen Bedingungen geltend gemacht werden. Darüber hinaus traten sie eindeutig während der Periode maximaler mittlerer Tagestemperaturen auf.
Bei den Muren vom 18.08.1944, 16.08.1959, 18.08.1968 und 18.07.1973 handelt es sich um thermisch bedingte Murenereignisse. Wie hierzu in der Murendatenbank für den Ile Alatau (Anhang 11.2, Seite 147) deutlich gemacht wurde, sind diese Vorkommen in den Quellen von AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15ff.) und KAISER (2010:35ff.) als glazialen Ursprungs klassifiziert. Beim Vergleich anderer Glazialmurenereignisse aus diesen Datenquellen mit den Quellen anderer Autoren konnte festgestellt werden, dass diese häufig mit den durch Schneeschmelze hervorgerufenen Muren gleichgesetzt wurden. Demnach wurde in den Quellen von AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985) und KAISER (2010) nicht in Schnee- oder Gletscherschmelz-Muren unterschieden, sondern diese Ereignisse wurden in der Murendatenbank dem „unbestimmten“ Typ zugeordnet. Die Analyse der meteorologischen Bedingungen dieser Ereignisse bestätigt, dass diese nicht durch Niederschläge ausgelöst wurden.

Um festlegen zu können, ob diese glazialen Ursprungs sind oder eher durch intensive Schnee- oder Gletscherschmelze ausgelöst wurden, bedarf es der Eruierung nach der damaligen Existenz eines Moränen- oder Gletschersees und gegebenenfalls dessen Volumenreduzierung nach dem Ereignis. Eine dahingehende Untersuchung ließe sich anhand historischer sowjetischer Luftbilder oder amerikanischer Corona-Satellitenaufnahmen durchführen.

5.3.6 Bewertung als murenbildender Faktor

Für beide Murentypen zeigt sich anhand der bisherigen Ereignisse im Untersuchungsgebiet eine Konzentration in der Wärmeperiode, die gleichzeitig dem Zeitraum höchster monatlicher Niederschlagsmengen und positiver mittlerer Monatstemperaturen entspricht.
Bei der Analyse der ausschlaggebenden murenbildenden meteorologischen Parameter, den hygrischen und thermischen Bedingungen, kann eine wechselseitige Einflussnahme auf die Murenbildung festgestellt werden. Zum einen beeinflusst die Temperatur den Aggregatzustand der Niederschläge, andererseits bewirkt sie eine Reduzierung oder Erhöhung der Niederschlags- bzw. der Zuflussmenge und bestimmt somit das Volumen des Moränensees. Insgesamt ist die Wirksamkeit des Niederschlags für die Glazialmurenbildung, im Vergleich zur Einflussnahme der Temperatur auf die Niederschlagsmurenereignisse, als deutlich geringer einzuschätzen. Somit müssen bei der Bewertung der Bildung von Niederschlagsmuren beide meteorologische Parameter berücksichtigt werden. Hingegen determiniert allein die Temperatur die Bildung von Glazialmuren.

Niederschlagsmuren – Für die Niederschlagsmurenereignisse zeigt die Analyse der meteorologischen Bedingungen, dass das Auslösen eines Murenganges positiv mit hohen Niederschlagsmengen und hohen Temperaturen korreliert. Es lassen sich hierbei grundlegend drei Kriterien unterschieden: a) Niederschlagsmenge oder -intensität am Tag des Murenereignisses, b) Niederschlagsmenge an den vorangegangenen Tagen bis zum Murenereignis und c) Temperatur am Tag des Muren- bzw. Niederschlagsereignisses. Durch die gegebene Komplexität aller Kriterien und durch die geringe Datenbasis war eine eigene abschließende Quantifizierung kritischer Werte, die zur Murengenese führen, nicht möglich. Eine ungefähre Orientierung geben die vorliegenden Ergebnisse bisheriger Untersuchungen. Deren unterschiedliche Angaben zeigen ihrerseits die Vielschichtigkeit der hygrischen und thermischen Voraussetzungen für die Bildung von Niederschlagsmuren.
Um für die meteorologischen Parameter den Einfluss einer möglichen Klimaänderung überschaubar bewerten zu können, genügt es, sich auf zwei Kriterien zu beschränken. Dies ist zum einen die Niederschlagsmenge oder -intensität, die unmittelbar oberflächlich abfließen kann und somit noch am Tag des Niederschlagsereignisses eine Mure entstehen kann. Das zweite Kriterium, die Temperatur am Tag intensiver Niederschläge hat maßgeblichen Einfluss in welchem Aggregatzustand die Niederschläge im oberen Einzugsgebiet der murenbildenden Oberflächenwässer fallen und unmittelbar in einen Oberflächenabfluss übergehen können. Diesen meteorologischen Zusammenhang kurz gefasst, kann dieses Kriterium auch als Schneegrenze bezeichnet werden. Unterhalb der Schneegrenze fallen die Niederschläge in flüssiger Form und können direkt oberflächlich abfließen und folglich eine Mure auslösen. Oberhalb der Schneegrenze bilden die festen Niederschläge eine Schneedecke, welche sukzessiv ausapert und demnach die Niederschlagsmengen deutlich später mit dem Oberflächenabfluss abgeführt werden.

Glazialmuren – Die Bildung von Glazialmuren steht im engen Zusammenhang mit den thermischen Bedingungen in der alpinen und nivalen Höhenstufe. Neben den durch Ablation der Gletscher und Schneeflächen geschaffenen Moränen- oder Gletscherseen und der anhaltenden Steuerung der Wasserbilanz der Seen durch selbige, sind es maßgeblich die Thermokarstprozesse im Moränenkörper, die zum Auslösen einer Glazialmure beitragen.

Dabei beeinflussen die überdurchschnittlich hohen Temperaturen in Form von Thermokarstprozessen im Moränenkörper den Abfluss der Seen und untergeordnet ebenso die Stabilität des Moränenkörpers. Bis durch die Thermokarstprozesse die Bedingungen für das Auslösen einer Glazialmure geschaffen werden, bedarf es mehrerer Tage kontinuierlich hoher Tagesmitteltemperaturen.

5.4 Vegetation

Grundlegend kann der Vegetation eine erosionsschützende Eigenschaft zugesprochen werden und muss folglich, wie es in einer Vielzahl von Untersuchungen (DUJSENOV 1971, JAFJAZOVA 2007, 1998, LI & CLARKE 2007, MEDEUOV & NURLANOV 1996, RIEGER 1999 und WICHMANN 2006) konstatiert wurde, als murenhemmender Faktor berücksichtigt werden. So stabilisiert eine starke Durchwurzelung das Lockermaterial an der Erdoberfläche, erhöht zudem die Infiltration der Niederschlagswässer und reguliert die Bodenfeuchte (LI & CLARKE 2007:36ff.). Da eine Beeinflussung nicht nur durch die Vegetationsbedeckung gegeben ist, sondern auch durch die Bodenbeschaffenheit bestimmt wird, werden von kasachischen Autoren beide Geofaktoren, welche in enger Interdependenz zueinander stehen, als gemeinsamer murenbildender Faktor betrachtet (JAFJAZOVA 2007, KAZGIDROMET 1998 und MEDEUOV & NURLANOV 1996).
Zur allgemeinen Vegetationscharakterisierung des Ile Alatau und des Untersuchungsgebietes wird eingangs die Vegetation in ihrer vertikalen Zonierung vorgestellt. Ergänzt wird diese durch eine kartografische Darstellung der Vegetation im Untersuchungsgebiet. Abschließend erfolgen eine konkrete Beschreibung der Vegetation im Umkreis der Untersuchungsobjekte des Niederschlagsmurentyps und eine Betrachtung des Einflusses der Vegetation auf die Murenbildung.

5.4.1 Zonierung des Ile Alatau und des Untersuchungsgebietes

In Abhängigkeit von den klimatischen Bedingungen und deren Änderung mit der Höhe lässt sich für das Untersuchungsgebiet eine vertikale Vegetationszonierung abgrenzen. Unterschiedliche Neigungs- und Expositionsverhältnisse haben zudem eine Verschiebung der Höhengrenzen zur Folge, was sich in den Höhenangaben der jeweiligen Vegetationszonen in der Tabelle 7 für den zentralen Ile Alatau und für das Untersuchungsgebiet widerspiegelt.
Im zentralen Ile Alatau sind die expositionsbedingten Höhenunterschiede der Vegetationszonen zwischen den nord- und südexponierten Hängen stark ausgeprägt. So liegen sie an den trockenen, südexponierten Hängen bis zu 200 m höher gegenüber den nordexponierten Hängen. Ebenfalls expositionsbedingt variiert in gleichen Höhenlagen die Vegetationszusammensetzung sehr stark. So sind beispielsweise in den mittleren und oberen Gebirgslagen des Ile Alatau und auch im Untersuchungsgebiet alle südexponierten Hänge waldfrei.
Die im Folgenden nach den Untersuchungen von KAZGIDROMET (1998:22ff.), KOLOTILIN (1961:25ff.) und MEDEUOV & NURLANOV (1996:53ff.) beschriebene Vegetation in den jeweiligen Höhenstufen des Untersuchungsgebietes ist zugleich beispielgebend für den zentralen Ile Alatau.[61] Es muss an dieser Stelle angemerkt werden, dass durch die Besiedlungsdichte und die intensive anthropogene Tätigkeit, vor allem durch die bis in die 1990er Jahre andauernde Weidewirtschaft in diesem Raum, eine Vegetation in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung und Höhenzonierung nicht vorzufinden ist. Allein für das Naturschutzgebiet „Almaty“[62], welches im „Ile-Alatauskij“[63] Nationalpark liegt und die Täler

[61] In den Veröffentlichungen von BOLCH (2008), FICKERT (1998), KLOTZ (1989) und SCHRÖDER et al. (1996) sind detaillierte Bestandsaufnahmen der Pflanzengesellschaften für den Ile Alatau wiedergegeben.
[62] russ. = Алматинский государственный природный заповедник (IŠKOV 2006:30f.)
[63] russ. = Иле-Алатауский государственный национальный природный парк (IVAŠČENKO 2009)

des Flusses Issyk sowie der Flüsse Lewyj und Prawyj Talgar umfasst, kann angenommen werden, dass dort die natürlichen Vegetationsverhältnisse des zentralen Ile Alatau vorzufinden sind.

Tab. 7: Höhenstufen und vertikale Vegetationszonierung des zentralen Ile Alatau und des Untersuchungsgebietes ([a]MEDEUOV & NURLANOV 1996:53ff., [b]KAZGIDROMET 1998:22ff. und [c]KOLOTILIN 1961:25ff.)

Höhenstufe	**Vegetationszone**[a, b]	**Höhengrenze [m] ü.d.M. der Vegetationszone**	
		Ile Alatau[a]	**Untersuchungsgebiet**[c]
nival	vegetationsfreie Zone	oberhalb 3.600 - 3.800	oberhalb 3.600
alpin	Wiesen-Steppen-Zone	bis 3.600 - 3.800	bis 3.600 - 3.700
subalpin	Wiesen-Nadelwald-Zone	bis 3.000 - 3.100	bis 2.900 - 3.000
montan	Wald-Wiesen-Zone	bis 2.700 - 2.900	bis 2.500 - 2.600
submontan	Wald-Steppen-Zone	bis 1.400 - 1.600	bis 1.200 - 1.400

Die nördlichen, tiefer gelegenen Einzugsgebiete der Täler Kishi und Ulken Almaty befinden sich im Übergangsbereich von der submontanen zur montanen Stufe. Die charakteristische Vegetation der submontanen Stufe setzt sich aus einer gebüschartigen Steppenvegetation und Laubbaumgewächsen, wie Birken, Ebereschen, Espen und Wildobstarten, zusammen. Diese wird daher auch als Wald-Steppen-Zone bezeichnet und reicht bis auf 1.200 - 1.400 m ü.d.M. Aufgrund der hygrischen Abhängigkeit der Laubbäume ist die untere Waldgrenze mit mindestens 800 mm Jahresniederschlag determiniert (FRANZ 1973:467). Der natürliche Vegetationsbestand in dieser Höhenstufe ist durch die intensive Besiedlung und Bebauung sowie der Umgestaltung zum Naherholungsgebiet am stärksten anthropogen überprägt und nur noch vereinzelt in natürlicher Form vorzufinden. Großteile der Obstwälder in der submontanen Höhenstufe sind durch den Menschen angebaut worden.
Im unteren Bereich der höher gelegenen montanen Stufe werden die Laubbäume durch die Tien-Shan-Fichte allmählich verdrängt, bis sie in den höheren Gebirgslagen an den nordexponierten Hängen den Vegetationsbestand gänzlich dominiert. Deren Obergrenze dichtesten Bewuchs liegt im Untersuchungsgebiet bei 2.500 - 2.600 m ü.d.M. und markiert zugleich den Übergang zur subalpinen Stufe. Häufig sind in der montanen Stufe die Waldflächen von staudenreichen Wiesen mit bis zu 2 m hohen Gräsern durchsetzt und bestimmen den offenen Vegetationscharakter dieser Wald-Wiesen-Zone.
Im Übergangsbereich zur subalpinen Stufe dünnen die Nadelwaldflächen allmählich aus und es nehmen die subalpinen Hochstaudenfluren in ihrer Verbreitung mit der Höhe signifikant zu. Stellenweise sind Krummwuchsformen der Tien-Shan-Fichte in Höhen bis zu 2.850 m ü.d.M. anzutreffen. Bis in die höheren Gebirgslagen der subalpinen Stufe reichen als einzige Holzgewächse die bereits ab etwa 2.400 m ü.d.M. an süd- und südwestexponierten Hängen flächenhaft wachsenden Wacholderfluren hinauf. Die Wiesen dieser subalpinen Wiesen-Nadelwald-Zone bedecken etwa 80 % der Gesamtfläche.
Im Untersuchungsgebiet reicht die Vegetation bis in die alpine Stufe hinauf und wird durch alpine Wiesen sowie einzelne Polsterpflanzen charakterisiert. Die Vegetation in dieser alpinen Wiesen-Steppen-Zone ist spärlich und nimmt etwa 30 % der Gesamtfläche ein.
Als nahezu vegetationsfreie Zone zeigt sich die nivale Stufe oberhalb von 3.600 m ü.d.M. Es sind an einzelnen Gunststandorten Polsterpflanzen und Gräser vorzufinden.
Entsprechend der üppigen oder ausbleibenden Vegetation in den jeweiligen Höhenstufen bilden sich unterschiedliche Bodenmächtigkeiten aus. Nach den Untersuchungen von ŽIGAREV (1984:30) nehmen die Bodenmächtigkeiten von der submontanen und montanen Stufe, in welcher diese bis zu 86,4 cm betragen können, mit zunehmender Höhe verstärkt ab.

So lässt sich in der subalpinen Stufe eine Bodenmächtigkeit von maximal 37 cm und in der alpinen Stufe von 0 - 20 cm feststellen. Durch die klimabedingt fehlende Vegetation in der nivalen Stufe bleibt hier eine Bodenbildung gänzlich aus.

5.4.2 Vegetationsverhältnisse im Untersuchungsgebiet

Für eine vereinfachte kartografische Darstellung der Vegetationsbedeckung im Untersuchungsgebiet ist in der nachstehenden Abbildung 24 die Vegetationsbedeckung in vier Klassen wiedergegeben. Auf Basis einer vorprozessierten Satellitenszene[64] des Landsat-5 Satelliten vom 22. August 2007 wurde zur allgemeinen Abgrenzung der Vegetation der Normalized Differenced Vegetation Index (*NDVI*) berechnet (ROUSE et al. 1974:312):

$$NDVI = \frac{nahes\ Infrarot - Rot}{nahes\ Infrarot + Rot}$$

Die berechneten Ratiowerte sind dimensionslos und liegen im Wertebereich zwischen -1 und 1. Sie gestatten die Unterscheidung von vegetationsbedeckten und vegetationsfreien Flächen sowie von Wasserflächen. Nach visueller Einschätzung der NDVI-Darstellung konnten Pixel bzw. Flächen mit einem NDVI-Wert > 0,1 eindeutig als dominierend vegetationsbedeckte Bereiche identifiziert werden. Übergangsbereiche mit spärlicher Vegetationsbedeckung blieben hierbei unberücksichtigt. Eine eindeutige Interpretation dieser Übergangsbereiche erfordert eine detaillierte Mischpixelanalyse der jeweiligen Pixel.
Für die weitere Vegetationsklassifizierung wurden nur jene Pixel mit einem NDVI-Wert > 0,1 als Maske auf die gesamte Landsat-5 Szene aufgelegt und als eindeutig vegetationsbedeckter Bereich extrahiert. Nach PRICE et al. (2002) eignen sich für die Vegetationsklassifizierung die Spektralkanäle 4 und 5 der Landsat-5 Szene.

Bei einer fernerkundungsgestützten Klassifizierung des spektralen Datenraumes kommen gewöhnlich zwei Verfahren zur Anwendung (vgl. LILLESAND et al. 2004:550ff.). Zum einen die überwachte Klassifizierung, bei welcher auf Basis von Trainingsgebieten, so genannte Referenzflächen mit bekannter Oberflächenbedeckung, durch verschiedene statistische Methoden der spektrale Datenraum analysiert und in Merkmalsgruppen unterteilt wird. Die in der Abbildung 24 ausgewiesenen Vegetationsklassen wurden durch das zweite Klassifizierungsverfahren, der unüberwachten Klassifizierung bzw. der Cluster-Analyse, bestimmt. Hierbei wurde ohne festgelegte Trainingsgebiete der spektrale Datenraum statistisch mit dem IsoData-Algorithmus[65] ausgewertet. Durch eine interaktive Vorgehensweise (vgl. ALBERTZ 2001:163) der visuellen Interpretation der automatisch erzeugten Klassifizierung und der entsprechenden Anpassung der IsoData-Algorithmenparameter, konnte eine realitätsnahe Klassifizierung erzielt werden, sodass für das Untersuchungsgebiet vier Vegetationsklassen Nadelgewächse I, Nadelgewächse II, Wiesenfläche I und Wiesenfläche II differenziert wurden.

Die Klasse der Nadelgewächse I umfasst die Bestände der Tien-Shan-Fichte und des Wacholders. Der Bewuchs dieser Klasse ist vornehmlich an den nordexponierten Hängen festzustellen, was mit der Dominanz der Tien-Shan-Fichte in dieser Klasse zu erklären ist. In den höheren Gebirgslagen nimmt der Anteil an Tien-Shan-Fichten allmählich ab. Als Nadel-

[64] Die vom United States Geologival Survey (USGS) kostenfrei bereitgestellte Satellitenszene liegt in radiometrischer und geometrischer Korrektur als Level 1T-Produkt (Standard Terrain Correction) vor.

[65] Der IsoData- bzw. Iterative Self-Organizing Data Analysis-Algorithmus gestattet es, die Anzahl der Cluster-Klassen von einer Iteration zur nächsten durch Zusammenfügen, Teilen und Löschen zu verändern (LILLESAND et al. 2004:575).

gewächse dominiert dort der Wacholder, welcher zunehmend von subalpinen Wiesen durchsetzt wird, sodass die Klasse der Nadelgewächse II im Wesentlichen als Übergangsbereich zur Wiesenfläche betrachtet werden kann. Für die niedriger gelegenen Bereiche der Nadelgewächse II-Klasse kann stellenweise auch von einer Durchmischung mit Laubbäumen ausgegangen werden.

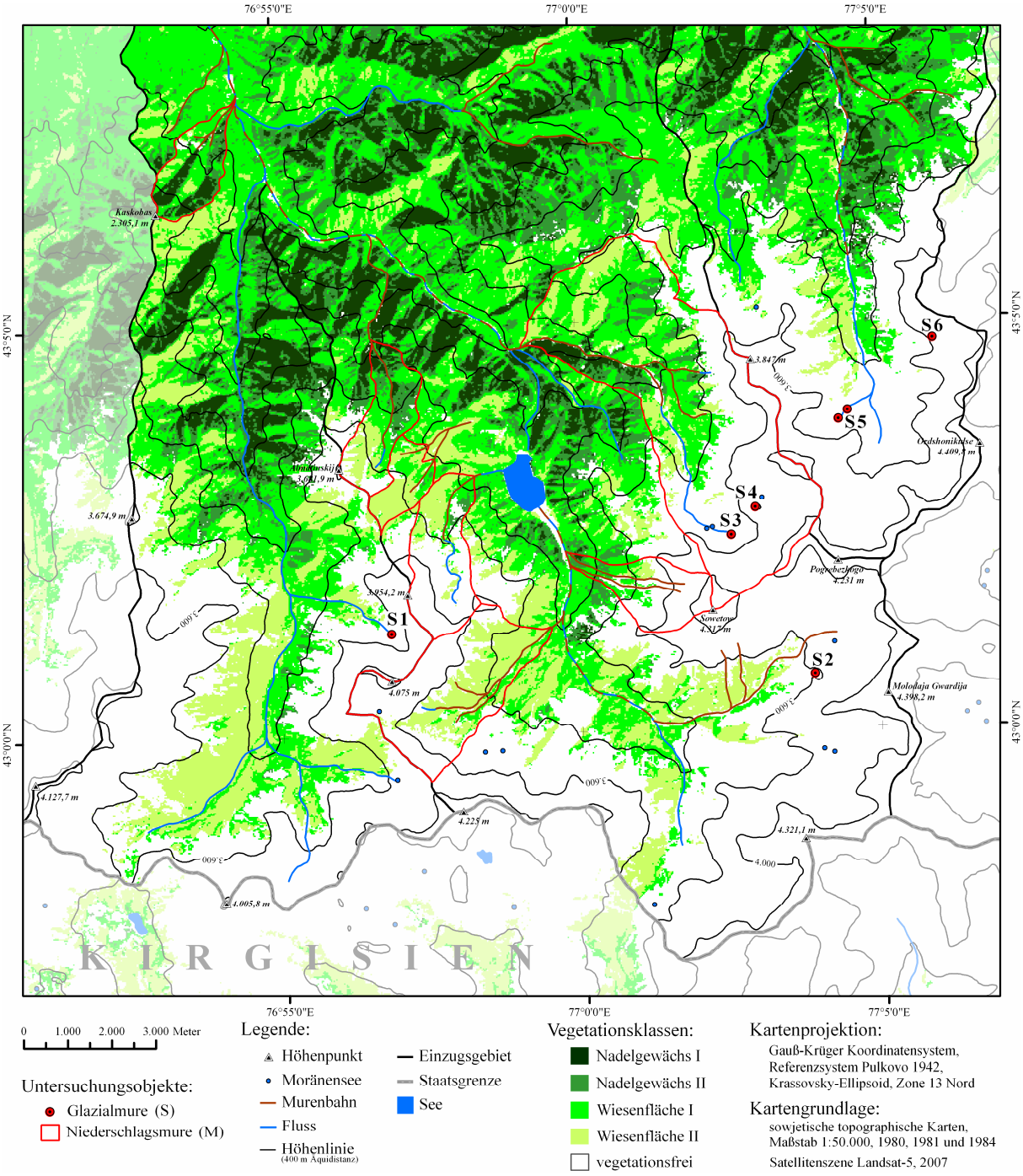


Abb. 24: Klassifizierte Vegetationsbedeckung in den Tälern Kishi und Ulken Almaty (Darstellungsbereich Maske NDVI > 0,1 Iso-Klassifizierung der Landsat-5 Spektralkanäle 4 und 5)

Mit zunehmender Höhe wird die Vegetation durch alpine Wiesen bestimmt, die durch die Klasse der Wiesenfläche I symbolisiert werden. Hier sind im unteren Einzugsgebiet des Ulken Almaty vereinzelt Laubbäume und Strauchgewächse vorzufinden, welche sich jedoch durch

deren geringfügigen Flächenanteil nicht spektral signifikant abzeichnen. Folglich bedarf es, für eine genauere Differenzierung, einer detaillierten spektralen Mischpixelanalyse.
In der Vegetationsklasse der Wiesenfläche II ist jene Vegetation zusammengefasst, die zum einen in den obersten und untersten Bereichen des Untersuchungsgebietes einen geringeren Bedeckungsgrad an alpinen Wiesen bzw. Grasflächen aufweist. Die Vegetation kann in diesen Bereichen als Steppenvegetation charakterisiert werden. Zum anderen muss das spätsommerliche Aufnahmedatum der Satellitenszene bei der Interpretation beachtet werden. Zu diesem Zeitpunkt sind in den oberen Gebirgslagen die alpinen Wiesen bereits zu einem beträchtlichen Anteil verblüht, was zu einem veränderten Spektralverhalten und zur Abgrenzung der alpinen Wiesenflächen I führt.

5.4.3 Vegetationscharakteristik der Untersuchungsobjekte

Aus der Abbildung 24 ist ersichtlich, dass die rezenten Talmurenbahnen im Untersuchungsgebiet alle Vegetationsklassen durchlaufen und mit ihren Anrissbereichen mehrheitlich bis in die Wiesenfläche II hinaufreichen. Vereinzelt liegen die Anrissbereiche, vor allem die der Hangmuren, welche teils in Talmuren übergehen, auch oberhalb der vegetationsbedeckten Flächen.[66] Ebenso lässt sich feststellen, dass alle Moränenseen des Untersuchungsgebiets in der vegetationsfreien Zone liegen. Eine detaillierte Betrachtung der Vegetation ist demzufolge ausschließlich für die Objekte des Niederschlagsmurentyps erforderlich.
Unabhängig von ihrer Höhenlage und der in den Einzugsgebieten vorzufindenden Vegetationscharakteristika sind die Murenbahnen aller Untersuchungsobjekte nahezu ohne Bewuchs. Zum einen ist dies durch die enorme Steilheit der Hänge der Murenbahn und den einhergehenden murenunabhängigen gravitativen Verlagerungsprozessen des Lockermaterials bedingt. Zum anderen wird durch die Abflusskonzentration in diesen präformierten Gerinnen eine Wiederbesiedelung von Vegetation in diesen einmal geschaffenen Murenbahnen verhindert. Lediglich der obere Murenbahnabschnitt des Untersuchungsobjektes M2-Ajusaj ist vereinzelt mit Gräsern und kleineren Wacholdersträuchern bewachsen. In diesem Bereich sind die Murenbahn und deren Hangbereiche weniger steil.
Bezüglich der Vegetationsbedeckung im Einzugsgebiet der Untersuchungsobjekte nimmt das Untersuchungsgebiet M1-Koktscheka eine Sonderstellung ein. Das Einzugsgebiet liegt in der Wald-Steppen- und Wald-Wiesen-Zone und ist vollständig mit Vegetation bedeckt. Die vegetationsfreien Bereiche bzw. weißen Flächen auf der Karte im Einzugsgebiet von M1-Koktscheka deuten die Murenbahn an. Sie nehmen etwa 3,4 % der Gesamtfläche des Einzugsgebietes ein.
Die Einzugsgebiete der anderen Untersuchungsobjekte liegen in der vegetationsfreien, subalpinen und alpinen Höhenstufe. In den Einzugsgebieten der Untersuchungsobjekte M2-Ajusaj und M7-Kumbel sind alle oberhalb der montanen Wald-Wiesen-Zone gelegenen und beschriebenen Vegetationszonen anzutreffen. Der Vegetationsbestand ist im Vergleich zu dem der anderen Untersuchungsobjekte folglich artenreicher. Diese reichen mit ihren Einzugsgebieten bis zum Übergangsbereich der Wald-Wiesen- und Wiesen-Nadelwald-Zone hinab. Die Vegetation wird in diesen Einzugsgebieten von subalpinen bzw. alpinen Wiesen dominiert.
Je höher die Einzugsgebiete reichen, desto größer sind die Anteile an vegetationsfreien Flächen. M3-Mramornyj weist mit 6,5 % den geringsten Anteil an unbewachsener Fläche des Einzugsgebietes auf. Für das an M3-Mramornyj angrenzende Untersuchungsobjekt M2-Ajusaj, dessen Einzugsgebiet nur einige Dutzend Meter höher liegt, ist die vegetationsfreie Fläche mit 15,7 % der Gesamtfläche ebenfalls gering. Deutlich größere Anteile an vegetationsfreien Flächen sind für die übrigen Untersuchungsobjekte festzustellen. Für

[66] ŽIGAREV (1984:27) konstatiert für die Talmuren im zentralen Ile Alatau, dass deren Startzonen vornehmlich in der montanen Wald-Wiesen-Zone liegen.

M4-Artschaly sind 61,6 %, M5-Serkebulak 68,2 %, M6-Sowetow 75,5 % und M7-Kumbel 52,4 % der Gesamtfläche ohne Vegetationsbedeckung. Unabhängig von diesen unterschiedlichen Anteilen an Vegetationsbedeckung in den Einzugsgebieten der Untersuchungsobjekte zeigen sich mehr Ähnlichkeiten hinsichtlich der Lage der Anrissbereiche innerhalb der Vegetationszonen. Der Anrissbereich von M1-Koktscheka stellt ein Alleinstellungsmerkmal dar, weil es gänzlich von Gräsern und dichten Beständen an Laubbäumen und Strauchgewächsen umsäumt wird. Die Anrissbereiche der anderen Murenbahnen sind in ihren oberen Abschnitten von alpinen oder subalpinen Wiesen umgeben. Dort weisen diese einen unterschiedlich dichten Bewuchs verschiedener Grashöhen auf. Lediglich die beiden Murenbahnen von M6-Sowetow und vereinzelt kleinere Nebenmurenbahnen von M7-Kumbel bilden hier eine Ausnahme. Diese beginnen im rezenten unbewachsenen Moränenkörper des westlichen Gletschers Sowetow bzw. in den Schutthängen oberhalb der alpinen Wiesen des Kumbel Einzugsgebietes. In den tieferen Höhenlagen durchqueren die Murenbahnen der Untersuchungsobjekte M2-Ajusaj, M5-Serkebulak, M6-Sowetow und M7-Kumbel teils dichte Bestände an Nadelwald. Einzelne Tien-Shan-Fichten bzw. Wacholdersträucher stehen dort unmittelbar an den Anrissbereichen.

5.4.4 Einfluss der Vegetation auf die Murenbildung

Der Einfluss der Vegetation auf die Murenbildung kann auf zwei vorherrschende Effekte zusammengefasst werden:
Ein erster Effekt ist durch das Wurzelwerk der Pflanzen gegeben. Die Wurzeln stabilisieren den lockeren Untergrund und verhindern in Hanglagen dessen Erosion. Gerodete oder durch Brände vegetationsfrei gewordene Flächen sind folglich bei intensiven Niederschlagsereignissen stark erosionsanfällig (vgl. SIDLE 2005:389). Sobald durch die Erosion ein Gerinne gebildet wurde, ist eine erneute Besiedlung bei anhaltenden Erosionsprozessen unterbunden. Der Erosionsschutz des Lockematerials durch die Wurzeln ist umso größer, je tiefer der Untergrund durchwurzelt ist. So kommt den tief wurzelnden Tien-Shan-Fichten im Vergleich zu den Gräsern der subalpinen oder alpinen Wiesen, deren Wurzeln lediglich 10 - 15 cm in die Tiefe reichen (MEDEUOV & NURLANOV 1996:53), eine besonders erosionsschützende Eigenschaft zu (KAZGIDROMET 1998:22). Da es sich bei den Untersuchungsobjekten um präformierte Murenbahnen handelt, kann der Vegetation, unabhängig von ihrer Ausprägung, keine maßgebliche erosionshemmende Eigenschaft zugesprochen werden. Eine Stabilisierung der Murenbahnen durch Wiederbesiedlung mit Vegetation ist durch die teils enorme Steilheit und die hohe Abflusskonzentration in der Tiefenlinie ausgeschlossen. Lediglich unmittelbar an den Anrissbereichen der Murenbahn ist die Stabilisierung des oberflächennahen Untergrunds vor allem durch die Nadelgewächse gegeben. Wie die Abbildung 25 für die Nebenmurenbahn von M4-Artschaly verdeutlicht, schreitet die Erosion unterhalb des vegetationsbedeckten Anrissbereiches fort und unterhöhlt diesen. Insgesamt ist der murenhemmende Effekt in den Anrissbereichen als marginal einzuschätzen.

Ein zweiter Effekt der Vegetationsbedeckung zeigt sich durch die direkte Einflussnahme auf die Niederschlagswässer. Ob dieser eine hemmende oder fördernde Wirkung auf die Murenbildung hat, ist nicht eindeutig zu bewerten. Eine Vegetationsdecke erhöht die Infiltration der Niederschlagswässer, wodurch nicht die gesamten Niederschlagsmengen dem Oberflächenabfluss zur Verfügung stehen. Die Vegetation bedingt und erhöht das Wasserhaltevermögen im Boden bzw. die Feldkapazität des Bodens, wodurch die Abflussspitzen geglättet werden (vgl. MEDEUOV et al. 1993:40 und ŠEKO 1980:47). Ähnlich der Durchwurzelungstiefe kann auch für die Infiltrationsrate und das Wasserhaltevermögen vegetationsbedeckter Böden eine Abhängigkeit von verschiedenen Pflanzen festgestellt werden. So unterscheiden sich die durch Infiltration und Wasserspeicherung aufgenommenen Niederschlagsmengen von Kiefern, Buchen, Fichten und Gras bedeckten Böden deutlich voneinander. Hierbei können

von Fichten und Gras bewachsenen Böden die größten Niederschlagsmengen aufgenommen werden (ŠEKO 1980:46). Für die Wiesenflächen im Ile Alatau beträgt die maximale Infiltrationsrate 1,5 - 7 mm/min und für Nadelwaldflächen 5 - 6 mm/min (JAFJAZOVA 2007:85).

Abb. 25: Anrissbereiche der Nebenmurenbahn von M4-Artschaly (Foto: J. Lentschke 2011)

Folglich kann davon ausgegangen werden, dass mit einem höheren Anteil an Vegetationsbedeckung, vor allem an Fichten und Gräsern, auch ein stärkerer murenhemmender Effekt einhergeht. Jedoch zeigen die unterschiedlichen Anteile an vegetationsfreien Flächen innerhalb der Einzugsgebiete der Untersuchungsobjekte diesen Zusammenhang nicht eindeutig. So weisen die Untersuchungsobjekte M1-Koktscheka, M2-Ajusaj und M3-Mramornyj mit den geringsten vegetationsfreien Flächenanteilen dennoch eine Murenaktivität auf. Hierfür können folgende Erklärungsansätze angeführt werden: Bei langanhaltenden Niederschlägen erreichen auch vegetationsbedeckte Böden einen Wassersättigungszustand. Die Niederschläge fließen, wie im Fall des beschriebenen Murenereignisses vom 08. - 09. Juli 1950 (Kapitel 4.1, Seite 15), oberflächlich ab und tragen zur Murenbildung bei. Aber auch ohne den Zustand der Wassersättigung erreicht zu haben, können sehr intensive Starkniederschläge unmittelbar oberflächlich abfließen. Dies erfolgt entweder, wenn das Niederschlagsereignis die Infiltrationsrate des vegetationsbedeckten Bodens deutlich überschreitet, oder aber die hohen Gräser der dicht bewachsenen Wiesenflächen den Boden gänzlich bedecken (ŠEKO 1980:47). Auch ohne die Bildung größerer gesammelter Oberflächenabflüsse werden in den bereits bestehenden Murenbahnen die Anriss- und Hangbereiche durchnässt. Das Lockermaterial kann infolgedessen an Stabilität verlieren, in die Murenbahn abscheren und im weiteren Prozess in eine Mure transformieren.
Inwiefern die durch die Vegetationsbedeckung gegebene Verminderung der Abtragungsleistung unmittelbar an der Erdoberfläche infolge des Splash-Effekts im weiteren Murenbildungsprozess diesen beeinflusst, bedarf ausführlicher Analysen und in situ Beobachtungen.

5.4.5 Bewertung als murenbildender Faktor

Die Bewertung der Vegetation als murenbildender Faktor beschränkt sich auf die Untersuchungsobjekte des Niederschlagsmurentyps. Durch die Lage der Untersuchungsobjekte des Glazialenmurentyps in der vegetationsfreien Zone bleiben diese unberücksichtigt. Entsprechend der Herangehensweise stellt die Vegetationsbedeckung das alleinige Bewertungskriterium dar.
Zusammenfassend zeigt sich, wie schwierig die Vegetation als murenbildender Faktor zu bewerten ist. Die Untersuchungsobjekte, mit den gegebenen Erosionsrinnen bzw. Murenbahnen, sind unabhängig von der Vegetation prädestiniert für die Murenbildung. Ein durch die Vegetationsbedeckung gegebener hemmender Einfluss – Stabilisierung des Lockermaterials durch das Wurzelwerk, erhöhte Infiltrationsrate sowie erhöhtes Wasserhaltevermögen im Boden – ist für die Untersuchungsobjekte nur an deren bewachsenen Murenanrisskanten gegeben. Dem entgegen wirkt sich jedoch eine dichte Vegetationsbedeckung – schnellere Abflusskonzentration in den Murenbahnen durch das den Boden bedeckende Blätterdach der Pflanzen – aus.
Aufgrund des nicht eindeutig zu klärenden Einflusses, dessen Effekte nur beschrieben werden konnten und sich teils gegensätzlich auf die Murenbildung auswirken, kann keine endgültige Bewertung bezüglich der rezenten Murenbildung vorgenommen werden. Ausgehend von der Vermutung, dass sich eine geringe Vegetationsbedeckung hemmend auf den Abfluss auswirkt, wird diese ausschließlich bei der Auswirkung der Klimaänderung auf die murenbildenden Faktoren als Kriterium berücksichtigt.

5.5 Permafrost

Bereits in den Arbeiten von GORBUNOV (1971) und GORBUNOV & SEVERSKIJ (1967) werden Überlegungen geäußert, inwiefern das Permafrostvorkommen bzw. die saisonale Gefrornis im Untergrund im Zusammenhang mit der Murenaktivität, vor allem hinsichtlich der Glazialmuren, steht. So führen GORBUNOV & SEVERSKIJ (1967:154) das katastrophale Murenereignis von 1963 im Tal des Issyk auf das Auftauen der oberen, saisonal gefrorenen Bodenhorizonte zurück, was anschließend zu einem massiven Bodenfließen bis hin zur Bildung kleinerer Muren führte, die sich in den oberen Moränensee hinein bewegten und schließlich die Bildung der Glazialmure bewirkten.
Vor dem Hintergrund, der in den vergangenen zwei Jahrzehnten immer stärker thematisierten Klimaänderung, sehen auch europäische Wissenschaftler einen direkten Zusammenhang zwischen der Permafrostdegradation und einer zunehmenden Murengefährdung (DAMM & FELDERER 2008, HARRIS et al. 2001, KÄÄB 2007, KÄÄB et al. 2005, NÖTZLI & GRUBER 2005, RIEGER 1999 und ZIMMERMANN et al. 1997). Erstmalig wurde dies als Ergebnis der Untersuchungen der Murengänge von 1987 im Varuna Tal und Geren Tal in den Schweizer Alpen formuliert (vgl. ETZELMÜLLER et al. 2001 und HAEBERLI et al. 1990). Jüngste Untersuchungen im Ile Alatau von BOLCH et al. (2011) zeigen den Zusammenhang von Permafrost und Moränen- und Gletscherseen und berücksichtigen diesen in ihren Modellierungen der potenziell ausbruchsgefährdeten Seen. Die Gesamtheit der Analysen zur Permafrostverbreitung im Untersuchungsgebiet zeigt, dass die rezenten Murenanrisskanten und Moränenseen in der Permafrostzone liegen und somit einen direkten Zusammenhang hinsichtlich des Permafrosteinflusses auf die Murenbildung vermuten lassen. Demzufolge muss der Permafrost als möglicher Faktor hinsichtlich seiner bisherig vermuteten stabilisierenden Wirkung von Lockermaterial berücksichtigt und näher untersucht werden. Der Analyse dieses Wirkungszusammenhanges und wie sich folglich der Permafrost im Hinblick auf eine mögliche Klimaänderung als Primärfaktor der Murenbildung darstellt, wird im Folgenden nachgegangen.

5.5.1 Permafrostvorkommen im Untersuchungsgebiet

Die ersten Permafrostuntersuchungen im Tien Shan wurden von MATEEV im Jahr 1938 (zitiert in GORBUNOV 1979:6) durchgeführt. Seit den 1960er Jahren liegen Untersuchungen von GORBUNOV (1966, 1967) im Gebirgsraum des inneren und des nördlichen Tien Shan vor. Diese konzentrieren sich im nördlichen Tien Shan weitestgehend auf die Täler Kishi und Ulken Almaty. Im Ulken Almaty wird seit 1974 im Höhenintervall von 2.500 m ü.d.M. bis 3.500 m ü.d.M. vom Kasachischen Laboratorium für alpinen Permafrost des Permafrostinstitutes „P.I. Melnikov" der Russischen Akademie der Wissenschaften ein Messnetz von 22 Bohrlochtemperaturmesspunkten betrieben (SEVERSKIJ 2007:261). Bei der Wahl der Messstandorte wurden weitere Einflussfaktoren des Permafrostvorkommens, wie beispielsweise die Vegetationsbedeckung, Exposition und Höhenlage, berücksichtigt.
Eine erste detaillierte Verbreitungskarte des Permafrostes für das Ulken Almaty wurde von SEVERSKIJ & GORBUNOV (1978) im Maßstab 1:25.000 erstellt. In den vergangenen 34 Jahren sind zahlreiche Arbeiten zur Permafrostforschung im Ile Alatau entstanden[67]. Fokussiert worden sind vor allem die Blockgletscher, die Solifluktionserscheinungen und die Messung der jeweiligen Bewegungsgeschwindigkeit.
Ein erstes mathematisches, prozessbasiertes Modell der Permafrostverbreitung wurde von MARČENKO (2003) erstellt. Ergänzt durch dessen eigene Temperaturmesspunkte[68], die Berücksichtigung kurzwelliger Einstrahlungsverhältnisse, wärmephysikalische Eigenschaften des Untergrunds und andere Parameter, wurde die mittlere Jahrestemperatur in 20 m Tiefe als Kriterium für das Vorkommen von Permafrost festgesetzt.
Entsprechend dem Flächenanteil des Permafrostvorkommens sowie dessen Mächtigkeit und Temperatur gliedern GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979:74ff.), MARČENKO (2003:13ff.) und SEVERSKIJ (2007:259ff.) den Permafrost in vier bzw. drei Zonen[69]. Für das Ulken Almaty sind die Höhenuntergrenzen der Permafrostzonen mit Expositionsunterschieden in der Tabelle 8 (Seite 76) zusammengefasst. Diese Höhenzonierungen des Permafrostvorkommens werden auf den Großraum des Ile Alatau übertragen.
Aus den vorliegenden Untersuchungen[70] lassen sich die Permafrostzonen im Ile Alatau wie folgt beschreiben:

- Kontinuierlicher Permafrost – Mindestens 90 % der Fläche sind durch Permafrost charakterisiert. Lediglich an der unteren Grenze dieser Zone, die von Gletschern oder von Firnschnee bedeckt ist, können Taliks auftreten. Diese in der nivalen Stufe befindliche Permafrostzone, ist durch Moränen, Gletscher, Felsen und Firnfelder gekennzeichnet. Periglazialmorphologische Erscheinungen, wie Blockgletscher und Strukturböden, sind bis 4.000 m ü.d.M. bzw. bis 4.100 m ü.d.M. vorzufinden. Oberhalb von 4.100 m ü.d.M. herrschen Frostverwitterungserscheinungen und Frostsprengung vor. Kleinere Fragmente einer Vegetationsbedeckung reichen wenige Meter an der Untergrenze dieser Zone hinauf. Die Jahresmitteltemperatur beträgt in den oberen Gipfelbereichen -13 °C bis -14 °C. Der Permafrostkörper weist in dieser Zone mit -5 °C bis -6 °C oberhalb von 4.000 m ü.d.M. bzw. oberhalb von 4.700 m ü.d.M. mit -12 °C die tiefsten Temperaturen auf. Die Mächtigkeit der jährlichen Auftau-

[67] ERŠOVA (1989), GORBUNOV (1979), GORBUNOV & ERMOLIN (1981, 1986), GORBUNOV & SEVERSKIJ (1990), GORBUNOV & TITKOV (1989), MARČENKO (2003), MARCHENKO (2001, 2007), MARCHENKO et al. (2007), NEMOV (1993), SEVERSKIJ (1989, 2007), SEVERSKIJ & SEVERSKIJ (1990), TITKOV (2006) und VORŠČEVA et al. (1983)

[68] Drei der sechs Temperaturmesspunkte wurden in die „Circumpolar Active Layer Monitoring"-Datenbank (CALM) aufgenommen und von BROWN et al. (2000) veröffentlicht.

[69] Neben der Höhenuntergrenze sind geringe Abweichungen bei den Autoren hinsichtlich der Flächenanteile, der Mächtigkeiten und der Temperaturen des Permafrostkörpers festzustellen.

[70] GORBUNOV et al. (1979, 1998), GORBUNOV & SEVERSKIJ (2001), SEVERSKIJ (2007) und VORŠČEVA et al. (1983)

schicht misst im Bereich der Zonenuntergrenze bis 4.000 m ü.d.M. 2,0 - 2,5 m und verringert sich bis 4.500 m ü.d.M. auf 1 m, bis diese oberhalb von 4.500 m ü.d.M. durch eine tageszeitliche Auftauschicht charakterisiert wird.

- Diskontinuierlicher Permafrost – Innerhalb dieser Zone kann an den südexponierten Hängen, vornehmlich unter grobblockigem Material, nur ein geringes Permafrostvorkommen festgestellt werden, sodass maximal 70 % der Fläche in dieser Zone Permafrost aufweisen. Es ist zugleich der Übergangsbereich von der alpinen Stufe zur nivalen Stufe. Hinsichtlich der Untergrenze dieser Zone stellen das Tal Aksu und das Tal Issyk eine Ausnahme dar. Dort reichen vereinzelt Solifluktionsterrassen bis auf 2.400 m ü.d.M. und Blockgletscher, mit mehreren 1.000 m² großen Flächen, bis auf 2.500 m ü.d.M. hinab. Morphologisch ist diese Zone durch Blockgletscher, Solifluktion, Strukturböden und Thermokarsterscheinungen auf Moränen charakterisiert. Nach ERMOLIN (1980:148) enthalten die Moränen in den Gletschervorfeldern bis zur Untergrenze dieser Zone mehrere Meter mächtige Reste begrabenen Gletschereises. Die Temperatur des Permafrostkörpers beträgt in den oberen Lagen dieser Permafrostzone -2 °C bis -3 °C. Die Temperaturunterschiede des Bodens sind auf unterschiedliche Schneebedeckungsverhältnisse infolge von Schneeverwehungen zurückzuführen.
- Inselhafter Permafrost[71] – Nicht mehr als 30 % der Fläche sind ganzjährig gefroren. Dieser Hochgebirgsbereich ist durch subalpine und alpine Wiesen gekennzeichnet. Vereinzelt reichen Fichten über die Untergrenze der inselhaften Permafrostzone bis in 2.850 m ü.d.M. und Wacholder bis in 3.100 m ü.d.M., vorzugsweise an ost- und westexponierten Hängen, hinauf. Aufgrund der geringen Unterschiede der Oberflächenbedeckung ist die Temperaturdifferenz im Untergrund von 3 K bis 4 K lediglich durch die Exposition bedingt. So ist ein Permafrostvorkommen vorzugsweise an nord-, west- und ostexponierten Hängen und in horizontalen Lagen vorzufinden sowie an den Südhängen ausschließlich unterhalb wacholderbedeckter Oberflächen. Die Jahresmitteltemperaturen liegen unter 0 °C. Mit 0 °C bis -2 °C weist diese Zone die höchsten Temperaturen in einem Permafrostkörper auf.
- Sporadischer Permafrost – Lediglich auf 1 - 2 % der Gesamtfläche tritt in dieser Zone Permafrost auf. Die Zone befindet sich in der mittleren Gebirgszone bzw. in der Zone der Fichtenwälder. Das Permafrostvorkommen ist aufgrund der stark heterogenen Oberflächenbedeckung mosaikartig verteilt. So sind Permafrostkörper vornehmlich an beschatteten Hängen nördlicher, östlicher und westlicher Exposition unterhalb grobblockiger, moosbedeckter Oberflächen oder unter Nadelgewächsen zu finden. Es handelt sich hierbei vorwiegend um reliktischen Permafrost, welcher während des Pleistozäns gebildet wurde und bis heute erhalten geblieben ist. Die Fläche der einzelnen Permafrostkörper beträgt maximal 100 m². Die tiefsten Lagen der Zonenuntergrenze im Ile Alatau sind im Ulken Almaty und im Issyk vorzufinden. Dort reicht der sporadische Permafrost auf 1.800 m ü.d.M. hinab (GORBUNOV & SEVERSKIJ 2001:30). Allein diese Zone weist mit 4 °C bis 5 °C positive Jahresmitteltemperaturen auf. Eine Ausnahme stellen wenige geschlossene Kesseltäler dar, in denen ab 2.200 m ü.d.M. die Jahresmitteltemperaturen unter 0 °C liegen.

[71] In englischsprachigen Veröffentlichungen wird für den inselhaften Permafrost der Terminus „sporadic“ verwendet (vgl. MARCHENKO (2007:313) und NEMOV (1993:32)).

Tab. 8: Höhenzonen des Permafrostvorkommens im Ile Alatau ([a]GORBUNOV & SEVERSKIJ 1979:68ff., [b]GORBUNOV 1982:48, [c]ERŠOVA 1989:197ff. und MARČENKO 2003:79)

Permafrostzone	Höhenuntergrenze [m] ü.d.M.				Mächtigkeit des Permafrostkörpers [m][c]
	GORBUNOV et al.		MARČENKO		
	Nord[a]	Süd[b]	Nord	Süd	
kontinuierlich	3.500	3.800	3.500	3.700	> 70
diskontinuierlich	3.200	3.600	3.100	3.400	30 - 70
inselhaft	2.700	3.000	2.600	3.000	5 - 30
sporadisch	1.800	2.000	-	-	< 5

Unabhängig von den vorliegenden Untersuchungen wurde versucht, durch Anwendung indirekter Methoden den Permafrost im Untersuchungsgebiet zu erfassen (vgl. BAUMANN et al. 2009). Diese von HAEBERLI (1975) als Faustregel für den Alpenraum entwickelte und beschriebene Methode war jedoch in ihren Ergebnissen unbefriedigend. Vermeintliche perennierende Schneeflecken waren im Jahresvergleich lediglich Indikatoren schneereicher, lang anhaltender Winter und milderer bewölkungsreicher Sommer. Die Messung der Basistemperatur der winterlichen Schneedecke wurde in diesem stark lawinengefährdeten Gebiet nicht durchgeführt. Ebenso zeigten sich die beispielgebenden Messungen der sommerlichen Quellwassertemperaturen in dem weiter östlich gelegenen Tal Lewyj Talgar als unsichere Methode.
Lediglich kann anhand der Periglazialformen auf die Existenz von Permafrost geschlossen werden. In den Tälern Kishi und Ulken Almaty befinden sich derzeit fünf bzw. zehn aktive Blockgletscher. Diese reichen bis maximal 3.060 m ü.d.M. hinab. Letzte Untersuchungen zu deren Morphometrie und zur Dynamik wurden von BOL'CH & MARČENKO (2007:223f.) und KOKAREV (2009:107) durchgeführt. Weitere Periglazialformen, wie beispielsweise die gebundene Solifluktion, reichen vereinzelt bis 2.900 m ü.d.M. hinab. Oberhalb von 3.200 m ü.d.M. deuten erste Strukturböden ebenfalls auf den periglazialen Prozessbereich hin.
In der Gesamtbetrachtung stellten sich die Ergebnisse dieser Untersuchungen jedoch als unzureichend heraus, sodass zur Bewertung der Wirkungsbeziehung zwischen Permafrost und Murenaktivität eine geophysikalische Methode zur Permafrosterfassung angewandt wurde. Hierbei konnten durch die Gleichstromgeoelektrik detaillierte, auf konkrete Objekte bezogene Untersuchungen durchgeführt werden.

5.5.2 Einführung in die Gleichstromgeoelektrik

Die Geoelektrik umfasst eine Vielzahl elektrischer und elektromagnetischer Verfahren zur zerstörungsfreien Messung des Untergrundes. Hinsichtlich der elektrischen Verfahren wird in Eigenpotenzialmethode, Methode der Induzierten Polarisation und Mise-à-la-Masse-Methode[72] sowie in die Methode der Gleichstromgeoelektrik unterschieden (KNÖDEL et al. 2005).
Für die Permafrostsondierung an den Untersuchungsobjekten wurde die Methodik der Gleichstromgeoelektrik angewandt. In der Vorarbeit zur Sondierung des Permafrostes kam die Gleichstromgeoelektrik in einem einfachen Messverfahren, der punktuellen Tiefensondierung[73], zur Anwendung. Als entscheidendes und in dessen Ergebnisdarstellung letztlich

[72] Diese Methode wird auch als "Methode des geladenen Körpers" bezeichnet (KNÖDEL et al. 2005:216).
[73] engl. = Vertical Electrical Sounding (VES)

zur Bewertung des Permafrostes herangezogenes Messverfahren, wurde die detaillierte zweidimensionale Widerstandstomografie[74] angewandt.

5.5.2.1 Prinzip der Gleichstromgeoelektrik

In dem folgenden Kapitel werden die Grundlagen der Messung mittels Gleichstromgeoelektrik vorgestellt. Eine detaillierte Darstellung zur Theorie und verschiedener Beispielmessungen der Gleichstromgeoelektrik geben BENDER (1985), KNÖDEL et al. (2005), MILITZER & WEBER (1985) und TELFORD et al. (1990) wieder.
Ziel der Gleichstromgeoelektrik ist es, basierend auf der unterschiedlichen elektrischen Leitfähigkeit σ [S/m] bzw. dem spezifischen elektrischen Widerstand ρ [Ωm] von Gestein, Mineralien und Sedimenten, die Struktur des Untergrundes zu rekonstruieren (vgl. KNÖDEL et al. 2005:71f.). Eine ungefähre Größenordnung des spezifischen Widerstands verschiedenster Sedimente, Festgesteine und Minerale sind in BENDER (1985:300f.), KNÖDEL et al. (2005:98), MILITZER & WEBER (1985:27) und TELFORD et al. (1990:289f.) zusammengefasst. Die Wertebereiche des jeweiligen spezifischen Widerstands eines Materials resultieren aus der chemischen Zusammensetzung, dessen mineralogischem Aufbau, der Struktur, der Porosität, der Wassersättigung des Untergrunds und dem Ionengehalt des Wassers. Das Verfahren findet in seiner einfachen Variante seit Beginn des 20. Jahrhunderts seine Anwendung in der Geophysik, Geologie, Hydrologie, bei der Erkundung von Altlasten, Archäologie und Geomorphologie.
Die Messung erfolgt über eine Vierpunktanordnung, wobei zwischen den zwei geerdeten Elektroden A und B eine Gleichspannungsquelle der Stromstärke I [A], in Form eines reinen Gleichstroms, eines niederfrequenten sinusförmigen Wechselstroms mit weniger als 50 Hz oder einem gepulsten Gleichstrom mit wechselnder Polarität (KNÖDEL et al. 2005:138), angelegt wird. Der Stromkreis wird von dem mehr oder weniger gut leitenden Untergrund geschlossen, sodass sich ein künstlich erzeugtes elektrisches Feld ausbreitet. Wie in der Abbildung 26 schematisch dargestellt ist, verlaufen die Potenziallinien senkrecht zu den Stromlinien, welche an der Erdoberfläche zwischen den Elektroden M und N als Potenzialdifferenz ΔV bzw. Spannung U [V] gemessen werden.

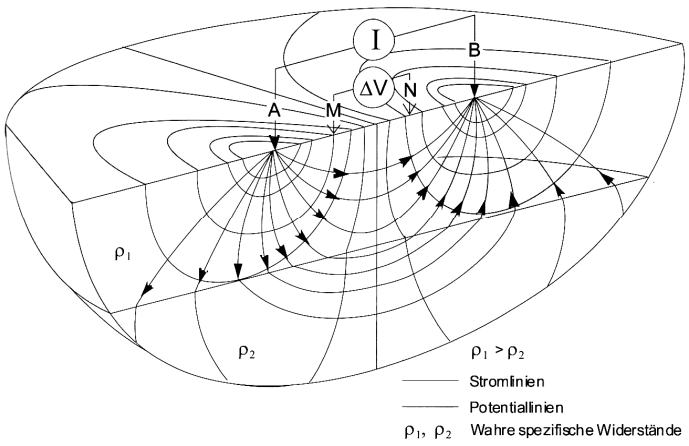


Abb. 26: Prinzip der Widerstandsmessung (KNÖDEL et al. 2005:129)

Für einen homogenen Untergrund lässt sich nach dem Ohmschen Gesetz aus den direkten Messgrößen der Stromstärke I, der Spannung U und dem als Konfigurations- oder Geometriefaktor bezeichneten Wert K der wahre spezifische elektrische Widerstand ρ

[74] engl. = Electrical Resistivity Tomography (ERT)

berechnen und somit als spezifisches Charakteristikum des Materials beschreiben (vgl. KNÖDEL et al. 2005:129).

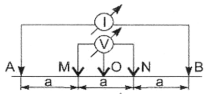
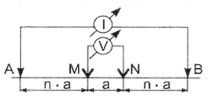
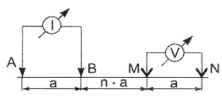
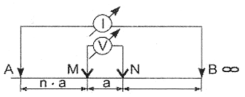
$$\rho = K\frac{U}{I}$$

Der Konfigurationsfaktor berücksichtigt eine bestimmte Elektrodenanordnung der Messung. Bedingt durch die Heterogenität des Untergrunds kommt es an der Grenzschicht der verschieden widerständigen Materialien zu einer Änderung der Ausbreitungsrichtung des elektrischen Feldes. Diese, somit auch das Potenzialfeld betreffende Änderungen, zeichnen sich in den gemessenen Werten der Potenzialdifferenzen an der Erdoberfläche ab. Die Berechnung des spezifischen elektrischen Widerstandes erfolgt unter der Annahme eines homogenen Untergrunds. Deswegen wird dieser als scheinbarer spezifischer Widerstand bezeichnet.
Um die Verteilung der spezifischen Widerstände im Untergrund zu ermitteln, werden durch Versetzen der Elektroden mit konstanter Elektrodenanordnung mehrere Messungen des scheinbaren spezifischen Widerstandes durchgeführt. Als gebräuchlichste Elektrodenanordnungen sind die Wenner-, die Schlumberger-, die Dipol-Dipol- und die Dipol-Pol-Konfigurationen zu nennen, wobei jede dieser Elektrodenanordnungen ihre Vor- und Nachteile besonders bezüglich der Erkundungstiefe und des vertikalen und horizontalen Auflösungsvermögens besitzt. Weitere Merkmale der verschiedenen Elektrodenanordnungen sind in der Tabelle 9 zusammengestellt. So eignen sich für einen eher horizontal geschichteten Untergrund besonders die Wenner- und Schlumberger-Konfiguration, die jedoch aufgrund ihrer symmetrischen Aufstellungsgeometrie für die Erfassung lateraler Störungen ungeeignet ist.

Für die Anwendung der Gleichstromgeoelektrik werden drei Verfahren eingesetzt:

- Kartierung oder Profilierung – Das in der technischen Ausführung und Messdurchführung einfache Verfahren gestattet bei fester Elektrodenanordnung mit gleich bleibenden Elektrodenabständen, der daraus gegebenen konstanten Erkundungstiefe und bei entsprechendem Versatz der Elektroden eine flächen- oder linienhafte Aussage zur Verteilung des scheinbaren spezifischen Widerstands.
- Sondierung oder punktuelle Tiefensondierung – Es handelt sich hierbei um ein auf einen Punkt begrenztes, vertikal in den Untergrund gerichtetes Verfahren. Hierbei wird durch den schrittweisen Versatz der Elektroden A und B die Eindringtiefe des elektrischen Feldes erweitert und die vertikale Schichtung zwischen den feststehenden Elektroden M und N erfasst.
- Zwei- oder dreidimensionale Widerstandstomografie – Mit der technischen Weiterentwicklung, vor allem im Bereich der computergestützten Datenverarbeitung, werden seit 20 Jahren Multielektrodengeräte zur zwei- und dreidimensionalen Widerstandstomografie eingesetzt. Dieses Verfahren stellt eine Kombination der beiden ersten Verfahrensvarianten dar und wird für die zweidimensionale Version nachfolgend beschrieben.

Tab. 9: Qualitative Bewertung gebräuchlicher Elektrodenanordnungen (Bewertung: 1 - relativ beste Bewertung, 5 - relativ schlechteste Bewertung (nach KNÖDEL et al. 2005:130+142))

Eigenschaft	**Elektrodenanordnung**			
	Wenner (Alpha)	**Schlumberger**	**Dipol-Dipol**	**Pol-Dipol**
Schichtauflösung	1	1	2	2
laterale Auflösung	5	4	2	3
Einfluss oberflächennaher Inhomogenitäten				
• Kartierung/Profilierung	3	3	2	1
• Tiefensondierung	2	1	4	3
Einfluss des Reliefs im Untergrund	3	3	1	2
Schaltbild				
Erkundungstiefe	0,17 $\overline{AB}$	0,19 $\overline{AB}$	0,25 $\overline{AN}$	0,19 $\overline{AB}$
Konfigurationsfaktor	$K = 2 \pi a$	$K = \pi n (n+1) a;$ $n > 3$	$K = \pi n (n+1) (n+2) a$	$K = 2 \pi n (n+1) a;$ $n > 3$

5.5.2.2 Eignung der Gleichstromgeoelektrik zur Sondierung von Permafrost

Bereits in den 1940er Jahren wurde die Gleichstromgeoelektrik im kontinuierlichen Permafrost Alaskas für Tiefensondierungen angewandt (vgl. VONDER MÜHLL 1993). Hinsichtlich der Sondierung des alpinen Permafrostes kommen erste geoelektrische Messungen seit den 1950er Jahren und vermehrt seit den 1980er Jahren mit den Arbeiten von KING (1982) zum Einsatz. Im Fokus dieser geoelektrischen Untersuchungen standen Blockgletscher und die kürzlich frei gewordenen Gletschervorfelder (EVIN et al. 1990, HAUCK et al. 2003, KÄÄB & KNEISEL 2006, KNEISEL 2000 und KNEISEL & KÄÄB 2007). Mit den Arbeiten von KRAUTBLATTER (2007) und KRAUTBLATTER et al. (2010) erweitert sich der Kenntnisstand, sodass die tatsächlichen Temperaturen im gefrorenen Fels abgeleitet werden können.
Die Gleichstromgeoelektrik zählt, neben den geophysikalischen Methoden der Refraktionsseismik, der Elektromagnetik und dem Georadar, zu den Standardverfahren für die indirekte Erfassung der arktischen und alpinen Permafrostvorkommen. Eine Erläuterung dieser geophysikalischen Verfahren und eine Vorstellung beispielgebender Anwendungen geben HAUCK & KNEISEL (2008).
Aufgrund der Geräteverfügbarkeit kam für die Permafrostsondierung das geophysikalische Verfahren der Gleichstromgeoelektrik zur Anwendung.

Die elektrische Leitfähigkeit eines festen Materials verringert sich mit abnehmender Temperatur. Vor allem beim Unterschreiten des Gefrierpunktes erhöht sich die spezifische elektrische Widerständigkeit signifikant (BOROVINSKIJ 1969:12). Aus der Vielzahl an bisherigen Untersuchungen, beispielsweise von HAEBERLI et al. (1990), KING (1982), NEMOV (1993) und VONDER MÜHLL (1993), wird ersichtlich, dass die spezifische Widerständigkeit des Permafrostes von wenigen 1.000 Ωm bis 1 MΩm variiert.
Neben den verschiedenen geologischen Gegebenheiten in den jeweiligen Untersuchungsgebieten und der damit verbundenen Parametrisierung der elektrischen Leitfähigkeit, können drei weitere Erklärungen für die enorme Variabilität des spezifischen Widerstands des Permafrostes angeführt werden: a) Durch die sehr geringe elektrische Leitfähigkeit von Eis hat der unterschiedliche Eisgehalt im Permafrostkörper einen maßgeblichen Einfluss auf die Höhe der spezifischen Widerständigkeit. Folglich gilt: Je höher der Eisgehalt ist, desto höher

ist der spezifische Widerstand des Permafrostes.[75] b) Bei gleichem Eisgehalt können die verschiedenen spezifischen Widerstände auf die Genese der Eiskörper zurückgeführt werden. So konstatiert KNEISEL (2000:40f.) für die zwei genetisch-petrografisch klassifizierten Eistypen[76] charakteristische Widerstandswerte. Für sedimentäres Eis, welches über die Transformation von Schnee über Firn zu Eis dem typischen Gletschereis entspricht, liegt die spezifische Widerständigkeit oberhalb mehrerer MΩm. Die Werte des aus dem Gefrieren von Wasser im Untergrund entstandenen magmatischen Eises reichen von 10 kΩm bis wenige MΩm. c) Als dritte Erklärung für die verschiedenen spezifischen Widerständigkeiten können die unterschiedlichen Temperaturen im Permafrostkörper angeführt werden (BOROVINSKIJ 1969:12f.). Wie auch die Untersuchungen von KRAUTBLATTER et al. (2010) zeigen, nimmt der spezifische Widerstand im Festgestein mit abnehmender Temperatur bis -0,5 °C linear zu. Für Temperaturen unterhalb -0,5 °C erfolgt die Widerstandszunahme exponenziell, sodass Temperaturgradienten in diesem Bereich einen höheren Widerstandsgradienten zur Folge haben, als gleiche Temperaturgradienten in einem höheren Temperaturbereich. Konkret bedeutet dies: Je tiefer die Temperatur des Permafrostkörpers ist, desto höher ist sein spezifischer Widerstand.

5.5.3 Gleichstromgeoelektrikmessung im Untersuchungsgebiet

Im Gebirgsraum des Tien Shan fanden erste geoelektrische Untersuchungen in den 1960er Jahren von FILATOV et al. (1967) in den Tälern Kishi und Ulken Almaty und von BOROVINSKIJ (1969) im Gletschervorfeld des Gletschers Zentraler Tujuksu statt. Den Fokus auf die Existenz und Bewertung des alpinen Permafrostes gerichtet, führte NEMOV (1979) in den 1970er Jahren Messungen im inneren Tien Shan und Anfang der 1990er Jahre auf der Kosmosstation im vorliegenden Untersuchungsgebiet (NEMOV 1993) durch. Jüngste geoelektrische Messungen, welche im Auftrag der kasachischen Murenschutzorganisation „Kazselezaščita“ (KAZSELEZAŠČITA 2009) am Gletscher Manschuk Mametow durchgeführt wurden, reichen in das Jahr 1998 zurück.

In einer ersten Messkampagne 2009 wurden mit dem 4point light[77] Gerät der Firma Lippmann erste Tiefensondierungen im Untersuchungsgebiet durchgeführt (LENTSCHKE 2010). Die Messungen erfolgten an acht Bohrlochtemperaturmesspunkten mit bekanntem Temperaturverlauf im Untergrund. Hierbei wurden die Messauslagen der Tiefensondierung für die Messungen an dem jeweiligen Punkt über Kreuz ausgerichtet. So konnte überprüft werden, ob die Messergebnisse in sich konsistent sind und die Untergrundstruktur tatsächlich erfasst wurde. In der Auswertung der Ergebnisse zeigte sich jedoch, dass für einen Messpunkt teils stark voneinander abweichende vertikale Widerstandsverteilungen vorlagen. Dies ist mit dem heterogenen Aufbau des Untergrundes, speziell im Bereich der anthropogen gestalteten Kosmosstation, bei der unterirdische Leitungen und Metallbebauungen an der Oberfläche verlaufen, zu erklären. Von einer weiteren Anwendung der punktuellen Tiefensondierung wurde deshalb abgesehen.
Das Gerät wurde mit Unterstützung seitens der Firma Geoanalysis um 46 Elektroden, zwei 25-polige Kabel mit insgesamt 122,5 m Länge, eine Steckbox und zur unabhängigen Energieversorgung um ein Solarmodul erweitert. Für die weiteren geoelektrischen Messungen war es nun möglich, eine manuelle zweidimensionale Widerstandstomografie durchzuführen.

---

[75] Nach BOMMER et al. (2009:26f.) wird der Eisgehalt im Lockergestein bzw. des Permafrostkörpers in vier Typen unterteilt: a) eisarmes Lockergestein mit weniger als 10 Vol.-% Eisgehalt, b) Lockergestein mit einem durchschnittlichen Eisgehalt von 11 - 30 Vol.-%, c) eisreiches Lockergestein mit 31 - 70 Vol.-% Eisgehalt und d) mit Kies verschmutztem Eis mit bis zu 90 Vol.-% Eisgehalt.

[76] genetisch-petrografische Klassifizierung nach SHUMSKII (zitiert in KNEISEL 2000:40)

[77] Das Gerät arbeitet mit einem gepulsten Gleichstrom wechselnder Polarität im Frequenzbereich zwischen 0,26 Hz und 30 Hz (LIPPMANN 2009).

5.5.3.1 Prinzip und Anwendung der zweidimensionalen Widerstandstomografie

Bei der zweidimensionalen Widerstandstomografie werden mehrere Elektroden entlang einer Profillinie in einem definierten Abstand in die Erdoberfläche gesteckt. Der Elektrodenabstand *a* stellt hierbei einen Kompromiss zwischen erwünschter Erkundungstiefe und der horizontalen und vertikalen Auflösung[78] dar. Wie der Abbildung 27 zu entnehmen ist, erfolgt die Messung schichtweise. Beginnend mit dem einfachen Elektrodenabstand wird die Vierpunktmessung der Elektroden A, B, M und N über alle Elektroden des Profils geschaltet. Nach Aufnahme der ersten Schicht werden durch die schrittweise Erweiterung der Elektrodenabstände die tiefer liegenden Schichten erfasst, sodass als Ergebnis entlang der Profillinie eine zweidimensionale Widerstandsmessung vorliegt.

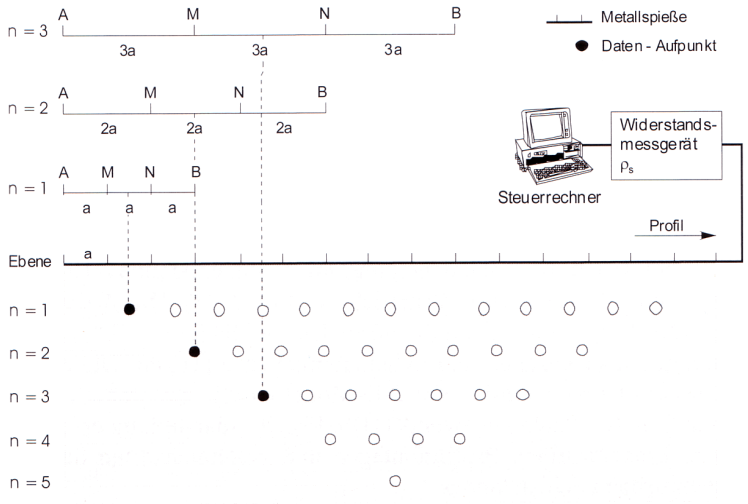


Abb. 27: Messprinzip einer Wenner-Alpha-Sondierung (KNÖDEL et al. 2005:151)

In Abhängigkeit der zu erwartenden Untergrundstrukturierung – im Falle der Permafrostbereiche kann von einer horizontalen Schichtung mit einem oberen Auftauhorizont und einem sich tiefer anschließenden Permafrostkörper ausgegangen werden – stellt die Wenner (Alpha) Konfiguration die geeignetste Elektrodenanordnung für die Messung dar.[79] Bei jeder Messung wurde, entsprechend der vor Ort gegebenen Möglichkeiten hinsichtlich der Auslagen- bzw. Profillänge, die maximale Erkundungstiefe angestrebt, die in der Mehrzahl der Messungen ca. 16 m betrug.

Besondere Sorgfalt erforderte die genaue Absteckung und Erdung der Elektroden, da ein Versatz in Profilrichtung oder seitlich zum Profil oder eine unzureichende galvanische Ankopplung einzelner Elektroden eine Fortpflanzung der fehlerhaften Messwerte bedeuten würde. In Einzelfällen musste die Elektrode seitlich zum Profil versetzt werden, da an diesen Stellen ein größerer Stein dies erforderlich machte. Nach HOMILIUS & FLATHE (zitiert in KNÖDEL et al. 2005:149) bleibt ein seitlicher Versatz bis maximal 20 % des Elektrodenabstands ohne Auswirkung auf die Messung. Eine anschließende Fehlerbereinigung der Messung war somit nicht erforderlich. Da die meisten Datenaufnahmen auf grobblockigem Untergrund erfolgten, musste die galvanische Ankopplung erhöht werden. Hierfür wurde, zur

[78] Das Auflösungsvermögen von Störkörpern entspricht im Allgemeinen *a*/2.

[79] Ebenso wäre die Schlumberger-Konfiguration geeignet, jedoch wurde wegen der höheren Anzahl an Einzelmessungen bzw. wegen dem höheren Zeitaufwand, bedingt durch das Umstecken der Elektroden, darauf verzichtet.

Erhöhung der Kontaktfläche zum Untergrund, jede Elektrode durch einen Schwamm gestochen und zusätzlich mit einer Salzlösung[80] angegossen.
Des Weiteren fand die Topografie jedes Profils Berücksichtigung. Ab einer Oberflächenneigung von mehr als 10° wird das Stromfeld im Untergrund signifikant deformiert, da sich der Strom in Mulden konzentriert und im Bereich der Hügel divergiert (TELFORD et al. 1990:532f.). So musste entlang der Profile die Oberflächengestalt erfasst und in die Modellierung der Widerstandsverteilung einbezogen werden. Die Topografie wurde mittels einer Schlauchwaage aufgenommen, wobei der Höhenunterschied zwischen zwei Elektroden mit zwei senkrecht stehenden Zollstöcken und einem zwischen ihnen befindlichen wassergefüllten Schlauch ermittelt wurde.
Um eine unverfälschte Messung zu erhalten, wurde darauf geachtet, dass während der Messung stabile Witterungsbedingungen und somit gleiche Bodenfeuchtebedingungen herrschten. Ebenso musste für eine störungsfreie Aufnahme der korrekten Auslage des Profils Rechnung getragen werden. So musste beispielsweise in unmittelbarer Nähe der Murenanrisszone oder eines Moränensees das Profil in einem Abstand, entsprechend der ungefähren Erkundungstiefe der Messung, ausgelegt werden, da bei Unterschreitung der elektrische Halbraum gestört werden würde und fehlerhafte Messungen die Folge wären.

5.5.3.2 Standorte

Durch die Auswahl der Standorte sollten die Existenz des Permafrostes im Bereich schon vorhandener Murenbahnen nachgewiesen und Rückschlüsse auf dessen stabilisierende Wirkung des Lockermaterials gezogen werden. Es wurden auch die Bereiche der Moränenseen untersucht, wie sie bereits von ALËŠIN et al. (2009) für einzelne Moränenseen in Kirgisien zur Einschätzung der Stabilität bzw. deren Potenzial für das Auslösen eines glazialen Murenereignisses durchgeführt wurden. Als methodische Ergänzung und Vergleich zu den vorliegenden Arbeiten von GORBUNOV (1982), GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979), MARČENKO (2003), MARCHENKO (2001), MARCHENKO et al. (2007) und SEVERSKIJ (2008) wurden die Messungen in verschiedenen Höhenstufen in einem Teilgebiet des Untersuchungsgebietes vorgenommen. Zur besseren Interpretation der eigenen Daten wurden diese mit den Messungen an Punkten von so genannten Referenzstandorten verglichen, von denen der Temperaturverlauf im Untergrund und die Untergrundstruktur bzw. der Eisgehalt bekannt waren.
Während zweier Messkampagnen in den Monaten Juli und August der Jahre 2010 und 2011, dem Zeitraum maximaler Mächtigkeiten des Auftauhorizontes, wurden insgesamt 38 geoelektrische Messungen an 11 der 13 Untersuchungsobjekte zur Permafrostsondierung durchgeführt. Von den Messungen ausgenommen wurden hierbei die Untersuchungsobjekte M1-Koktscheka und M3-Mramornyj. Die geringe Höhenlage des Objektes M1-Koktscheka schließt die Existenz von Permafrost aus. Für das Untersuchungsobjekt M3-Mramornyj war aufgrund der enormen Steilheit des Einzugsgebietes eine Messung nicht möglich. Je nach Größenordnung der Untersuchungsobjekte und der Durchführbarkeit wurde eine unterschiedliche Anzahl von Messungen an den jeweiligen Untersuchungsobjekten vorgenommen. Deren Positionen und Bezeichnung sind in der nachfolgenden Abbildung 28 skizzenhaft wiedergegeben. Ergänzend sind in dieser Abbildung die Höhenuntergrenzen der kontinuierlichen (3.500 m ü.d.M.), diskontinuierlichen (3.200 m ü.d.M.) und inselhaften (2.700 m ü.d.M.) Permafrostzonen nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979:68ff.) wiedergegeben, jedoch nur approximativ, da die expositionsbedingten Abweichungen der Höhengrenzen hierbei nicht berücksichtigt wurden.

[80] Die Messungen im Labor ergaben ein geeignetes Wasser-Salz-Lösungsverhältnis von 1:6,6.

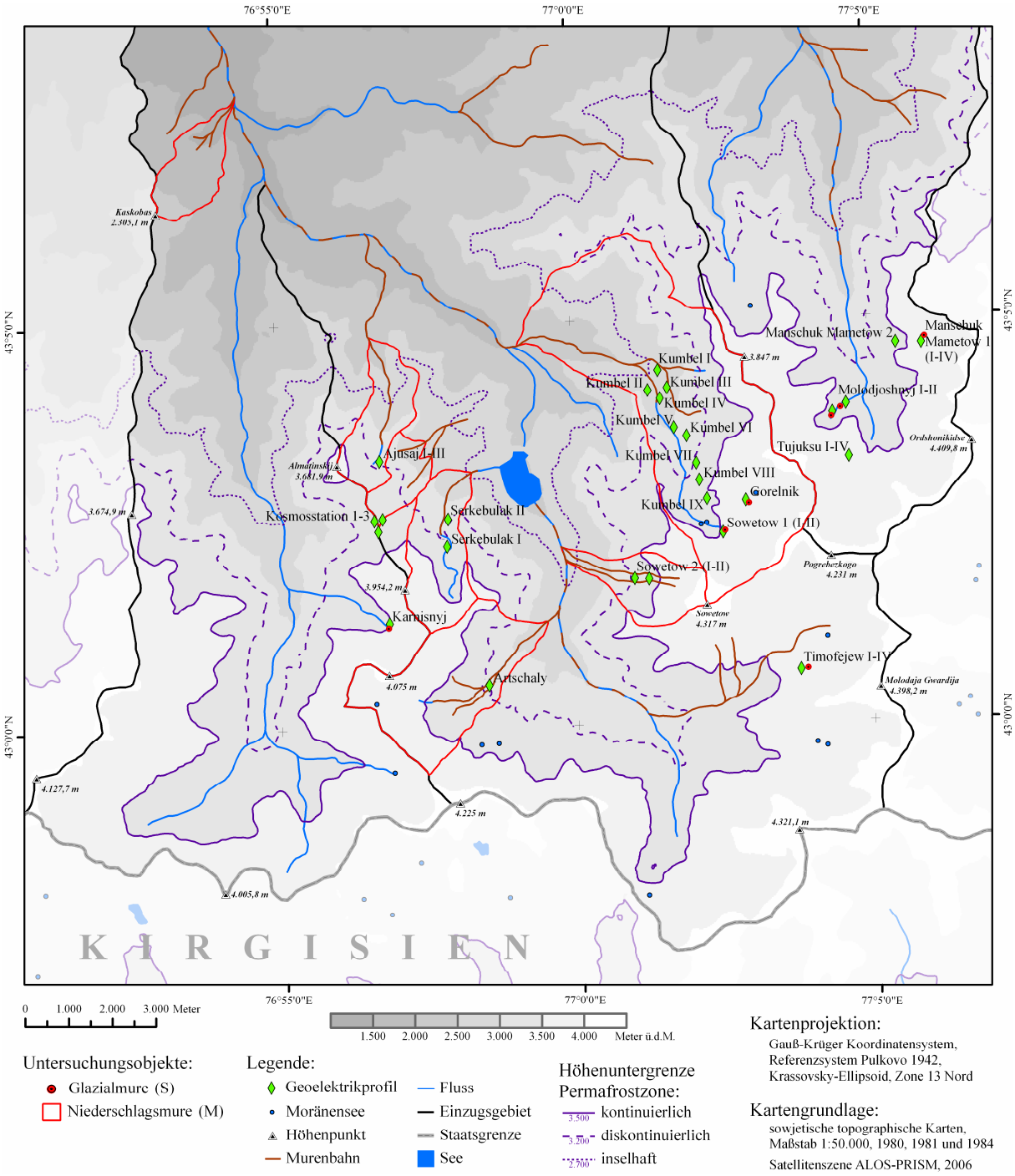


Abb. 28: Lage der Geoelektrikprofile im Untersuchungsgebiet mit Darstellung der approximativen Höhenuntergrenzen der verschiedenen Permafrostzonen nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979:68ff.)

5.5.3.3 Datenverarbeitung

Um eine geeignete Qualität der Messdaten sicherzustellen, wurden entsprechende Voreinstellungen[81] am Gerät vorgenommen. Nach dem Auslesen der Datensätze wurden diese

[81] Einstellungen des automatischen Messmodus des Gerätes 4point light: Die Stromstärke der Messung betrug mindestens 100 mA, um so bei möglichen Ankopplungsproblemen den Strom „überspringen“ zulassen. Der Fehler für die direkte, nicht phasenverschobene Spannung U0 wurde auf 0,2 % begrenzt. Die Anzahl der Messungen für einen Messwert wurde auf 10 festgelegt, damit der eingegebene U0-Fehlergrenzwert eingehalten werden konnte.

analysiert und fehlerhafte Messwerte zur späteren Entnahme kenntlich gemacht. Anschließend musste der Datensatz konvertiert und die Topografiedaten eingearbeitet werden.
Die Bearbeitung und Ergebnisdarstellung der Daten erfolgte mit dem Programm Res2Dinv von Geotomo Software. Grundlage des Programms ist ein Inversionsmodell, welches die gemessenen scheinbaren spezifischen Widerstände mit den simulierten spezifischen Widerständen vergleicht und mit der sich daraus ergebenden Korrektur die wahren spezifischen Widerstände berechnet. Darauf folgt ein erneuter Vergleich dieser simulierten Daten mit den gemessenen Werten und die wiederholte Berechnung des Modells. Diese iterative Vorwärtsmodellierung wird so häufig wiederholt, bis die Abweichung zwischen den gemessenen und simulierten Werten sehr klein ist. Ein Maß für die Qualität des so errechneten Modells wird durch den Wert der kleinsten Fehlerquadrate, dem RMS-Fehler, angegeben. Dieser wird zwar mit jeder Iteration kleiner, jedoch stimmen die modellierten Widerstandswerte nicht notwendigerweise mit einem realistischen Inversionsmodell überein. Für die meisten Modelle wurde nur bis zur signifikanten Änderung des RMS-Fehlers, meist bis zur fünften Iteration, gerechnet. Darüber hinaus berechnete Modelle zeigten eine Überanpassung der Daten, das heißt eine geringfügige Abnahme des RMS-Fehlers mit übermäßigem Anstieg der simulierten Widerstandswerte. Vor allem die hohen spezifischen Widerstandswerte hätten in Folge einen gefrorenen Untergrund suggeriert.

Beim Übergang vom ungefrorenen zum gefrorenen Untergrund ist mit einem starken Anstieg des spezifischen Widerstands zu rechnen. Um diese hochwiderständigen Bereiche besser abgrenzen zu können, wurde für die Modellierung aller Messdaten eine entsprechende Grundeinstellung des Inversionsmodells, die im Anhang 11.12 (Seite 176) aufgeführt ist, vorgenommen.
Für das Inversionsmodell können prinzipiell zwei Inversionen unterschieden werden: Die „smoothness constrain“-Inversion berechnet eher gleichmäßige Widerstandsgradienten und gibt diese in der grafischen Darstellung als kontinuierliche Übergänge zwischen den verschieden widerständigen Schichten wieder. Im Gegensatz dazu, werden mit der verwendeten „robust constraint“-Inversion benachbarte unterschiedlich hohe Widerstände nicht geglättet, sondern der Widerstandsgradient verschärft (GEOTOMO SOFTWARE 2004:88f.). Als Inversionsmethode wurde die konventionelle Gauss-Newton-Methode verwendet.
Zusätzlich wurden die Widerstandsgradienten rechnerisch durch Halbierung des eigentlichen Elektrodenabstands der Messung im Inversionsmodell verschärft. Wie die nachfolgende Abbildung 29 zeigt, wird der berechnete Wert des spezifischen Widerstands der farbig gekennzeichneten Störkörper für die im Deckungsbereich betroffenen Zellen angenommen. Nach einer Halbierung des Elektrodenabstands bzw. der Zellenbreite beschränkt sich der berechnete Widerstandswert auf einen kleineren tatsächlich beeinflussten Zellenbereich, der den Störkörper besonders herausstellt. Zusammen mit den anderen eingestellten Modellparametern führt dieser zu einer starken Wertevariabilität und folglich zur besseren Differenzierung der Strukturen im Oberflächennahbereich.

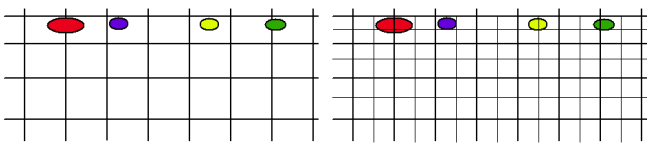


Abb. 29: Effekt der Halbierung des Elektrodenabstands (LOKE 2004:68)

Hinsichtlich der zu berücksichtigenden Topografie im Inversionsmodel wurde die Schwartz-Christoffel-Transformationsmethode verwendet (GEOTOMO SOFTWARE 2004:33f.). Bezüglich

der Tiefenangaben ist zu beachten, dass in den Darstellungen der Geoelektrikprofile für diese 10 % abzuziehen sind (GEOTOMO SOFTWARE 2004:8).
Alle weiteren Einstellungen des Inversionsmodells, wie Dämpfungsfaktor, Filterfaktor oder der Faktor des Verhältnisses vertikaler zu horizontaler Auflösung, wurden durch einen qualitativen Vergleich der unterschiedlichen Modellparameter individuell festgelegt. Hierbei wurden für die jeweiligen Einstellungen die einzelnen berechneten Werte und Unsicherheiten des Modells einander gegenübergestellt. Im Wesentlichen zeigte sich, dass durch die festgelegten Grundeinstellungen des Inversionsmodells die Struktur des Untergrundmodells identisch blieb und sich nur im Detail verbessern ließ.

5.5.3.4 Ergebnisdarstellung der Geoelektrikmessungen an den Referenzstandorten

Wie bereits in der Beschreibung der vier Permafrostzonen erläutert, muss für den Permafrost im Untersuchungsgebiet von unterschiedlichen Temperaturen des Permafrostkörpers, welche nach Angaben von GORBUNOV et al. (1998:571) für die Täler Kishi und Ulken Almaty im Bereich von -1,5 °C bis < 0 °C liegen, ausgegangen werden. Ebenso weist der Permafrost im Untersuchungsgebiet stark variierende Eisgehalte von 5 % bis maximal 70 % (GORBUNOV & & ERMOLIN 1981:61) auf. Es ist demnach anzunehmen, dass für die eigenen Messungen variierende scheinbare spezifische Widerstandswerte eher auf unterschiedliche Eisgehalte als auf unterschiedliche Temperaturen zurückzuführen sind.
Um dies in der Auswertung der Geoelektrikprofile berücksichtigen zu können, wurden zur Eichung und somit zur besseren Interpretation der Messungen vier Messungen an Referenzstandorten mit bekannten Permafrostvorkommen und Informationen zum Eisgehalt durchgeführt.
Die Widerstandstomogramme der Messungen sind in der nachfolgenden Abbildung 30 dargestellt. Beim Vergleich der grafischen Darstellungen aller Profile ist zu berücksichtigen, dass die Farbcodierung unterschiedliche Werte wiedergibt und eine Gleichsetzung nicht gestatten.

- Kosmosstation 3 (I) – Das Profil mit einer Länge von 98 m und einem Elektrodenabstand von 2 m wurde in der Nähe der Kosmosstation in 3.321 m ü.d.M. aufgenommen. Es verläuft in nordöstlich-südwestlicher Richtung, auf einem schwach nach Osten geneigten Hang. Ein Angießen der Elektroden war aufgrund der vollständig üppigen Grasbedeckung nicht nötig. Bei 53 m Profillänge (↓ - Standort im Widerstandstomogramm, Abb. 30) und in einem Abstand von 3 m befindet sich der Bohrlochtemperaturmesspunkt von MARČENKO[82]. Sowohl nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979:68) als auch nach MARČENKO (2003:79) befindet sich das Profil in der Zone des diskontinuierlichen Permafrostes. Der Eisgehalt in diesem Bereich liegt nach Kartendarstellung von SEVERSKIJ & GORBUNOV (1978) bei unter 10 %.
  Wie im Geoelektrikprofil zu erkennen, zeichnet sich ein mit hohen spezifischen Widerständen gekennzeichneter linsenhafter Bereich von 2.800 - 4.600 Ωm beginnend in etwa 4,5 m Tiefe ab. Dies stimmt näherungsweise mit den Daten von MARČENKO[83], welche den gefrorenen Untergrund ab 4,2 m Tiefe markieren, überein. Der für dieses Profil den Permafrost charakterisierende Wertebereich der spezifischen Widerstände scheint gering zu sein. Nach einem zusätzlichen Vergleich mit den Messwerten von NEMOV (1979, 1993) entsprechen diese dennoch einem gefrorenen Untergrund, was auf einen geringen Eisgehalt im Permafrostkörper zurückzuführen ist. Der widerständigere Kernbereich von ca. 4.600 Ωm lässt einen höheren Eisgehalt vermuten.

[82] Der Temperaturmesspunkt wird mit der Bezeichnung „K2 Cosmostation“ in der CALM-Datenbank (BROWN et al. 2000:212) geführt.
[83] Daten erhalten von Dr. Sergej S. Marčenko am 12.10.2010.

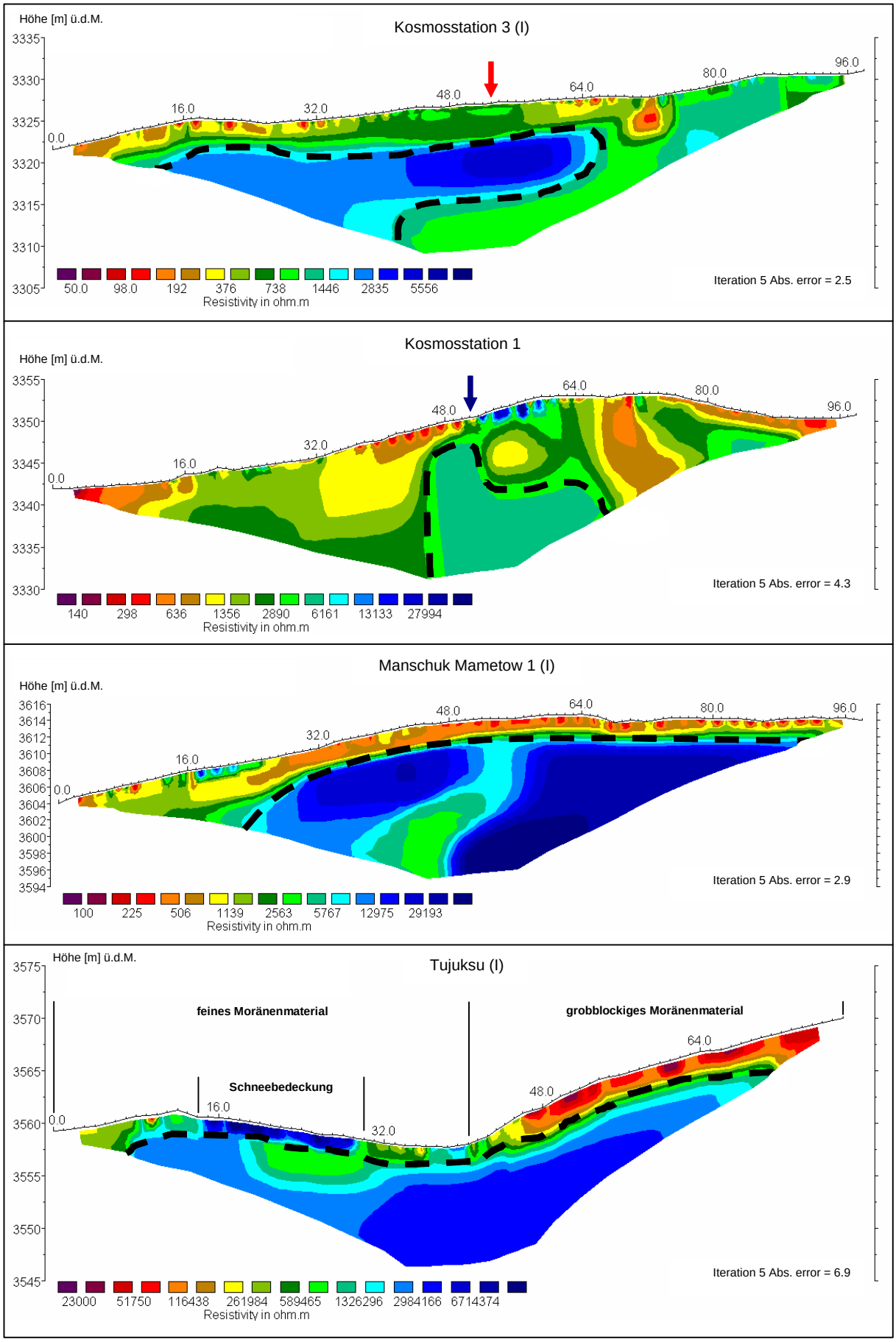


Abb. 30: Widerstandstomogramme der Referenzstandorte (gestrichelte Linie - Abgrenzung zum Permafrostkörper, ↓ - Standort der Bohrlochtemperaturmesspunkte; Profillänge in [m])

Eine quer zu diesem Profil angelegte Messung bei etwa 39 m (Kosmosstation 3 (II)) verdeutlicht zusätzlich die linsenhafte, lokale Ausbreitung des Permafrostkörpers mit geringer Tiefenerstreckung. Der Bereich zwischen 70 m und 73 m des Profils, knapp unterhalb der Geländeoberfläche, deutet auf die quer zum Profil verlaufende Wasser- oder Stromleitung hin.

- Kosmosstation 1 – Dieses Profil wurde in unmittelbarer Nähe der Kosmosstation mit gleichen Profilparametern hinsichtlich Gesamtlänge, Elektrodenabstand und Orientierung wie im Profil Kosmosstation 3 (I) aufgenommen. Es befindet sich ebenfalls in der diskontinuierlichen Permafrostzone, jedoch 20 m höher auf 3.342 m ü.d.M. im Sattelbereich der aneinander angrenzenden Einzugsgebiete des Flusses Prochodnaja und des Flusses Ulken Almaty. Aufgrund der Grasbedeckung war eine gute Ankopplung der Elektroden möglich. Lediglich zwischen 53 m und 58 m war der Boden stark verdichtet, sodass die Elektroden angegossen werden mussten. Die in der Abbildung 31 dargestellten Temperaturwerte des bei 51 m Profillänge befindlichen Bohrlochtemperaturmesspunktes „Lawinka K70“[84] (↓ - Standort im Widerstandstomogramm, Abb. 30) zeigen den Permafrostspiegel bei etwa 3 m Tiefe an. Verglichen mit den Geoelektrikdaten korrespondiert der Temperaturverlauf von „Lawinka K70“ bzw. der sich in 3,5 m Tiefe abzeichnende Permafrostkörper sehr gut mit den hohen spezifischen Widerstandswerten von etwa 6.000 Ωm in dieser Tiefe. Laut Kartendarstellung der Permafrostverbreitung von SEVERSKIJ & GORBUNOV (1978) weist der Permafrost an dieser Stelle einen Eisgehalt von 10 - 20 % auf. Zudem belegen stratigrafische Aufnahmen der Bohrlöcher, dass in 4,0 - 4,5 m Tiefe 15 - 20 cm große Eislinsen in der Moräne eingeschlossen sind[85]. Dies würde im Vergleich mit den Daten vom Profil der Kosmosstation 3 (I) die höheren spezifischen Widerstände erklären. Seitlich des höherwiderständigen Bereiches sind die vertikalen Widerstandsänderungen diffus, was ein Permafrostvorkommen ausschließen lässt. Vereinzelte, anthropogen bedingte Störeffekte, wie ober- und unterirdisch verlaufende Rohrleitungen, zeichnen sich im Profil bei 56 m Profillänge und -4,5 m Tiefe und bei 70 m Profillänge unmittelbar an der Oberfläche ab.

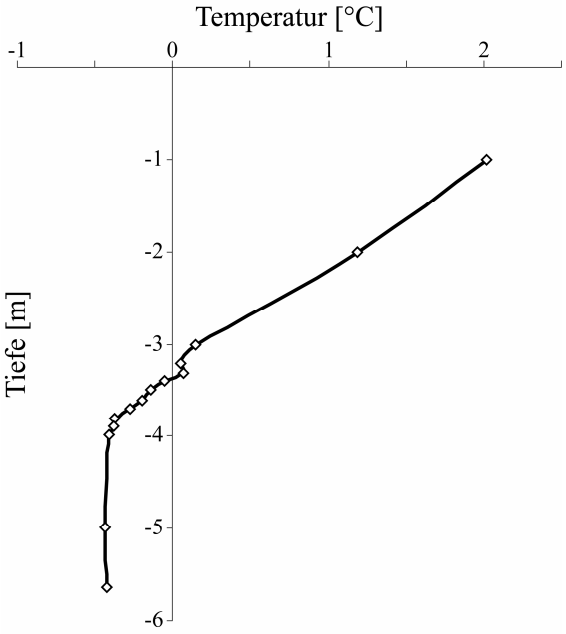


Abb. 31: Temperaturprofil von „Lawinka K70“ im September 2009 (KLP-AdW)

- Manschuk Mametow 1 (I) – Dieses auf der Moräne des Gletschers Manschuk Mametow aufgenommene Profil liegt in 3.604 m ü.d.M. Es hat eine Länge von 98 m und ist nach Nordosten orientiert. Aufgrund der schuttbedeckten Oberfläche mussten alle Elektroden mit einer Salzlösung angegossen werden. Hinsichtlich der morphologischen Form gleichen die Randbereiche der Moräne einem Blockgletscher, was die Existenz von Permafrost mit einem hohen Eisanteil erwarten lässt. Am Tag der

[84] Die Daten wurden vom Kasachischen Laboratorium für alpinen Permafrost des Permafrostinstitutes „P. I. Melnikov“ der Russischen Akademie der Wissenschaften zur Verfügung gestellt.

[85] Die Daten sind in Materialien eines unveröffentlichten Arbeitsberichts von Dr. Edurad V. Severskij enthalten.

Messung fanden Arbeiten von Mitarbeitern der kasachischen Murenschutzorganisation „Kazselezaščita“ zur Seespiegelabsenkung des Untersuchungsobjektes S6-Manschuk Mametow statt. Hierbei wurde die Rinne des oberflächlichen Abflusses eingetieft. Die vorgenommenen Abtragungen des Materials zeigen ab einer Tiefe von etwa 2 m massives Eis im Moränenmaterial. Die Untersuchungen von GORBUNOV et al. (1998:572) quantifizieren den Eisgehalt ab 2,25 m Tiefe in diesem Bereich auf bis zu 60 %.
Im Geoelektrikprofil zeigt sich nahezu durchgängig bis 2 m Tiefe und im vorderen Bereich bis 6 m Tiefe der saisonale Auftaubereich, der für Blockgletscher charakteristische Blockmantel. Die Werte des spezifischen Widerstands innerhalb des Permafrostkörpers variieren zwischen 3 kΩm und 65 kΩm und sind durch die unterschiedlichen Eisgehalte im Permafrostkörper zu erklären. Im Vergleich zu den Daten von NEMOV (zitiert in GORBUNOV 1979:28) auf Blockgletschern im Tal Kerbin, welches im Einzugsgebiet des Flusses Tschilik gelegen ist, zeigt sich eine gute Übereinstimmung. Hier werden von NEMOV für die Bereiche der Blockgletscher mit höherem Eisgehalt Widerstandswerte von 40 kΩm und mit geringerem Eisgehalt von 20 kΩm angegeben.

- Tujuksu I – Die westliche Seitenmoräne des Gletschers Tujuksu wurde als Referenzstandort gewählt. Das Profil wurde in 3.559 m ü.d.M. mit 40 Elektroden in einem Abstand von 2 m auf einer Gesamtlänge von 78 m in Ost-West-Richtung ausgelegt. Das Profil beginnt im westlichen Randbereich des Gletschers. Zwischen 14 - 30 m Profillänge ist der Gletscher schneebedeckt. Feineres Moränenmaterial bedeckt die Gletscherfläche auf der Länge des Profils zwischen 0 - 14 m und 30 - 40 m Profillänge. Ab 40 m Profillänge beginnt der Anstieg der Seitenmoräne. Ähnlich dem Profil Manschuk Mametow 1 (I) lässt sich eine Blockauflage von Moränenmaterial auf stark gefrorenem, enorm eisreichen Untergrund abgrenzen. Aufgrund der sehr hohen spezifischen Widerstände kann hier von moränenbedecktem Gletschereis ausgegangen werden, sodass dieser Bereich eher als Mittel- bzw. Obermoräne angesprochen werden sollte.
  Die hohen oberflächennahen spezifischen Widerstände sind auf das grobblockige Moränenmaterial, das nur vereinzelte Berührungspunkte untereinander aufweist, zurückzuführen und musste mit Schwämmen und Salzlösung besonders sorgfältig angekoppelt werden. Der Bereich des unmittelbaren Gletschereises hebt sich durch die enorm hohen spezifischen Widerstandwerte bis zu 4,5 MΩm im ganzen Profil deutlich hervor. Lediglich der schneebedeckte Bereich zeigt Werte über 5 MΩm, was durch die noch deutlich geringere Leitfähigkeit von Schnee im Vergleich zum Gletschereis zu erklären ist.

5.5.3.5 Auswertung aller Messungen

Auf Basis der beschriebenen und interpretierten Geoelektrikprofile der Referenzstandorte und der Kenntnisse zur dortigen Untergrundstruktur (GORBUNOV & ERMOLIN 1981, GORBUNOV et al. 1998 und SEVERSKIJ 2007) konnten die restlichen Messungen nicht nur hinsichtlich des Permafrostvorkommens, sondern auch auf den Eisgehalt des Permafrostkörpers bezogen, ausgewertet werden.
Dass die unterschiedlichen Widerstandswerte tatsächlich auf die verschiedenen Eisgehalte im Permafrostkörper und nicht auf stärkere Temperaturunterschiede zurückzuführen sind, bestätigt der Vergleich mehrerer Messungen, die an ein und demselben Untersuchungsobjekt stattgefunden haben (beispielsweise Timofejew I - III). So sind bei gleichen Bedingungen hinsichtlich Oberflächenbedeckung, Höhenlage, Exposition und Morphometrie des Objektes verschiedene Widerstandswerte gemessen worden.

Insgesamt werden vier Klassen des Eisgehaltes in Abhängigkeit des Widerstands unterschieden:

I	sehr geringer Eisgehalt (sgE)	$x < 6$ kΩm
II	geringer Eisgehalt (gE)	6 kΩm $\leq x < 20$ kΩm
III	hoher Eisgehalt (hE)	20 kΩm $\leq x < 40$ kΩm
IV	begrabenes Eis (bE)	40 kΩm $\leq x$

Der Eisgehalt wird aufgrund der Anzahl der Messungen approximativ abgeschätzt und folglich nicht quantifiziert. Eine ungefähre Abschätzung des Eisgehalts zur Bewertung der Wirksamkeit der möglichen Klimaänderung auf den Permafrost ist dennoch notwendig, da es zum Abtauen eines Permafrostkörpers mit einem hohen Eisgehalt deutlich höherer klimatischer Temperaturänderungen bedarf als bei einem gefrorenen Untergrund mit sehr geringem Eisgehalt.
In der nachstehenden Tabelle 10 sind die Ergebnisse der Messungen zusammengefasst[86]. Die jeweiligen Angaben beinhalten zusätzlich Informationen zur Permafrostverbreitung nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979), MARČENKO (2003) und SEVERSKIJ & GORBUNOV (1978).

Insgesamt konnte mit der Gleichstromgeoelektrik der Permafrost gut sondiert werden, lediglich in fünf Fällen war keine eindeutige Aussage zur Existenz des Permafrostes möglich. Diese Standorte befinden sich in der Zone des inselhaften Permafrostvorkommens und im stark anthropogen beeinflussten Bereich der Kosmosstation. Die höherwiderständigen Bereiche der vier Standorte im Kumbel (Kumbel I - IV) liegen mit ca. 2 m zu dicht unterhalb der Oberfläche, um diese eindeutig als Permafrost zu interpretieren. Möglicherweise sind diese Strukturen auf eine erhaltene saisonale Gefrornis, die aufgrund der durch die Witterungslage länger liegen gebliebenen Schneedecke erhalten blieb, zurückführen. Da aber auch größere Gesteinskörper für die Struktur im Geoelektrikprofil ursächlich sein können, kann keine eindeutig abschließende Interpretation vorgenommen werden. Dass diese Strukturen auch auf eine mögliche Permafrostexistenz hindeuten, kann aufgrund des Glazialmurenereignisses vom 03. - 04. August 1977 abgeleitet werden. Die Mure schuf infolge starker Tiefenerosion in 3.050 m ü.d.M. einen natürlichen Aufschluss von 3,5 m unter Geländeoberfläche. In 3 m Tiefe des Schurfes, unterhalb des gröberen Substratgemisches aus Blöcken und Kiesen, war eine epigenetische Eislinse erkennbar (ERMOLIN 1980:151).
Für acht Standorte ist die Existenz von Permafrost auszuschließen, obwohl diese in Gunstlagen an nordexponierten Hängen in der Zone des diskontinuierlichen bis inselhaften Permafrostes liegen. Eine gute Übereinstimmung der geoelektrischen Messungen mit der Permafrostverbreitung zeigen die übrigen 25 Messungen, bei denen der Permafrost in der kontinuierlichen bis diskontinuierlichen Permafrostzone nachgewiesen werden konnte.
In einigen dieser Messungen werden kleinräumige Effekte der oberflächlichen Abflüsse deutlich, die auf die Existenz des Permafrostes verweisen. Dies zeigt sich am Beispiel der Messungen in den Gebieten Molodjoshnyj I und II (Anhang 11.13, Seite 177). Im Profilbild Molodjoshnyj I ist der Permafrostkörper deutlich unterhalb des Abflusses erkennbar. Bei größeren Oberflächenabflüssen ist dieser Talikbereich noch mächtiger ausgeprägt und kann mit der angewandten Messmethode, die nur bis ca. 17 m Tiefe reicht, erfasst werden. Dies unterstreicht die Messung im Gebiet Molodjoshnyj II.
Die aus den Geoelektrikprofilen bestimmte minimale Mächtigkeit des Auftauhorizontes liegt zwischen 1 m und 5 m. Unter Berücksichtigung der Höhe, der geomorphologischen Makroexposition und der Oberflächenbedeckung bestätigt sich, trotz der geringen Messanzahl, der Zusammenhang zwischen der Mächtigkeit des Auftauhorizontes und den erstgenannten

[86] Im Anhang 11.13 (Seite 177) bzw. 11.14 (Seite 188) sind Profilbilder, Interpretation, Lagebeschreibung, Erläuterung der Datenbearbeitung und detaillierte Angaben zur Messung (Datum, Koordinaten, Höhe, PR, EAZ, EAS und PL) zusammengestellt.

Parametern. Es zeigt sich, dass durch die hohe Übereinstimmung hinsichtlich der modellierten bzw. generalisierten Permafrostverbreitung von GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979), MARČENKO (2003) und SEVERSKIJ & GORBUNOV (1978) die geoelektrische Messung als methodische Ergänzung sinnvoll ist.

Tab. 10: Zusammenfassung der geoelektrischen Messdaten mit Angaben zu den Permafrostzonen (PZ) nach SEVERSKIJ & GORBUNOV (1978), GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) (siehe Tabelle 8, Seite 76)

Profilbezeichnung	Permafrost-nachweis	Mächtigkeit der Auftau-schicht [m]	Eisgehalt	Zuordnung - Untersu-chungsobjekt	Höhe [m] ü.d.M.	Expo-sition	PZ nach SEVERSKIJ/ GORBUNOV - MARČENKO
Ajusaj I	nein	-	-	M2-Ajusaj	3.235	N	dk-dk
Ajusaj II	nein	-	-	M2-Ajusaj	3.185	N	i-dk
Ajusaj III	nein	-	-	M2-Ajusaj	3.150	N	i-dk
Artschaly	nein	-	-	M4-Artschaly	3.177	E	i-dk
Gorelnik	ja	2,0	gE-hE	S4-Gorelnik	3.589	W	k-k
Karnisnyj	ja	5,0	sgE	S1-Karnisznyj	3.513	W	k-k
Kosmosstation 1	ja	3,0	sgE	Referenzstandort	3.342	NE	dk-dk
Kosmosstation 2	n.e.	-	-	keine Zuordnung	3.332	N	dk-dk
Kosmosstation 3 (I)	ja	4,5	sgE	Referenzstandort	3.321	E	dk-dk
Kosmosstation 3 (II)	ja	4,5	sgE	Referenzstandort	3.316	E	dk-dk
Kumbel I	n.e.	-	-	M7-Kumbel	2.838	N	i-i
Kumbel II	n.e.	-	-	M7-Kumbel	2.912	N	i-i
Kumbel III	n.e.	-	-	M7-Kumbel	2.918	N	i-i
Kumbel IV	n.e.	-	-	M7-Kumbel	2.954	N	i-i
Kumbel V	nein	-	-	M7-Kumbel	2.996	N	i-i
Kumbel VI	nein	-	-	M7-Kumbel	3.097	W	i-i
Kumbel VII	ja	3,5	gE	M7-Kumbel	3.226	W	dk-dk
Kumbel VIII	nein	-	-	M7-Kumbel	3.325	W	dk-dk
Kumbel IX	nein	-	-	M7-Kumbel	3.470	W	dk-dk
Manschuk Mametow 1 (I)	ja	2,0	hE	S6-M. M. + Refe.	3.604	W	k-k
Manschuk Mametow 1 (II)	ja	3,0	gE	S6-M. M. + Refe.	3.593	W	k-k
Manschuk Mametow 1 (III)	ja	2,0	sgE-gE	S6-M. M. + Refe.	3.600	W	k-k
Manschuk Mametow 1 (IV)	ja	2,0	hE-bE	S6-Manschuk M.	3.603	W	k-k
Manschuk Mametow 2	ja	3,0	hE-bE	keine Zuordnung	3.452	W	dk-dk
Molodjoshnyj I	ja	2,0	gE-hE	S5-Molodjoshnyj	3.461	N	dk-dk
Molodjoshnyj II	ja	2,0	gE-bE	S5-Molodjoshnyj	3.431	N	dk-dk
Serkebulak I	ja	5,0	sgE	M5-Serkebulak	3.248	N	dk-dk
Serkebulak II	ja	4,5	sgE	M5-Serkebulak	3.142	NW	i-dk
Sowetow 1 (I)	ja	4,0	sgE	S3-Glet. Sowetow	3.549	NW	k-k
Sowetow 1 (II)	ja	4,0	sgE-gE	S3-Glet. Sowetow	3.561	NW	k-k
Sowetow 2 (I)	ja	2,0	sgE	M6-Sowetow	3.241	W	dk-dk
Sowetow 2 (II)	ja	3,0	sgE	M6-Sowetow	3.368	W	dk-dk
Timofejew I	ja	3,0	sgE	S2-Timofejew	3.602	W	k-k
Timofejew II	ja	1,5	gE-bE	S2-Timofejew	3.620	W	k-k
Timofejew III	ja	3,0	sgE	S2-Timofejew	3.620	W	k-k
Tujuksu I	ja	3,0	bE	Referenzstandort	3.559	N	k-k
Tujuksu II	ja	3,5	gE	Referenzstandort	3.556	N	k-k
Tujuksu III	ja	1,0	bE	Referenzstandort	3.564	N	k-k

Durch eine höhere Dichte der Messstandorte entlang eines Transektes ließen sich einzelne Permafrostkörper auch innerhalb der diskontinuierlichen und inselhaften Permafrostzone sondieren. Neben der Validierung der bisherigen Modelle durch die Ergebnisse der Geoelektrikmessung können diese, ergänzt durch die Abschätzung des Flächenanteils des Permafrostes im Widerstandstomogramm und der Vegetationsbedeckung, zur Modellierung der Permafrostverbreitung innerhalb des Untersuchungsgebietes herangezogen werden (vgl. FISCHER et al. 2011 und FISCHER et al. 2013).

5.5.4 Bewertung als murenbildender Faktor

Für die Bewertung des Permafrostes als murenbildender Faktor der Niederschlags- und Glazialmuren müssen drei Kriterien unterschieden werden: a) Existenz des Permafrostes in unmittelbarer Nähe der Murenbahn bzw. im Moränenkörper des Moränensees, b) Größe des Permafrostkörpers und c) Eisgehalt im Permafrostkörper. Hierbei muss der rezente Einfluss des Permafrostes als murenbildender Faktor für die beiden Untersuchungsobjekte unterschiedlich bewertet werden.

Niederschlagsmuren – Um das durchnässtes Lockermaterial im Startzonenbereich rezenter Murenbahnen durch Permafrost zu stabilisieren und so das Abscheren des Lockermaterials zu verhindern, muss der Permafrost direkt in der Nähe der Murenanrisskante existent sein.
Grundlegend wurde versucht, alle Messungen in diesen Bereichen durchzuführen. Die Messungen an den Untersuchungsobjekten M2-Ajusaj, M5-Serkebulak und M7-Kumbel zeigen, dass die entsprechenden Bereiche frei von Permafrost sind oder sich diese in deutlicher Entfernung zur Murenanrisskante befinden. Ähnliche Ergebnisse können für die erosionsgefährdeten Areale in der Transport-Erosionszone der rezenten Murenbahn konstatiert werden. In diesen Bereichen der Untersuchungsobjekte M2-Ajusaj, M4-Artschaly, M5-Serkebulak, M6-Sowetow und M7-Kumbel, mit Ausnahme der Messung im Profil Kumbel IV, kann bei entsprechender Erosionsleistung einer bereits abgehenden Mure oder eines sich zur Mure entwickelnden Abflusses durch Lockermaterialeinträge der Murenprozess beeinflusst werden.
Nicht nur die Existenz des Permafrostes in unmittelbarer Nähe der Murenanrisskante ist von entscheidender Bedeutung, sondern auch die Größe des Permafrostkörpers und das daraus resultierende Verhältnis zum umliegenden ungefrorenen Untergrund. Werden die Messungen, mit denen Permafrost, wenn auch nicht in unmittelbarer Nähe der Murenanrisskante, sondiert wurde, berücksichtigt, kann bis auf zwei Ausnahmen, Sowetow 2 (I) und Kumbel VII, festgestellt werden, dass der Permafrostkörper im Verhältnis zu den ungefrorenen Bereichen einen deutlich geringeren Bereich einnimmt. Unter der Annahme, dass es sich bei den Messungen, die keine eindeutige Permafrostidentifizierung zuließen (Kumbel I - IV), dennoch um Permafrost handelt, wären auch diese Permafrostkörper zum Teil zu klein, als dass diese das Lockermaterial maßgeblich stabilisieren könnten.
Der Eisgehalt im Permafrostkörper beeinflusst die Stabilität des Lockermaterials dahingehend, dass bei gleicher Korngrößenzusammensetzung des Materials, aber einem höheren Eisgehalt, die Scherfestigkeit zunimmt. Generell kann für die Messungen an den Untersuchungsobjekten der rezenten Murenbahnen, deren maximale Widerstandswerte 10 kΩm (Kumbel VII) betragen, eher von einem sehr geringen bis geringen Eisgehalt ausgegangen werden.
Für rezente Objekte, die für Niederschlagsmuren relevant sind, kann aus den durchgeführten Untersuchungen bei den derzeitig vorherrschenden Bedingungen keine unmittelbare stabilisierende Wirkung des Lockermaterials durch den Permafrost abgeleitet werden.

Glazialmuren – Sämtliche Untersuchungsobjekte befinden sich in Höhenlagen, die der kontinuierlichen Permafrostzonen zuzuordnen sind. Erwartungsgemäß konnte mit allen Gleichstromgeoelektrikmessungen der Permafrost im Moränenkörper nachgewiesen werden.
Für eine Vielzahl der Messungen zeigen die Geoelektrikprofile einen sich durch die Profile ziehenden Permafrostspiegel ab 2 m bis 5 m Tiefe, woraus eine unmittelbar wirkende Stabilisierung des Moränenköpers durch den Permafrost abgeleitet werden kann. In jenen Messungen, die den oberflächlichen Abfluss querten, Molodjoshnyj I, Molodjoshnyj II und Sowetow 1 (I), grenzt sich ein ungefrorener Talikbereich unterhalb des Abflusses vom Perma-

frost ab. Aufgrund der Erosionsleistung des Oberflächenabflusses stellen diese Bereiche eine Schwächezone im Moränenkörper dar.
Zum Eisgehalt der Permafrostkörper kann keine generelle Aussage getroffen werden. Dieser variiert von sehr geringen Eisgehalten bis zum begrabenen Eis sehr stark. Durch die besseren Gunstbedingungen ist der Eisgehalt im Vergleich zu den Permafrostkörpern in Nähe der rezenten Murenbahnen tendenziell höher.
Auch wenn die Messungen im Moränenkörper ein differenziertes Bild hinsichtlich der flächigen Verbreitung des Permafrostes und dessen Eisgehaltes zeigen, kann für die Glazialmuren eine unmittelbare Stabilisierung durch den Permafrost konstatiert werden.

6 Wechselwirkungen der murenbildenden Faktoren

Alle Geofaktoren stehen in Wechselwirkung zueinander, wodurch die vorgestellten murenbildenden Faktoren nicht als absolut für den Prozess der Murenbildung zu sehen sind. Auch sie unterliegen einer wechselseitigen Einflussnahme.
In welcher Form die Wechselwirkung zwischen den murenbildenden Faktoren gegeben ist, wird in der nachfolgenden Tabelle 11 vereinfacht dargestellt. Es wird der Einfluss auf die aus der Analyse geschlussfolgerten Kriterien eines jeden Faktors bezogen auf Niederschlags- und Glazialmuren berücksichtigt. Dabei wird der Sachverhalt der Einflussnahme als solcher beschrieben, ohne die Auswirkungen zu quantifizieren. Die Darstellung der wechselseitigen Einflussnahme erfolgt in nicht umkehrbar eindeutiger Form, das heißt, dass beispielsweise der einflussnehmende murenbildende Faktor Vegetation keinen Einfluss auf die Kriterien des beeinflussten murenbildenden Faktors Morphometrie ausübt, hingegen beeinflusst die Morphometrie die Vegetationsbedeckung.

Prinzipiell unterliegen alle murenbildenden Faktoren dem Einfluss der thermischen und hygrischen Bedingungen. Zum Beispiel steuern die Temperatur und die Niederschläge die Verwitterungsintensität und den fluvialen Abtragungsprozess, welcher über einen langen Zeitraum hinweg die Hypsometrie des Einzugsgebietes des Niederschlagsmurentyps, das Volumen der Moränenseen und die Sedimentation von Lockermaterial in den Tiefenlinien der rezenten Murenbahnen sowie die Korngrößenzusammensetzung der Moränenkörper verändert. Zudem wirken sich die thermischen und hygrischen Bedingungen unmittelbar auf die Vegetation und auf den Bodenwärmehaushalt aus. Durch die enge Abhängigkeit der thermischen und hygrischen Bedingungen von der Morphometrie, vornehmlich von der Höhe und der Exposition, beeinflusst auch die Morphometrie alle murenbildenden Faktoren bezüglich des Niederschlagsmurentyps.
Da die Existenz des Permafrostes in Abhängigkeit von den Gunstbedingungen anderer murenbildender Faktoren steht, muss folglich die Einflussnahme des Permafrostes auf diese Faktoren gering ausfallen. Lediglich für die Volumenänderung der Moränenseen ist eine unmittelbare Einflussnahme des Permafrostes gegeben. So zeigt sich am Beispiel des Untersuchungsobjektes S6-Manschuk Mametow, dass es durch das sukzessive Abschmelzen des Gletschereises und das Auftauen des gefrorenen Untergrundes unterhalb des Moränensees zu einer Volumenzunahme kam. Zudem kann die Existenz von Permafrost zur Abdichtung des Untergrundes und somit zur Moränenseebildung führen oder durch Thermokarstprozesse die Änderung des Oberflächenabflusses eines Sees bewirken. Die Abhängigkeit des Permafrostvorkommens von den anderen Faktoren begründet, dass die Kriterien des murenbildenden Faktors Permafrost der stärksten Einflussnahme ausgesetzt sind.
Die größte zeitliche Variabilität der Beeinflussung zeigt sich für den Faktor Geologie, dessen Einflussnahme auf die Morphometrie sich über die gesamte Zeitskala hin äußern kann. Veränderungen der Hypsometrie können langfristig und kontinuierlich durch allmähliche tektonische Bewegungen erfolgen oder auch in sehr kurzer Zeit durch Erdbeben hervorgerufen werden. So bildete sich beispielsweise das Untersuchungsobjekt M1-Koktscheka infolge des Erdbebens von 1887. Da die Erdbeben sehr sporadisch auftreten und ohnehin ihrerseits Massenbewegungen initiieren, bleiben damit verbundene Auswirkungen in der weiteren Betrachtung unberücksichtigt.

Tab. 11: Wechselseitiger Einfluss der murenbildenden Faktoren des Niederschlags- und Glazialmurentyps

beeinflusster murenbildender Faktor	Kriterien der murenbildenden Faktoren des Niederschlags- und Glazialmurentyps		einflussnehmende murenbildende Faktoren				
	Murentyp	**Kriterien**	**Morphometrie**	**Geologie**	**thermische und hygrische Bedingungen**	**Vegetation**	**Permafrost**
Morphometrie	Niederschlagsmure	Hypsometrie des Einzugsgebietes	—	Die sich auf die Hypsometrie der Einzugsgebiete auswirkende tektonische Bewegungen ist in ihrer kurzzeitigen Folgen als marginal zu bewerten bzw. führen nur in längerer geologischer Zeitskala zur Veränderung der morphometrischen Charakteristika der Untersuchungsobjekte. Plötzliche Veränderungen der Hypsometrie können durch Felsstürze oder Erdrutschungen, welche durch Erdbeben ausgelösten werden können, verursacht werden.	Die thermischen und hygrischen Bedingungen steuern die Verwitterungsintensität. Durch verschiedene Abtragungsprozesse, vornehmlich fluvialer Art, wird das Verwitterungsmaterial verlagert. Über längere Zeiträume hinweg wird dadurch die Morphometrie der Einzugsgebiete verändert.	ohne Einflussnahme	ohne Einflussnahme
	Glazialmure	a) Volumen des Moränensees b) Größe des Moränenkörpers im Frontbereich des Moränensees c) Existenz eines Oberflächenabflusses d) Charakteristik des Moränenseeumfeldes		Tektonische Bewegungen können zu Verwerfungen im Moränenkörper führen und das Volumen des Moränensees beeinflussen.	Das Volumen der Moränen- und Gletscherseen wird in entscheidendem Maß durch die Temperatur bzw. durch die Ablation des Gletschereises und Schneeflächen bestimmt. Die Niederschläge wirken sich auf das Volumen der Moränenseen sekundär aus.	ohne Einflussnahme	Durch sukzessives Abschmelzen des Gletschereises oder des gefrorenen Untergrundes unterhalb des Moränensees kann sich das Volumen erhöhen. Ebenso können Thermokarstprozesse zur Bildung eines oberflächlichen Abflusses führen. Der Permafrost kann zur Abdichtung des Untergrunds beitragen.
Geologie	Niederschlagsmure	Sedimentation in der Tiefenlinie der rezenten Murenbahnen	Zwar sind expositionsbedingte Unterschiede bezüglich der Verwitterungsintensität und -formen im Untersuchungsgebiet feststellbar – Glatthänge und feinkörnigeres Verwitterungsmaterial an den südexponierten Hängen –, jedoch sind derartige Auswirkungen auf die Hangbereiche der rezenten Murenbahnen marginal einzuschätzen.	—	Die Sedimentation von Lockermaterial in den Tiefenlinien ist das Resultat von Abtragungsprozessen im Hangbereich der rezenten Murenbahnen, welche vornehmlich durch die hygrischen Bedingungen bzw. die Niederschlags- oder Schneeschmelzereignisse gesteuert werden.	Durch die stabilisierende Wirkung des Wurzelwerks wird die Erosion an der Murenanrisskante beeinflusst. Diese erosionshemmende Wirkung beschränkt sich jedoch auf die oberen Bodenhorizonte, sodass sich die Vegetation auf die Sedimentation von Lockermaterial in der Tiefenlinie der Murenbahn, wenn überhaupt, dann nur geringfügig auswirkt.	ohne Einflussnahme
thermische und hygrische Bedingungen	Niederschlagsmure	a) Niederschlagsmenge und -intensität am Tag des Ereignisses, die unmittelbar oberflächlich abfließen können b) Temperatur bzw. Aggregatzustand der Niederschläge am Tag des Ereignisses (bestimmt indirekt, die Niederschlagsmenge, welche in den Oberflächenabfluss übergehen kann)	Der Einfluss der Morphometrie bzw. der Höhenlage auf die meteorologischen Bedingungen spiegelt sich in den vertikalen Temperatur- und Niederschlagsgradienten wider. In Abhängigkeit von der Höhenlage verändern sich die Menge und der Aggregatzustand der Niederschläge. Zudem sind expositionsbedingte Unterschiede bezüglich der Niederschlagsmengen und Temperatur feststellbar.	Die Korngrößenzusammensetzung bestimmt den Porenraum und folglich die Infiltrationsrate und das Wasserhaltevermögen der Niederschlagswässer im Boden, welche infolgedessen nicht unmittelbar dem oberflächlichem Abfluss zur Verfügung stehen.	—	Durch das Wurzelwerk der Vegetation werden die Infiltration und das Wasserhaltevermögen der Niederschlagswässer im Boden beeinflusst. Folglich stehen geringere Mengen des Niederschlags dem Oberflächenabfluss zur Verfügung. Dem entgegen verhindert eine dichte geschlossene Vegetationsdecke mit dem bodenbedeckenden Blattwerk die Infiltration. Die Niederschläge fließen infolgedessen unmittelbar oberflächlich ab.	ohne Einflussnahme
	Glazialmure	Temperatur	ohne Einflussnahme	ohne Einflussnahme		ohne Einflussnahme	ohne Einflussnahme
Vegetation	Niederschlagsmure	Vegetationsbedeckung	In Abhängigkeit von der Höhe verändern sich die Vegetationsbedeckung und die Zusammensetzung der Pflanzenformation.	Da die Ansiedlung von Pflanzen nur auf Lockermaterial möglich ist, bestimmen die geologischen Verhältnisse – Verteilung von Lockermaterial und Festgestein – die Vegetationsbedeckung.	Die Vegetation steht in direkter Abhängigkeit von den thermischen und hygrischen Bedingungen. So ist beispielsweise die untere Waldgrenze durch die hygrischen Bedingungen determiniert. Hingegen wird die obere Waldgrenze durch die Temperaturverhältnisse festgelegt.	—	ohne Einflussnahme
Permafrost	Niederschlags- und Glazialmure	a) Existenz des Permafrostes in Nähe der rezenten Murenbahn oder im Moränenkörper b) Größe des Permafrostkörpers c) Eisgehalt des Permafrostkörpers	Permafrostverbreitung ist von den morphometrischen Charakteristika, vornehmlich der Höhenlage und Exposition, abhängig.	Die Korngrößenzusammensetzung des Sedimentes beeinflusst die Wärmeleitfähigkeit und somit die Existenz von Permafrost.	Nicht allein die thermischen Bedingungen begründen die Permafrostexistenz, sondern die Kombination von Temperatur und Niederschlag. So beeinflusst die winterliche Schneedecke den Bodenwärmehaushalt und somit den Permafrost.	Die Vegetationsdecke wirkt sich wärmeisolierend auf den Bodenhaushalt aus. Zudem erhöht die Durchwurzelung den Porenraum im Boden und beeinflusst somit die Wärmeleitfähigkeit.	—

7 Analyse und Bewertung der Klimaänderung

Im Folgenden wird die Änderung des Klimas bzw. ausgewählter Klimaelemente für den zentralen Ile Alatau für den Zeitraum von 1879 bis 2011 analysiert. Da das Klima des Ile Alatau durch großräumige Zirkulationsprozesse bestimmt wird, bedarf es bei der Betrachtung der regionalen Klimaänderung einer Berücksichtigung der größeren Skalenbereiche. Hierfür wird eingangs die globale und nordhemisphärische Temperatur- und Niederschlagsänderung anhand ergänzter Daten aus dem IPCC-Bericht von 2007 vorgestellt, gefolgt von einer zusammenfassenden Darstellung bisheriger Analysen zur Klimaänderung im Raum Zentralasiens und des nördlichen Tien Shan. Für das Untersuchungsgebiet werden die Temperatur- und Niederschlagsänderungen einzelner Klimastationen betrachtet sowie Daten zur Schneedeckencharakteristik analysiert. Abschließend erfolgt eine Darstellung der Vergletscherung als Indiz der Klimaänderung sowie der Auswirkungen der Klimaänderung auf die murenbildenden Faktoren.

7.1 Globale und nordhemisphärische Klimaänderung

Das Klima der Erde unterliegt grundsätzlich natürlichen Schwankungen, welche durch mehrere Einflussfaktoren gesteuert werden (vgl. BUBENZER & RADTKE 2007:17ff.). Für die vergangenen 1.000 Jahre kann für die Nordhemisphäre ein signifikanter Temperaturanstieg zum Ende des 19. Jahrhunderts festgestellt werden (IPCC 2007:467). Für den Zeitraum von 1850 bis 2011 sind in der Abbildung 32 die Abweichungen des globalen und nordhemisphärischen Jahresmittels und des 7-jährigen gleitenden Mittels der Lufttemperatur über der Landoberfläche wiedergegeben (CRUTEM3-Daten)[87]. Es ist hierbei anzumerken, dass das 7-jährige gleitende Mittel der Jahresmitteltemperatur zu Beginn und zum Ende des dargestellten Zeitraums jeweils um 3 Jahre verkürzt ist.
Die jeweils auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode von 1961 bis 1990 bezogenen Temperaturabweichungen sind in ihrem Verlauf nahezu identisch, wobei eine leicht positive Verschiebung der Nordhemisphärenkurve zu erkennen ist und so auf die Heterogenität der weltweiten Temperaturentwicklung hindeutet. Konkret zeigt sich dies für die Abweichungen des 7-jährigen gleitenden Mittels um das Jahr 1940, welches für die Nordhemisphäre deutlich über dem Mittel der klimatologischen Referenzperiode liegt.
Wie dem IPCC-Bericht (IPCC 2007:243) zu entnehmen ist, können prinzipielle Unterschiede in der Entwicklung der Lufttemperatur über der Landoberfläche und den Ozeanen festgestellt werden. In einzelnen Regionen ist die Lufttemperatur über den Ozeanen im Durchschnitt sogar kälter geworden, was die geringere Abweichung der Lufttemperatur über den Ozeanen erklärt. Da die Lufttemperaturen über der Landoberfläche den Einflüssen der sie umgebenden Ozeane unterliegen und der Anteil der Festlandsoberfläche auf der Südhalbkugel gegenüber dem der Nordhalbkugel geringer ist, sind auch unterschiedlich starke Lufttemperaturanomalien der Hemisphären festzustellen. Die durchschnittliche Temperaturentwicklung über der Festlandsoberfläche beider Hemisphären spiegelt sich im Verlauf der globalen Temperaturentwicklung wider und muss folglich von der der Nordhemisphäre geringfügig abweichen.

[87] Eine detaillierte Datenbeschreibung der im IPCC-Bericht (IPCC 2007) verwendeten Daten geben JONES et al. (2012) wieder.

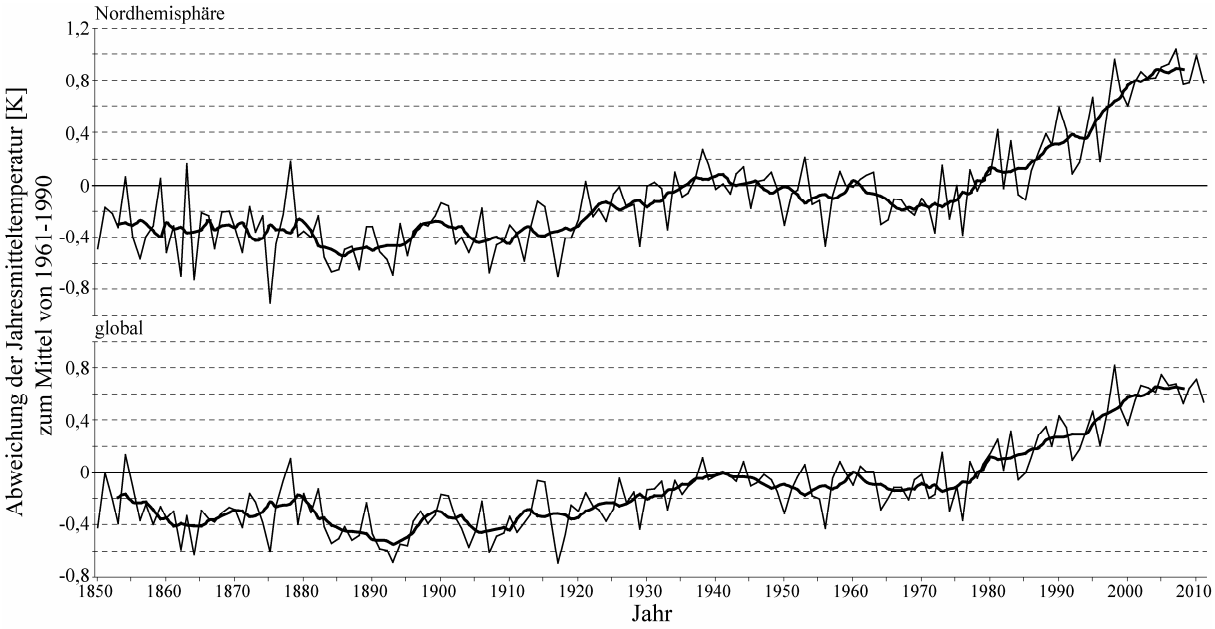


Abb. 32: Abweichungen des globalen und nordhemisphärischen Jahresmittels der Lufttemperaturen über der Landoberfläche von 1850 bis 2011 bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 (dicke Linie - 7-jähriges gleitendes Mittel; CRUTEM3-Daten der UNIVERSITY OF EAST ANGLIA)

Hinsichtlich der Temperaturentwicklung zeigt sich eine Kälteperiode von 1880 bis 1900. Die Abweichung zur klimatologischen Referenzperiode beträgt bis zu -0,5 K. Nach dem geringen Temperaturmaximum im Jahr 1900 folgt bis 1905 ein erneuter Temperaturrückgang. Daraufhin schließt sich eine erste Phase signifikanter Temperaturzunahme an. Bis 1940 stieg die Temperatur unter minimalen Schwankungen stetig an und überschritt auf der Nordhemisphäre das Mittel der klimatologischen Referenzperiode leicht. Bis 1960 ist kein eindeutiger Trend der Temperaturentwicklung erkennbar, vielmehr ist der Zeitraum von 1940 bis 1960 durch einen Temperaturrückgang um maximal -0,2 K und einem erneuten Temperaturanstieg charakterisiert. Zwischen 1960 und zu Beginn der 1970er Jahre zeichnet sich global und mit -0,2 K etwas stärker auf der Nordhemisphäre eine letzte kühlere Periode ab, die gleichzeitig den Übergang zur zweiten bis heute andauernden Phase sukzessiver Temperaturzunahme markiert. Für beide Temperaturverläufe erkennbar, beginnt diese Phase Anfang der 1970er Jahre.
Im Jahr 2008 lag das globale 7-jährig gleitende Mittel der Lufttemperatur um mehr als 0,6 K und auf der Nordhemisphäre um knapp 0,9 K über der klimatologischen Referenzperiode von 1961 bis 1990. Insgesamt weist die Temperaturentwicklung über den gesamten Zeitraum einen positiven Trend auf, der je nach berücksichtigten Zeitabschnitten unterschiedlich stark ausfällt.

Im Gegensatz zur Entwicklung des globalen oder nordhemisphärischen Jahresmittels der Lufttemperatur unterlag die globale Niederschlagsentwicklung in den vergangenen 111 Jahren keinem eindeutigen Trend. So zeigt sich in der Abbildung 33, in welcher die Abweichungen der globalen Jahresniederschläge für den Zeitraum 1900 bis 2011 zur klimatologischen Referenzperiode von 1961 bis 1990 dargestellt sind, dass die globale Niederschlagsentwicklung unterschiedlich stark um das Mittel der klimatologischen Referenzperiode pendelt.
Bezüglich des 7-jährigen gleitenden Mittels lagen die jährlichen Niederschläge bis 1920 unter dem Mittel der klimatologischen Referenzperiode. Anschließend, bis Anfang der 1940er Jahre, sind zwei kurze Zeitabschnitte erkennbar, in denen die jährlichen globalen Niederschläge um etwa -10 mm erneut unter dem Mittel der Referenzperiode lagen. Es folgte bis Mitte der 1950er Jahre ein signifikanter Anstieg der Jahresniederschläge. Von diesem

Maximum ausgehend nahmen die Jahresniederschläge, mit kurzer Unterbrechung in den 1970er Jahren, stetig ab. Ab dem Jahr 1980 lagen die jährlichen Niederschlagsmengen unter dem Mittel der Referenzperiode. Die jüngste, bis 2011 andauernde Phase, begann Mitte der 1990er Jahre mit einem starken Anstieg der Jahresniederschläge. Bezüglich des 7-jährigen gleitenden Mittels lag die globale Jahresniederschlagsmenge im Jahr 2008 um mehr als 20 mm über dem Mittel der klimatologischen Referenzperiode. Diese starken Schwankungen des globalen jährlichen Niederschlags sind durch die gegebene Heterogenität der Niederschlagsentwicklung auf der Landoberfläche zu erklären.
Für den Zeitraum von 1901 bis 2005 können, bis auf wenige Regionen, weltweit unterschiedlich starke positive Trends der Lufttemperaturen über der Landoberfläche festgestellt werden. Hingegen zeigt die Niederschlagsentwicklung für diesen Zeitraum, unter Berücksichtigung der Festlandsbereiche, sehr differenzierte Trendkoeffizienten. Im Vergleich einzelner Regionen weisen diese teils diametral entgegengesetzte Trends auf (IPCC 2007:250+256).

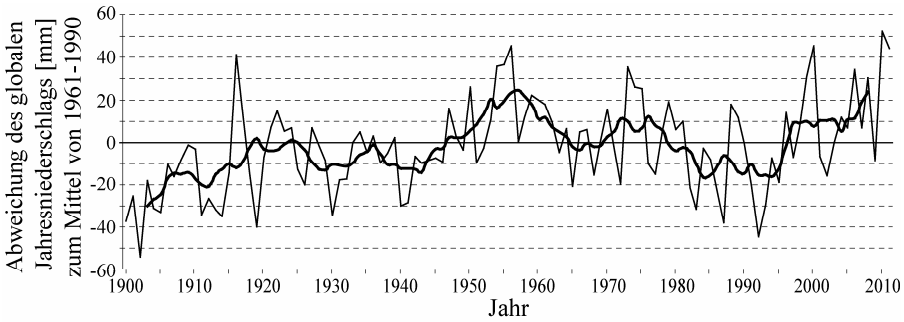


Abb. 33: Abweichung des globalen Jahresniederschlags auf der Landoberfläche von 1900 bis 2011 bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 (dicke Linie - 7-jähriges gleitendes Mittel; NATIONAL CLIMATIC DATA CENTER)

7.2 Klimaänderung in Zentralasien und im nördlichen Tien Shan

Die globale Klimaänderung und deren regionale Auswirkungen haben zunehmend Untersuchungen zur Klimaänderung im Raum Zentralasiens in den Fokus der Forschung rücken lassen.[88] Es sind vor allem die Arbeiten von AIZEN et al. (1997), DIKICH (2004), GIESE & MOSSIG (2004), PIMANKINA (2004) und ROMANOVSKIJ (2002), die sich mit der Klimaänderung im zentralasiatischen Raum, speziell im Gebirgsraum des Tien Shan, auseinandersetzten. Hinsichtlich der Analyse kleinräumiger, auf den nördlichen Tien Shan bezogene Untersuchungen liegen Arbeiten von den Autoren BOLCH (2008), MARČENKO (1997) und VILESOV & UVAROV (2001) vor. Deren Untersuchungen beziehen sich vornehmlich auf die gleichen Zeitreihendaten der wenigen existierenden und teils bereits geschlossenen Klimastationen im nördlichen Tien Shan.

Bezüglich der Quantifizierung der klimatischen Änderung in Zentralasien bzw. im Tien Shan unterscheiden sich die Untersuchungen der oben genannten Autoren signifikant in der Anzahl der verwendeten Stationsdaten und des gewählten Zeitabschnitts der Trendanalyse. So verwendeten beispielsweise AIZEN et al. (1997) Messdaten von 110 Klimastationen für die Bestimmung des linearen Trendkoeffizienten. GIESE & MOSSIG (2004) hingegen führten ihre detaillierten statistischen Analysen auf Basis von 21 Klimastationen durch. Prinzipiell stellen alle Autoren einen positiven Trend der Temperaturentwicklung, mit leichter Abschwächung

[88] Eine mögliche Verstärkung der Aridität durch veränderte klimatische Bedingungen in den Trockengebieten Zentralasiens lässt das Wasser zur kostbaren Ressource werden und zugleich zum internationalen Streitobjekt hinsichtlich dessen Nutzung.

oberhalb von ca. 2.000 m ü.d.M., in den vergangen Jahrzehnten für den Raum Zentralasien fest. In Abhängigkeit des gewählten Zeitabschnitts für die Trendanalyse variieren die positiven Temperaturentwicklungen in ihren Größen. AIZEN et al. (1997) ermittelten für den Zeitabschnitt von 1940 bis 1991 einen Temperaturanstieg von 1 K bezogen auf 100 Jahre, wobei GIESE & MOSSIG (2004) für den Zeitabschnitt von 1970 bis 2000 den Temperaturanstieg mit 3,1 K bis 4,1 K, ebenfalls auf 100 Jahre bezogen, quantifizieren. Wie entscheidend sich die Wahl des Anfangs- und Endzeitpunktes für die Bestimmung der linearen Trendanalyse auswirkt, führen im Detail GIESE & MOSSIG (2004) und BOLCH (2008) aus. Es lässt sich allerdings auch unter Berücksichtigung des beschriebenen globalen und nordhemisphärischen Temperaturverlaufs mit dessen Schwankungen und den unterschiedlich starken Temperaturanstiegen der vergangenen Jahrzehnte sehr gut nachvollziehen, dass der Trend ab den 1970er Jahren stärker ausfallen muss.
Für die Niederschlagsentwicklung kommen die Autoren zu unterschiedlichen Schlussfolgerungen. Eine tendenzielle Zunahme der Niederschläge für den Zeitabschnitt von 1940 bis 1991 stellen die Autoren AIZEN et al. (1997) im Gesamtraum des Tien Shan fest. Die Niederschlagsmengen haben im Durchschnitt um 1,2 mm/a zugenommen, wobei starke regionale Unterschiede und eine stärkere Zunahme unterhalb 2.000 m ü.d.M. ermittelt wurden. Dem gegenüber stehen die Untersuchungen von GIESE & MOSSIG (2004), welche keine trendhafte Entwicklung der jährlichen Niederschlagsmengen in den letzten Jahrzehnten feststellen konnten.

7.3 Analyse der Änderung ausgewählter Klimaelemente im Untersuchungsgebiet

Die nachfolgende Analyse der ausgewählten Klimaelemente bezieht sich auf die Temperatur- und Niederschlagsentwicklung von fünf Klimastationen im Untersuchungsgebiet sowie auf die Schneedeckenentwicklung anhand dreier Messstationen. Ziel ist es, die Entwicklungen dieser Klimaelemente zu skizzieren. Die wenigen Stationsdaten schließen eine direkte Übertragung der Analyse auf den Großraum des Ile Alatau aus. Aufgrund der Ausdehnung des Ile Alatau ist jedoch anzunehmen, dass sich diese Änderungen in ähnlicher Weise im gesamten Gebirgsraum vollzogen haben.

7.3.1 Verwendete Klimastationsdaten

Für die Darstellung der Klimaentwicklung werden jene Stationsdaten verwendet, für die die mittleren Monatstemperaturen sowie die monatlichen Niederschlagsmengen vorliegen (Tabelle 5, Seite 52). Es erfolgt eine Analyse der Daten der Klimastationen Almaty, Ust-Gorelnik, Bolschoje Almatinskoje Osero (BAO), Mynshilki und Tujuksu.[89] Datenlücken der Messreihen wurden mit dem Mittelwert der fünf vorangegangenen und fünf nachfolgenden Jahre des jeweiligen Monats vervollständigt. Um die Homogenität der Zeitreihendaten der Jahresmitteltemperatur und der Jahresniederschläge einschätzen zu können, wurden sie darüber hinaus einer visuellen Überprüfung und einer Korrelationsanalyse unterzogen. Mögliche Inhomogenitäten entstehen beispielsweise durch die Verlegung der Klimastationen, den Austausch der Messgeräte oder die Änderung der Uhrzeit der täglichen Messungen, die sich in den Datenreihen in Form von Sprungstellen abzeichnen würden (BOLCH 2008:107). Nach Informationen von ŠESTEROVA (zitiert in BOLCH 2008:112) wurde die Klimastation Almaty 1914 in ihrer Lage und Höhe verlegt. Ein signifikanter Effekt im Verlauf der Temperatur- und Niederschlagsdaten ist für diese Klimastation jedoch nicht erkennbar.
Neben der visuellen Überprüfung der Daten ermöglicht die Korrelationsanalyse einen quantitativen Vergleich und somit eine approximative Einschätzung der Homogenität der Zeitreihendaten. Die räumliche Nähe der Klimastationen lässt einen ähnlichen Temperatur-

[89] Datenzusammenstellung im Anhang 11.11 (Seite 171)

und Niederschlagsverlauf annehmen und mittels eines Korrelationskoeffizienten quantifizieren. In der nachstehenden Tabelle 12 sind die Korrelationskoeffizienten bezüglich der Temperatur- und Niederschlagszeitreihen für die Klimastationen zusammengestellt. Hinsichtlich der Temperatur zeigt sich eine durchgehend hohe Korrelation aller Klimastationen mit einem Koeffizienten von 0,82 bis 0,93.[90] Für die beiden höchst gelegenen Klimastationen Mynshilki und Tujuksu ist der Zusammenhang mit einem *r*-Wert von 0,93 besonders stark. Eine schwächere Korrelation ist für den Niederschlag festzustellen, welche gegenüber der Temperatur einer höheren räumlichen und zeitlichen Variabilität unterliegt.[91] Die Niederschlagskorrelationskoeffizienten liegen zwischen 0,59 und 0,89, wobei für die Klimastation Tujuksu die geringsten *r*-Werte zu den übrigen Klimastationen festzustellen ist und damit auf einen abweichenden Niederschlagsverlauf hinweist. Inwiefern dies nicht auf die räumlich heterogenen Niederschlagsverhältnisse zurückzuführen ist, sondern eine fehlerhafte Zeitreihe belegt, kann nicht eindeutig geklärt werden. Zwischen den 1950er und 1990er Jahren wurden im Bereich der noch heute betriebenen Klimastation Tujuksu drei weitere Temperatur- und Niederschlagsmesspunkte (Tujuksu-1, Tujuksu-2 und Tujuksu-3) errichtet (MAKAREVIČ et al. 1969:37 und PIMANKINA[92]). Es ist nicht auszuschließen, dass die vorliegende Datenbasis der Klimastation Tujuksu, für die die Zeitreihe seit 1986 eindeutig zuordenbar ist, für den vorangegangen Zeitraum mit den Daten der geschlossenen Klimastationen vermischt wurde. Durch den ähnlichen Verlauf der Niederschlagskurve mit denen der anderen Klimastationen (Abbildung 36, Seite 106) ab dem Jahr 1986, finden die Niederschlagsdaten der Station Tujuksu dennoch Berücksichtigung in der Analyse der Klimaänderung.

Tab. 12: Korrelationskoeffizienten der Temperatur- und Niederschlagszeitreihen verwendeter Klimastationen

Klimastation	Temperaturkorrelationskoeffizient				Niederschlagkorrelationskoeffizient			
	Almaty	Ust-Gorelnik	BAO	Mynshilki	Almaty	Ust-Gorelnik	BAO	Mynshilki
Tujuksu (3.434 m ü.d.M.)	0,82	0,86	0,91	0,93	0,59	0,65	0,69	0,67
Mynshilki (3.017 m ü.d.M.)	0,85	0,84	0,89	-	0,63	0,85	0,88	-
BAO (2.516 m ü.d.M.)	0,88	0,88	-	-	0,71	0,89	-	-
Ust Gorelnik (1.943 m ü.d.M.)	0,88	-	-	-	0,80	-	-	-
Almaty (847 m ü.d.M.)	-	-	-	-	-	-	-	-

Für die Vergleichbarkeit der Temperatur- als auch der Niederschlags- und Schneedeckenentwicklung der einzelnen Klimastationen und der bereits ausgeführten Klimaentwicklungen größerer Skalenbereiche, beziehen sich die dargestellten Abweichungen in den folgenden Abbildungen immer zum Mittel der klimatologischen Referenzperiode von 1961 bis 1990. Eine Ausnahme stellt die Darstellung der Klimastation Tujuksu dar. Für diese liegen klimatologische Daten erst ab dem Jahr 1972 vor. Um diese dennoch mit den Daten der anderen Klimastationen vergleichen zu können, sind die Temperatur- und Niederschlagswerte relativ,

[90] BOLCH (2008:113) konstatiert hier eine geringere Korrelation der Klimastation Almaty mit den im Gebirgsraum liegenden Klimastationen (r = 0,59 - 0,66). Ein visueller Vergleich des Verlaufs der Temperaturzeitreihendaten in BOLCH (2008:117) mit den in dieser Arbeit und auch der von GIESE & MOSSIG (2004:20) verwendeten Daten, zeigt eine deutliche Abweichung für den Zeitraum von etwa 1914 bis 1925. So haben in BOLCH (2008:117) die beiden Temperaturspitzen in diesem Zeitraum zum einen unterschiedliche Intensitäten, zum anderen liegt die Temperaturspitze um 1914 deutlich über dem Mittel der klimatologischen Referenzperiode von 1961 bis 1990. Ähnliche Abweichungen zeigen auch die Zeitreihendaten in Bezug auf die Niederschlagskorrelationskoeffizienten der Klimastation Almaty zu den anderen Stationen, die maximal 0,63 betragen (BOLCH 2008:116).

[91] vgl. hierzu Kapitel 5.3.3, Seite 53

[92] Nach mündlicher Mitteilung von Dr. Nina V. Pimankina, Mitarbeiterin des Geographischen Institutes der Akademie der Wissenschaften der Republik Kasachstan, am 15.06.2012.

ohne Bezug auf eine klimatologische Referenzperiode, dargestellt. Des Weiteren sind in den jeweiligen Abbildungen die unterschiedlich stark schwankenden Jahreswerte mit einem 7-jährigen gleitenden Mittel geglättet, was zusätzlich die Vergleichbarkeit erhöht.

7.3.2 Temperaturentwicklung

In der nachstehenden Abbildung 34 sind für den Zeitraum von 1879 bis 2011 die Abweichungen der Jahresmitteltemperatur der Klimastationen zum Mittel der klimatologischen Referenzperiode von 1961 bis 1990 abgebildet. Im Vergleich der Jahresmitteltemperaturen zeigt sich eine tendenziell abnehmende Schwankungsbreite mit zunehmender Höhenlage der Klimastationen.

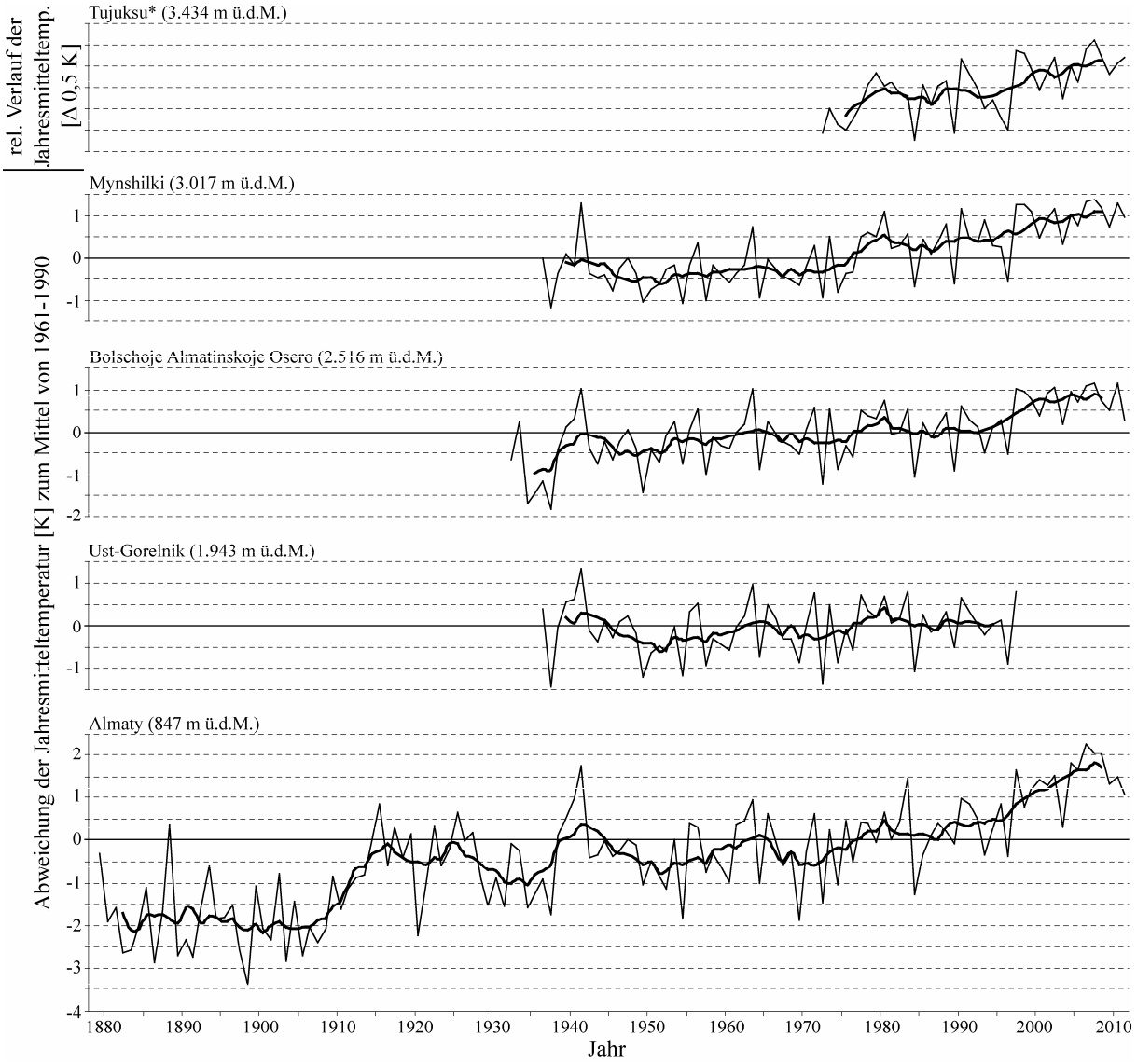


Abb. 34: Abweichung der Jahresmitteltemperatur verschiedener Klimastationen im Untersuchungsgebiet von 1879 bis 2011 bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 (dicke Linie - 7-jähriges gleitendes Mittel, * - relative Betrachtung ohne Bezug auf eine klimatologische Referenzperiode; GI-AdW, KAZGIDROMET, KNMI CLIMATE EXPLORER 2012)

Bis auf die Klimastation Ust-Gorelnik ist ein sehr ähnlicher Temperaturverlauf mit einer tendenziellen Erwärmung bei allen Stationen zu erkennen. Der Temperaturanstieg verläuft dabei nicht stetig, sondern wird von kühleren Perioden unterbrochen. Wie die Jahresmittel-

temperatur in den vergangenen 132 Jahren angestiegen ist, zeigt die Temperaturkurve der Klimastation Almaty sehr deutlich.
1905 endete eine um 2 K kühlere Periode, die für das 7-jährige gleitende Mittel mit ca. Δ 0,5 K Schwankungsbreite eine ähnliche Charakteristik wie der globale und nordhemisphärische Temperaturverlauf aufweist. Gefolgt von einem starken Temperaturanstieg bis 1916, stellt sich ab diesem Zeitpunkt ein neues Niveau der Jahresmitteltemperatur ein. Für die Klimastation Almaty kann eine erste positive Abweichung zum Mittel der klimatologischen Referenzperiode ab 1940 mit einer Temperaturspitze im Jahr 1941 festgestellt werden. Im Zeitraum von 1916 bis 1941 sind zwei Perioden des Temperaturrückgangs sowie des Temperaturanstiegs erkennbar. Diese sind zeitlich jeweils durch die Maxima negativer Abweichung im Jahr 1921 und zu Beginn der 1930er Jahre voneinander getrennt. Trotz dieser kühleren Perioden kann die Temperaturentwicklung im Zeitraum von 1905 bis 1941 als Phase tendenzieller Temperaturzunahme charakterisiert werden. Ab 1940 ist ein Vergleich zu den anderen Klimastationen möglich. Lediglich für die Gebirgsstation Ust-Gorelnik, welche der Station mit der geringsten Höhenlage entspricht, zeichnen sich um das Jahr 1940 erstmalig höhere Jahresmitteltemperaturen des 7-jährigen gleitenden Mittels ab. Bereits hier wird deutlich, dass sich der sehr ähnliche Temperaturverlauf der einzelnen Klimastationen, bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode, leicht unterscheidet. Bis Mitte der 1960er Jahre hielt eine kühlere Periode an, die mit einer Temperaturspitze endete. Eine letzte für alle Klimastationen bis zum Jahr 1972 dauernde Phase des Temperaturrückgangs markiert den Übergang zu der anhaltenden Phase tendenzieller Temperaturzunahme. Für die Klimastation Mynshilki liegen die Abweichungen ab dem Ende der 1970er Jahre dauerhaft über dem Mittel der klimatologischen Referenzperiode. Die Jahresmitteltemperatur der niedriger gelegenen Stationen pendelt bis Mitte der 1980er Jahre (Station: Almaty) bzw. bis Mitte der 1990er Jahre (Station: Bolschoje Almatinskoje Osero) Jahre um das 30-jährige Mittel, bis schließlich auch für diese Stationen kontinuierlich positive Abweichungen festzustellen sind. Für die Station Almaty liegen die Jahresmitteltemperaturen gegenüber dem Mittel von 1961 bis 1990 um etwa 2 K höher. Für die Gebirgsstationen haben sich die Jahresmitteltemperaturen um 1 K erhöht.

Insgesamt zeigt die Temperaturentwicklung der fünf Klimastationen im Untersuchungsgebiet eine starke Parallelität zum globalen und nordhemisphärischen Temperaturverlauf. Zusammenfassend lässt sich dieser in vier markante Phasen gliedern. Eine erste Kältephase endet um 1905, gefolgt von einer Phase mit trendhaftem Temperaturanstieg bis 1941. Die anschließende bis 1972 andauernde Phase ist durch einen sehr schwach ausgebildeten negativen Trend der Temperaturentwicklung charakterisiert. Für die jüngste, ab 1972 bis 2011 andauernden Phase kann generell eine sukzessive Temperaturzunahme festgestellt werden.

Um mögliche Auswirkungen der Klimaänderung auf die Aktivität der Niederschlags- und Glazialmuren besser untersuchen zu können, wurde die Temperaturentwicklung für das Sommer- und Winterhalbjahr differenziert in der Abbildung 35 zusammengestellt. Das Sommerhalbjahr (SHJ) umfasst den Zeitraum von April bis September, die Monate Oktober bis März sind dem Winterhalbjahr (WHJ) zugeordnet. Ein signifikanter Unterschied zeigt sich in der verschieden starken Schwankungsbreite, welche für die Winterhalbjahre deutlich stärker ausgeprägt ist.

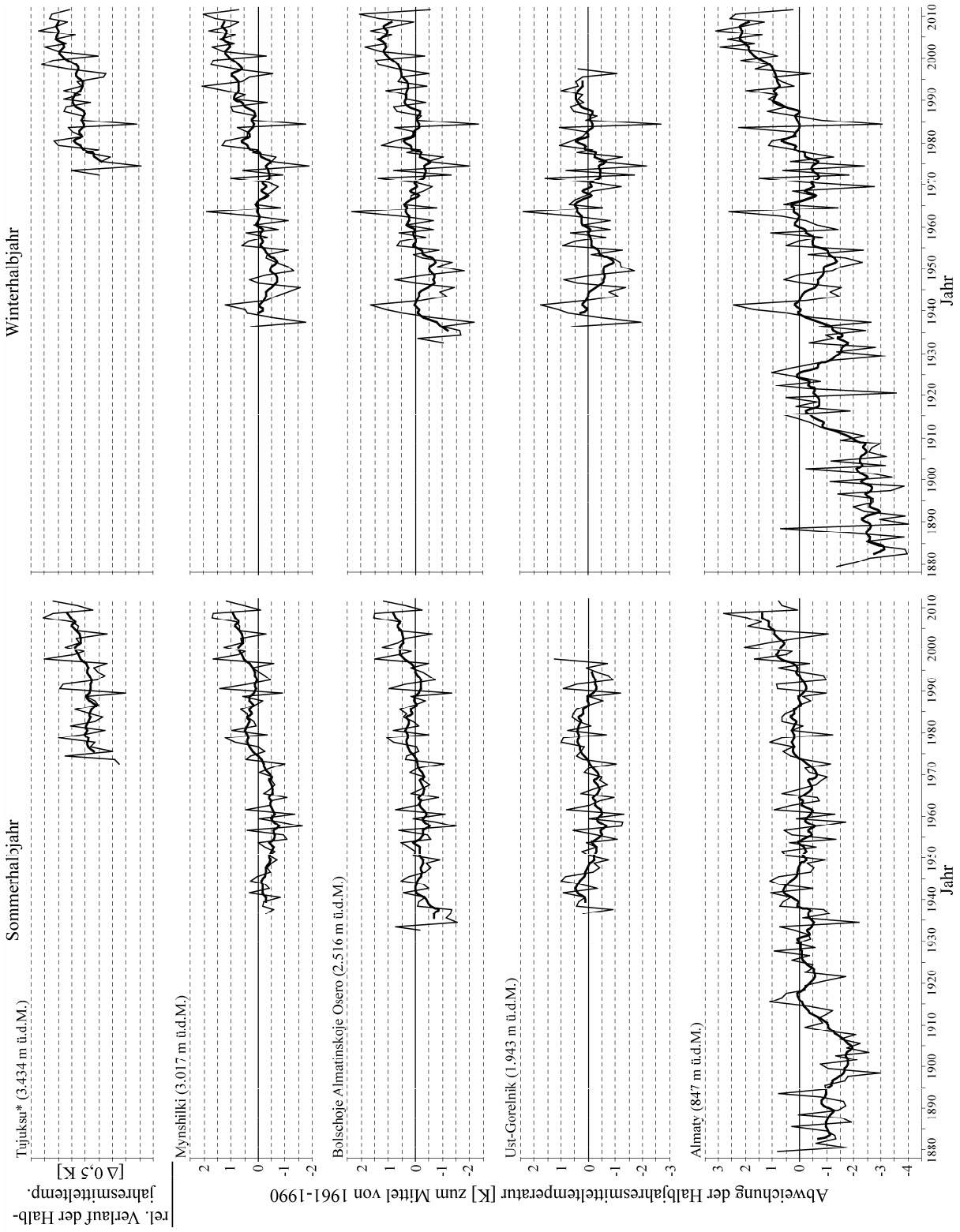


Abb. 35: Abweichung der Halbjahresmitteltemperatur in den Sommer- und Winterhalbjahren verschiedener Klimastationen im Untersuchungsgebiet von 1879 bis 2011 bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 (dicke Linie - 7-jähriges gleitendes Mittel, * - relative Betrachtung ohne Bezug auf eine klimatologische Referenzperiode; GI-AdW, KAZGIDROMET, KNMI CLIMATE EXPLORER 2012)

Werden die zwei jüngsten Phasen der Temperaturentwicklung 1941 bis 1972 und 1972 bis 2011 betrachtet, so sind zwei Besonderheiten im Verlauf der Halbjahresmitteltemperaturen ersichtlich: Erstens, die Phase von 1972 bis 2011 zeigt für das Winterhalbjahr einen stetigen und fast doppelt so starken Temperaturanstieg gegenüber dem Sommerhalbjahr. Zweitens, während im Sommerhalbjahr in der Phase von 1941 bis 1972 die Temperaturen insgesamt leicht abnahmen, lässt sich, durch die starken Schwankungen des Temperaturverlaufs, für das Winterhalbjahr sogar eine Untergliederung in zwei Phasen vornehmen. Eine erste Phase mit ausgeprägter Abkühlung hält bis Anfang der 1950er Jahre an. Es schließt sich eine bis Mitte der 1960er Jahre andauernde zweite Phase mit starkem Temperaturanstieg an. Bezüglich des 7-jährigen gleitenden Mittels scheinen sich die Temperaturschwankungen im Winterhalbjahr in dieser Phase auszugleichen, sodass kein eindeutiger Trend erkennbar ist. Es wird deutlich, dass vornehmlich die Temperaturentwicklung im Winterhalbjahr die Entwicklung der Jahresmitteltemperatur in den beiden jüngsten Phasen gesteuert hat.
Um die beschriebenen Temperaturentwicklungen quantitativ vergleichen zu können, wurde für die letzten drei Phasen 1905 bis 1941, 1941 bis 1972 und 1972 bis 2011 eine lineare Trendanalyse durchgeführt, deren Ergebnisse in der Tabelle 13 zusammengestellt sind. Mit einer Ausnahme bestätigen die Trendkoeffizienten die vorab visuell eingeschätzten Trends der Temperaturentwicklung.

Tab. 13: Trendkoeffizienten der Klimastationen sowie der globalen und nordhemisphärischen Temperaturentwicklung für unterschiedliche Zeiträume

Klimastation/ Skalenbereich	**Trendkoeffzient [K/Dekade]**								
	1905 bis 1941			**1941 bis 1972**			**1972 bis 2011**		
	Jahr	**SHJ**	**WHJ**	**Jahr**	**SHJ**	**WHJ**	**Jahr**	**SHJ**	**WHJ**
Tujuksu (3.434 m ü.d.M.)	-	-	-	-	-	-	0,15	0,23	0,38
Mynshilki (3.017 m ü.d.M.)	-	-	-	-0,04	-0,13	0,01	0,27	0,21	0,46
Bolschoje Alma. O. (2.516 m ü.d.M.)	-	-	-	0,04	-0,10	0,18	0,17	0,18	0,44
Ust-Gorelnik (1.943 m ü.d.M.)	-	-	-	-0,06	-0,24	0,13	-	-	-
Almaty (847 m ü.d.M.)	0,43	0,36	0,49	-0,12	-0,31	0,07	0,56	0,33	0,75
Nordhemisphäre	0,15	-	-	-0,07	-	-	0,31	-	-
global	0,12	-	-	-0,03	-	-	0,23	-	-

Im Gegensatz zu den anderen Klimastationen zeigt die Station Bolschoje Almatinskoje Osero für die Phase von 1941 bis 1972 bezüglich der Jahresmitteltemperatur einen positiven Trend. Für diese Phase sind generell die Trends der Sommer- und Wintertemperatur gegenläufig. Die Trendkoeffizienten aller Klimastationen verdeutlichen für die Sommertemperaturen einen Rückgang, dessen maximaler Betrag mit -0,31 K/Dekade für die Klimastation Almaty festzustellen ist. Für das Winterhalbjahr wurde eine Untergliederung vorgenommen. Unter Berücksichtigung des gesamten Zeitraums überwiegt hierbei die Phase des Temperaturanstiegs gegenüber der Phase der Abkühlung, sodass für das Winterhalbjahr ein Anstieg von maximal 0,18 K/Dekade der Klimastation Bolschoje Almatinskoje Osero zu beziffern ist. Im Jahresdurchschnitt ist diese Phase durch eine leichte Abkühlung von maximal -0,12 K/Dekade zu charakterisieren. Für die jüngste Phase von 1972 bis 2011 führen die unterschiedlich starken Schwankungsbreiten der Temperaturen im Winterhalbjahr gegenüber dem Sommerhalbjahr zu deutlich höheren Trendkoeffizienten. Im Winterhalbjahr ist die Temperatur um mehr als das Doppelte gestiegen. Insgesamt weist die jüngste Phase die stärkste Zunahme der Jahresmitteltemperaturen auf. Für die Klimastation Almaty, am Gebirgsfuß des Ile Alatau, beträgt diese 0,56 K/Dekade, für die Gebirgsstation Mynshilki 0,26 K/Dekade. Im Zeitraum von 1905 bis 1941 fällt der durchschnittliche Anstieg der Jahresmitteltemperatur mit 0,43 K/Dekade für

die Station Almaty geringer aus, wobei auch hier stärkere Temperaturänderungen im Winterhalbjahr erkennbar sind. Die Entwicklung der Jahresmitteltemperatur ist verglichen mit den anderen Klimastationen stärker. Die Trendkoeffizienten betragen nahezu das Zweifache. Bezüglich der globalen und nordhemisphärischen Temperaturentwicklung quantifizieren die jeweiligen Trendkoeffizienten die stärkeren Änderungen auf der Nordhemisphäre in den einzelnen Phasen. Im Kontext derer ist eine deutliche Änderung für die Messreihe der Klimastation Almaty festzustellen. Die Gebirgsstationen weisen geringere Änderungen gegenüber der durchschnittlichen Änderung der Nordhemisphäre auf.

7.3.3 Niederschlagsentwicklung

Für die fünf Klimastationen sind in der Abbildung 36 die Abweichungen der jährlichen Niederschläge für den Zeitraum 1879 bis 2011 zum Mittel der klimatologischen Referenzperiode von 1961 bis 1990 dargestellt.

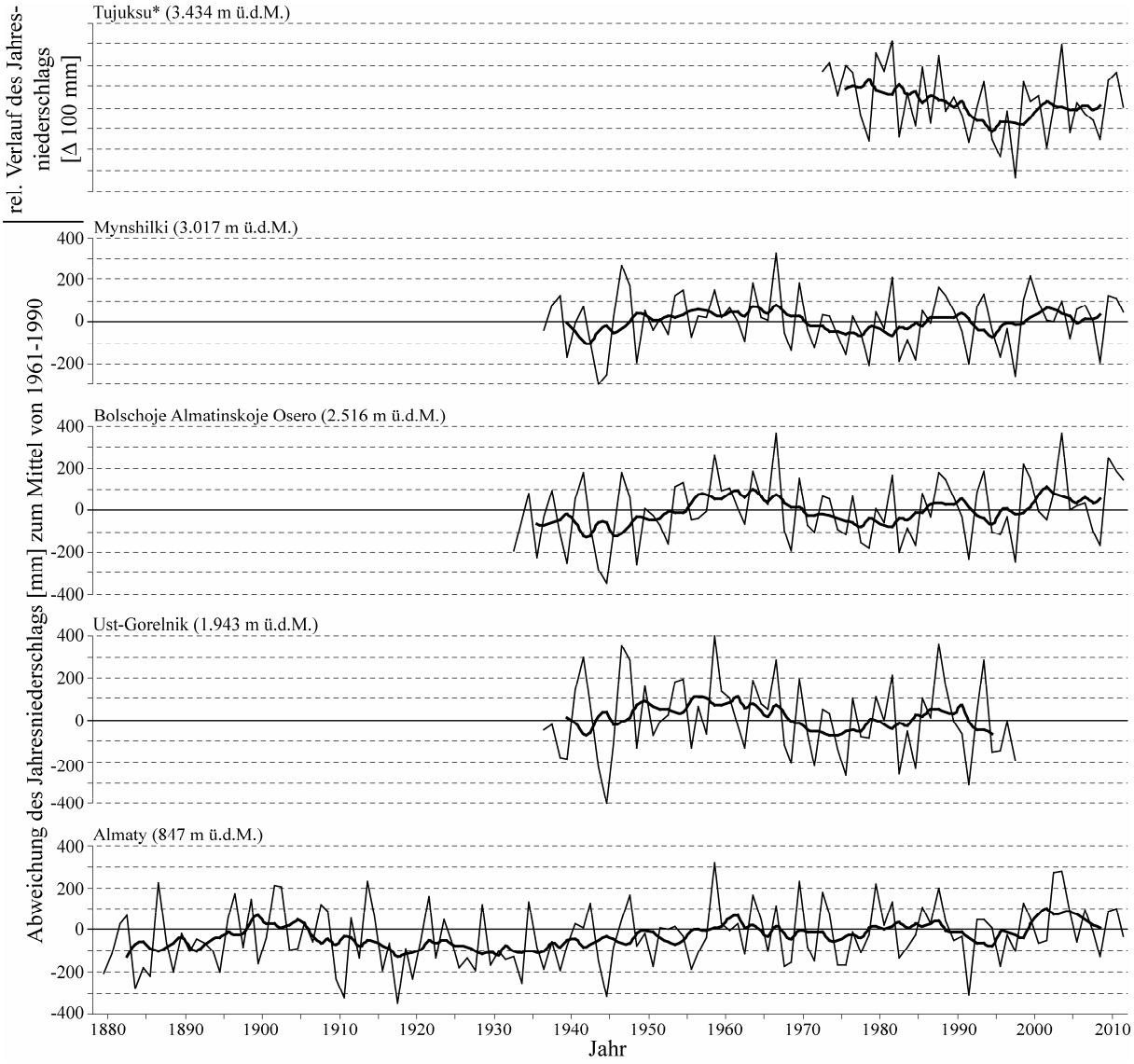


Abb. 36: Abweichung des Jahresniederschlags verschiedener Klimastationen im Untersuchungsgebiet von 1879 bis 2011 bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 (dicke Linie - 7-jähriges gleitendes Mittel, * - relative Betrachtung ohne Bezug auf eine klimatologische Referenzperiode; GI-AdW, KAZGIDROMET, KNMI CLIMATE EXPLORER 2012)

Wie bereits erläutert, steigen die Jahresniederschläge im Gebirgsraum des Ile Alatau mit zunehmender Höhe an. Ebenso wurde herausgearbeitet, dass für die Gebirgsstationen in den Sommermonaten die meisten Niederschläge des Jahres fallen.
Beim Vergleich der Niederschlagsentwicklung der Klimastationen untereinander und bei der Gegenüberstellung der Sommer- und Winterhalbjahre muss berücksichtigt werden, dass die Abweichungen in absoluten Zahlen dargestellt sind. Dies bedeutet, dass beispielsweise für den abgeschwächt erscheinenden Jahresniederschlagsverlauf des 7-jährigen gleitenden Mittels der Station Almaty, bei relativer Betrachtung der Abweichungen, diese stärker erscheinen würden. Somit verliefe die Niederschlagsentwicklung in ähnlicher Größenordnung der Gebirgsstationen. Der durchschnittliche Jahresniederschlag der klimatologischen Referenzperiode von 1961 bis 1990 beträgt für Almaty 661 mm, Ust-Gorelnik 889 mm, Bolschoje Almatinskoje Osero 833 mm und Mynshilki 873 mm.
Ähnlich dem Verlauf der Jahresmitteltemperatur kann bei der Schwankungsbreite der jährlichen Niederschläge eine Unterscheidung zwischen der Klimastation Almaty und den Gebirgsstationen, beispielsweise der Station Mynshilki, vorgenommen werden. Für beide Stationen zeigen sich ähnliche Schwankungsbreiten, Almaty mit ca. Δ 330 mm und Mynshilki mit ca. Δ 300 mm. Bei relativer Betrachtung beträgt die Abweichung für Almaty nunmehr ca. Δ 50 % und für Mynshilki Δ 35 %.

Bezüglich des 7-jährigen gleitenden Mittels zeigen, mit Ausnahme der Klimastation Tujuksu, alle übrigen eine ähnliche Niederschlagsentwicklung. Etwa ab dem Jahr 1986 verläuft auch die Niederschlagsentwicklung der Station Tujuksu synchron zu der der anderen Stationen. Zuvor verlief diese entgegengesetzt.
Für die Klimastationen Almaty und Bolschoje Almatinskoje Osero zeichnet sich trotz der Schwankungen eine tendenzielle Zunahme der jährlichen Niederschläge ab, hingegen erscheinen die der Stationen Ust-Gorelnik und Mynshilki unverändert. Für die Tujuksu Station zeigt sich eindeutig eine abnehmende Tendenz der Jahresniederschläge.
Im Zeitraum von 1879 bis Anfang der 1930er Jahre ist für die Station Almaty keine trendhafte Niederschlagsänderung festzustellen. Während dieser Periode lagen die jährlichen Niederschlagsmengen um die Jahrhundertwende zwar erstmals über dem langjährigen Mittel der Referenzperiode, nahmen dann jedoch bis Anfang der 1920er Jahre ab. Von diesem Niveau aus nehmen die Jahresniederschläge der Station Almaty ab den 1930er Jahren beinahe kontinuierlich zu, vereinzelt liegen diese über dem Mittel der Referenzperiode. Die Zeitreihendaten der Klimastationen Ust-Gorelnik, Bolschoje Almatinskoje Osero und Mynshilki spiegeln ab 1940 die Niederschlagsentwicklung in ähnlicher Weise wider.
Insgesamt weisen die Niederschlagsverläufe des 7-jährigen gleitenden Mittels der Klimastationen, gegenüber dem langjährigen Mittel, drei unterschiedlich lange feuchtere Perioden auf. Das Maximum der ersten Periode liegt zu Beginn der 1960er Jahre und umfasst bezüglich der Klimastationen Ust-Gorelnik und Mynshilki den längsten Zeitraum von ca. 1945 bis ca. 1970. Eine zweite Periode ist für die 1980er Jahre festzustellen. Für die Gebirgsstationen werden in dieser Periode stärkere Abweichungen deutlich. Die dritte Feuchteperiode beginnt im Jahr 2000 und hält bis zum Ende der Zeitreihe an. Innerhalb dieses Zeitraumes ist auch für die Tujuksu Station ein paralleler Verlauf der Niederschlagsentwicklung zu den anderen Stationen erkennbar.

Auch bei differenzierter Betrachtung der Niederschlagsentwicklung in den Sommer- und Winterhalbjahren der jeweiligen Klimastationen, welche in der Abbildung 37 wiedergegeben sind, ist diese Periodisierung erkennbar. Für die erste Periode ist für das Winterhalbjahr eine Verschiebung der positiven Abweichungen zum langjährigen Mittel zur Mitte der 1960er Jahre festzustellen. Für das Sommerhalbjahr und das Gesamtjahr hingegen, zeichnet sich das Maximum der positiven Abweichung einige Jahre früher ab.

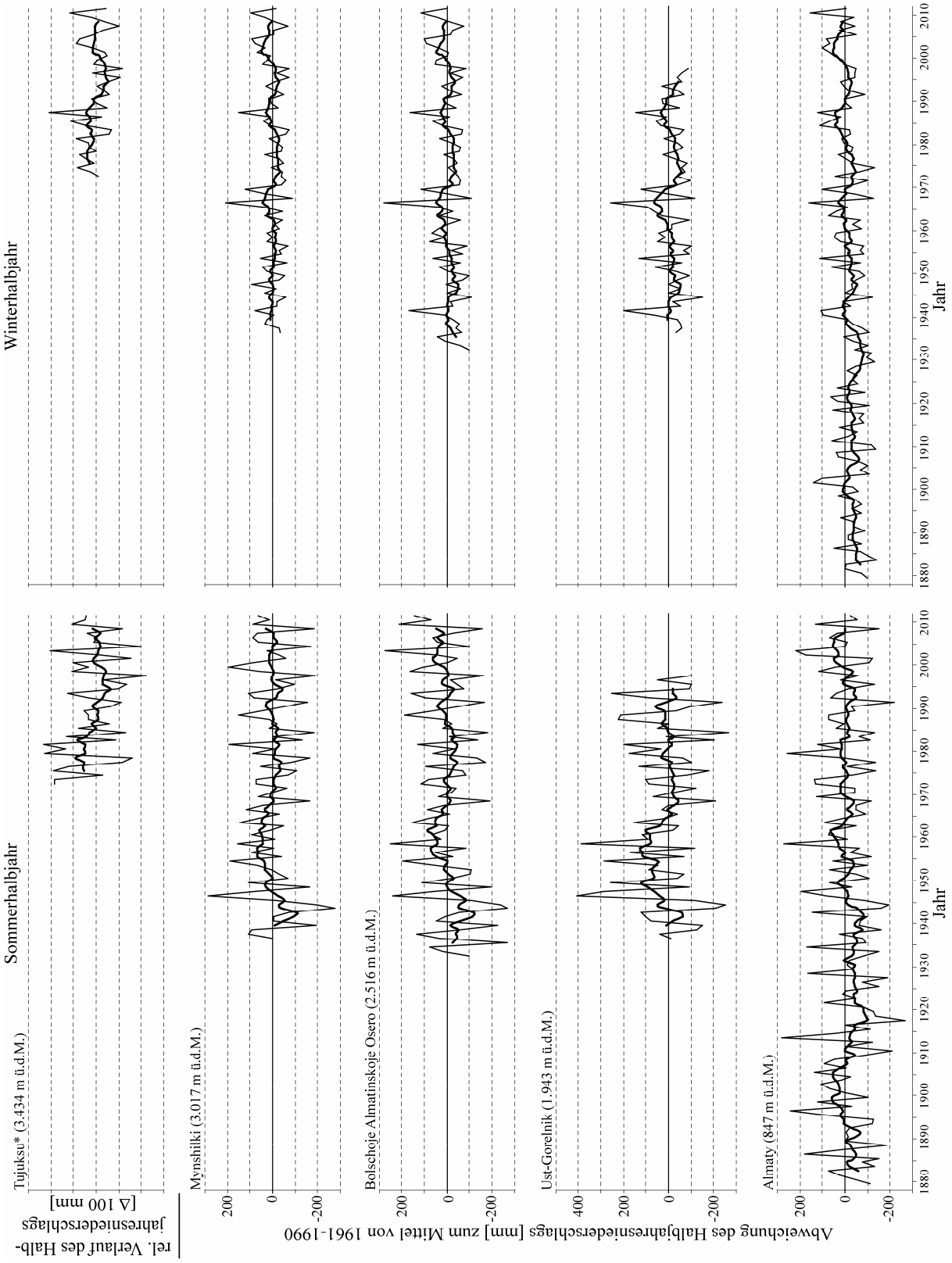


Abb. 37: Abweichung der Niederschlagsmengen in den Sommer- und Winterhalbjahren verschiedener Klimastationen im Untersuchungsgebiet von 1879 bis 2011 bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 (dicke Linie - 7-jähriges gleitendes Mittel, * - relative Betrachtung ohne Bezug auf eine klimatologische Referenzperiode; GI-AdW, KAZGIDROMET, KNMI CLIMATE EXPLORER 2012)

Zudem sind die höchsten Schwankungsbreiten der Niederschlagsentwicklung hinsichtlich absoluter Zahlen für das Sommerhalbjahr deutlich stärker. Jedoch kehrt sich diese Einschätzung bei Betrachtung der relativen Abweichungen, vor allem innerhalb der Gebirgsstationen, um. Dies zeigt sich beispielsweise für die Station Mynshilki: Die maximalen Abweichungen zum 30-järigen Mittel des Sommerhalbjahres von 668 mm betragen 42 % (1946) bzw. -29 % (1944). Die Abweichungen im Winterhalbjahr sind im Vergleich zu den durchschnittlichen Jahresniederschlägen von 205 mm mit 101 % (1966) bzw. -44 % (1967) nunmehr deutlich stärker ausgeprägt. Für die Klimastation Almaty ist der Unterschied zwischen den absoluten und relativen Abweichungen aufgrund des geringen Unterschieds der mittleren Halbjahresniederschlagsmengen weniger signifikant.
Insgesamt wird sowohl für das Sommer- als auch das Winterhalbjahr eine trendhafte Zunahme der Niederschläge deutlich, wobei für kürzere Zeitabschnitte eine häufigere und stärkere Fluktuation in den Sommermonaten erkennbar ist, die die jährliche Niederschlagsentwicklung bestimmt.
Da keine prägnanten Phasen der Niederschlagsentwicklung erkennbar sind, bezieht sich die Berechnung der Trendkoeffizienten auf weitestgehend gemeinsame Zeiträume der Klimastationen Almaty, Bolschoje Almatinskoje Osero und Mynshilki. Die in der Tabelle 14 dargestellten Trendkoeffizienten bestätigen die visuelle Einschätzung der Jahres- und Halbjahresniederschlagsentwicklung.[93]

Tab. 14: Absolute und relative Trendkoeffizienten der Jahresniederschläge der Klimastationen Almaty, Bolschoje Almatinskoje Osero und Mynshilki für unterschiedliche Zeiträume (Die relativen Trendkoeffizienten beziehen sich jeweils auf das Jahres- bzw. Halbjahresmittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990.)

Klimastation	**Trendkoeffzient absolut [mm/Dekade] / relativ [%/Dekade]**					
	1879 bis 2011			**1936 bis 2011**		
	Jahr	**SHJ**	**WHJ**	**Jahr**	**SHJ**	**WHJ**
Mynshilki (3.017 m ü.d.M.)	- / -	- / -	- / -	2,1 / 0,2	0,3 / 0,0	1,8 / 0,9
Bolschoje Alma. O. (2.516 m ü.d.M.)	- / -	- / -	- / -	12,2 / 1,5	7,9 / 1,3	4,3 / 1,8
Almaty (847 m ü.d.M.)	7,5 / 1,1	2,4 / 0,6	5,1 / 1,7	12,6 / 1,9	5,6 / 1,5	7,0 / 2,4

Alle Stationen zeigen für den Zeitraum von 1936 bis 2011 einen positiven Trend, wobei für die Station Mynshilki sich die Jahresniederschläge mit 2,1 mm/Dekade nur geringfügig erhöht haben. Mit mehr als 12 mm/Dekade weisen die Stationen Almaty und Bolschoje Almatinskoje Osero ähnlich starke Zunahmen der Jahresniederschläge auf. Für Almaty macht sich die Schwankung um die Jahrhundertwende mit dem schwächeren Trend für den längeren Zeitraum von 1879 bis 2011 von 7,5 mm/Dekade bemerkbar.
Ein Vergleich der Niederschläge der Sommer- und Winterhalbjahre zeigt, dass die Niederschlagsverläufe der Sommerhalbjahre häufiger und stärker schwanken. Wird jedoch die durchschnittliche Niederschlagsentwicklung über den gesamten Zeitraum von 1879 bis 2011 oder 1936 bis 2011 betrachtet, so verdeutlichen die Trendkoeffizienten eine Erhöhung der relativen und mit Ausnahme der Klimastation Bolschoje Almatinskoje Osero auch der absoluten Abweichungen des Niederschlags im Winterhalbjahr.

[93] Vom Zeitraum abweichend, beträgt der Trendkoeffizient der Klimastation Ust-Gorelnik für die Jahre 1936 bis 1997 -8,1 mm/Dekade und für die Station Tujuksu in den Jahren von 1972 bis 2011 -37,5 mm/Dekade.

7.3.4 Entwicklung der winterlichen Schneedecke

Ein weiteres Maß zur Beurteilung der Klimaänderung stellt die Schneedeckenbildung dar. Ihre Genese ist an klimatologische Parameter, wie Temperatur, Niederschlag, Strahlungs- und Windverhältnisse gebunden. Differenzierte Untersuchungen zur Änderung der Schneedeckenparameter im Gesamtraum des Tien Shan liegen von AIZEN et al. (1997) und PIMANKINA (2004) vor.
Für das Untersuchungsgebiet werden die Schneedeckenparameter der winterlichen Schneedecke näher betrachtet. Konkret werden die Schneedeckendauer, das Eintrittsdatum bzw. das Datum der Schneedeckenbildung und der Zeitpunkt der Ausaperung der winterlichen Schneedecken der Klimastationen Ust-Gorelnik, Bolschoje Almatinskoje Osero und Mynshilki, betrachtet. Es ist somit eine zeitlich differenzierte, auf den Anfangs- und Endzeitpunkt der winterlichen Schneedecke begrenzte Betrachtung der Klimaänderung, die hier Berücksichtigung findet.
Zur besseren Visualisierung markanter Änderungen der Schneedeckenparameter sind in der Abbildung 38 jeweils die 7-jährigen gleitenden Mittel der drei Parameter aus den Daten im Anhang 11.9 (Seite 166) für den Zeitraum von 1936/37 bis 2006/07 zusammengestellt. Für die Darstellung und den Vergleich des Zeitpunktes der Bildung und Ausaperung der winterlichen Schneedecke sind diese als Abweichungen zum festen Bezugszeitpunkt, dem 1. Mai bzw. 1. November, vorgenommen worden.

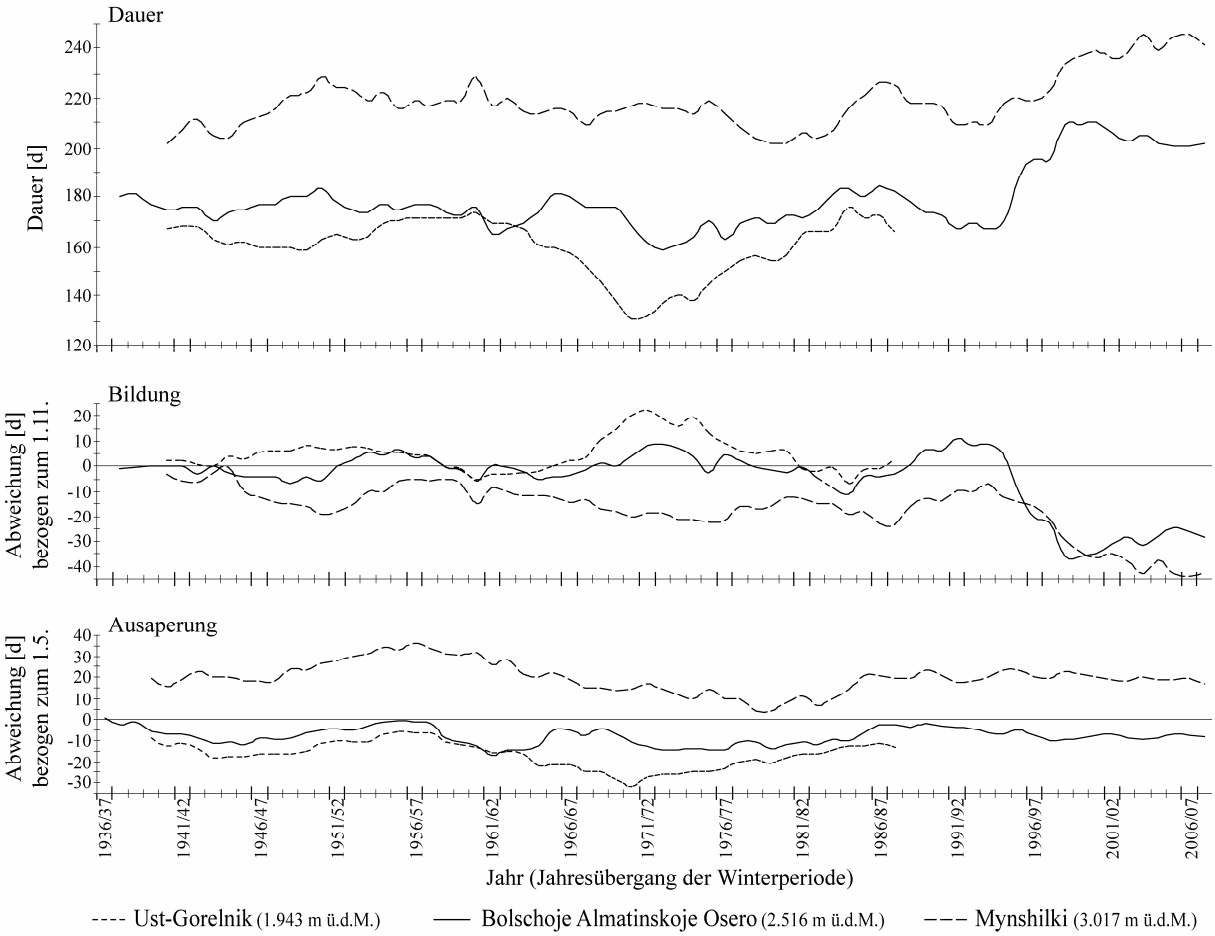


Abb. 38: 7-jähriges gleitendes Mittel der Dauer winterlicher Schneedecken verschiedener Klimastationen im Untersuchungsgebiet für den Zeitraum 1936/37 bis 2006/07 sowie die Abweichung zum Zeitpunkt der Bildung und der Ausaperung der geschlossenen Schneedecken vom Bezugszeitpunkt 1. November bzw. 1. Mai (Anhang 11.9, Seite 166)

Die Parameter der winterlichen Schneedecke zeigen den Einfluss der Höhenlage. Je höher der Messstandort gewählt ist, desto früher setzt die Bildung der Schneedecke ein bzw. desto später erfolgt die Ausaperung der Schneedecke. Folglich steigt auch die Dauer der Existenz der Schneedecke in höher gelegenen Klimastationen. Durchschnittlich ist die Schneedeckendauer der Klimastation Mynshilki gegenüber der Station Bolschoje Almatinskoje Osero 39 Tage länger.
Die Stationen Bolschoje Almatinskoje Osero und Mynshilki zeigen einen ähnlichen Verlauf mit tendenzieller Zunahme der Schneedeckendauer. Eine markante Unterscheidung bezüglich der Schneedeckendauer zeichnet sich für den Zeitraum von Anfang der 1960er Jahre bis Ende der 1970er Jahre ab. Hier verkürzt sich die Schneedeckendauer der niedrigeren Klimastationen, besonders der Station Ust-Gorelnik, signifikant. Wohingegen für die Station Mynshilki die Schneedeckendauer in diesem Zeitraum unverändert erscheint. Ab Mitte der 1980er Jahre verminderte sich die Schneedeckendauer für die Stationen Bolschoje Almatinskoje Osero und Mynshilki, bis diese Mitte der 1990er Jahre sprunghaft ansteigen.
Im Vergleich der Abweichungen der Bildungs- und Ausaperungszeitpunkte vom jeweiligen Bezugszeitpunkt wird ersichtlich, dass für die drei genannten Perioden der veränderten Schneedeckendauer vornehmlich die zeitliche Verschiebung der Schneedeckenbildung ursächlich ist. Für die Zeiträume mit nahezu unveränderter Schneedeckendauer zeigen sich über die Zeitreihe hinweg schwankende Anfangszeitpunkte der Schneedeckenbildung. Diese werden jedoch in ihrer Auswirkung auf die Schneedeckendauer durch gleichsinnige Abweichungen der Ausaperungszeitpunkte ausgeglichen.
Während der Periode von Anfang der 1960er Jahre bis Ende der 1970er Jahre verschob sich der Bildungszeitpunkt der Schneedecke der Klimastationen Ust-Gorelnik und Bolschoje Almatinskoje Osero deutlich in den November hinein. Die Abweichungen der Ausaperungszeitpunkte sind im Vergleich dazu schwächer. Noch eindeutiger zeigen sich die Auswirkungen auf die Schneedeckendauer in den veränderten Bildungszeitpunkten der beiden jüngsten Perioden ab Mitte der 1980er Jahre. Hier haben sich die Zeitpunkte der Ausaperung geringfügig geändert, wohingegen sich die Bildungszeitpunkte signifikant verschoben haben. Deren Kurvenverlauf spiegelt nahezu den gegensinnigen Kurvenverlauf der Schneedeckendauer wider.
Die berechneten Trendkoeffizienten der drei Schneedeckenparameter sind in der Tabelle 15 wiedergegeben und quantifizieren deren Entwicklung. Die Schneedeckendauer verlängerte sich in den vergangen sieben Jahrzehnten für die Stationen Bolschoje Almatinskoje Osero und Mynshilki um 3,5 d/Dekade bzw. 3,6 d/Dekade. Die Trendkoeffizienten der Bildungszeitpunkte der Klimastationen betragen -3,2 d/Dekade bzw. -4,1 d/Dekade. Im Vergleich hierzu sind die Trendkoeffizienten der Ausaperungszeitpunkte deutlich kleiner. Dies bestätigt, dass die Verschiebung der Bildungszeitpunkte maßgeblich eine Verlängerung der Schneedeckendauer bewirkt hat, wodurch von einer stärkeren Veränderung der klimatischen Bedingungen im Oktober auszugehen ist. Um in erster Näherung hierzu eine Einschätzung vornehmen zu können, wurde eine Korrelationsanalyse der mittleren Monatstemperaturen und -niederschläge im Oktober mit den Bildungszeitpunkten der winterlichen Schneedecke der Klimastationen Bolschoje Almatinskoje Osero und Mynshilki durchgeführt. Diese ergab eine stärkere Korrelation der monatlichen Niederschlagsmengen. Für die Monate mit hohen Niederschlagsmengen ist eine stärkere Verschiebung des Bildungszeitpunktes in den Oktober hinein festzustellen.[94]

[94] Für eine genauere Analyse der winterlichen Schneedeckenentwicklung und der Einflüsse verschiedener Klimaelemente sei auf die Dissertation von PIMANKINA (2004:93ff.) verwiesen.

Tab. 15: Trendkoeffizienten dreier Parameter der winterlichen Schneedecken (Anhang 11.9, Seite 166) verschiedener Klimastationen für unterschiedliche Zeiträume (Die Trendkoeffizienten der Schneedeckenparameter Bildung und Ausaperung sind auf den 1. November bzw. 1. Mai bezogen.)

Klimastation	Trendkoeffizient [d/Dekade]					
	1937/38 bis 2010/11			1940/41 bis 1990/91		
	Dauer	Bildung	Ausaperung	Dauer	Bildung	Ausaperung
Mynshilki (3.017 m ü.d.M.)	3,6	-4,1	-0,7	0,4	-3,3	-3,1
Bolschoje Alma. O. (2.516 m ü.d.M.)	3,5	-3,2	-0,1	0,0	-0,2	-0,1
Ust-Gorelnik (1.943 m ü.d.M.)	-	-	-	-1,7	0,4	-1,2

Für den Zeitraum von 1940/41 bis 1990/91 zeigt sich ein schwacher positiver Trend der Schneedeckendauer für die Gebirgsstation Mynshilki (0,4 d/Dekade) bzw. eine umgekehrte Entwicklung bei der Station Ust-Gorelnik (-1,7 d/Dekade). Dies stimmt näherungsweise mit den Ergebnissen von AIZEN et al. (1997:1397) überein. Die Autoren stellen für den nördlichen Tien Shan im Zeitraum von 1940 bis 1991 eine gegenläufige Entwicklung der Schneedeckendauer in unterschiedlichen Höhenlagen fest. Oberhalb von 2.000 m ü.d.M. konstatieren sie eine Verlängerung um 0,6 d/Dekade und unterhalb von 2.000 m ü.d.M. eine Verkürzung der Schneedeckendauer um -2,5 d/Dekade. Für die Stationen Bolschoje Almatinskoje Osero und Mynshilki sind ähnliche Entwicklungen bezüglich der Verschiebung der Bildungs- und Ausaperungszeitpunkte festzustellen, wodurch sich die ausbleibende Veränderung der Schneedeckendauer erklärt. Für die Station Ust-Gorelnik führte die Verschiebung der Ausaperungszeitpunkte in den April hinein zu einer Verkürzung der Schneedeckendauer.

7.4 Auswirkungen der Klimaänderung

7.4.1 Vergletscherung

Als ein offensichtliches Indiz der Klimaänderung gilt die Veränderung der Vergletscherung in einer Gebirgsregion. Für den Gesamtraum des Tien Shan liegen Untersuchungen zur Gletscheränderung von SORG et al. (2012), GIESE & MOSSIG (2004) und DJURGEROV et al. (1995) vor. Differenzierte Analysen zur Gletscheränderung im Gebirgsraum des nördlichen Tien Shan bzw. des Ile Alatau haben die Autoren BAUME (2002), BOLCH (2008), KOKAREV (2009), KOTLYAKOV et al. (1991), LENTSCHKE & SCHRÖDER (2008), SOLOMINA (1997) und VILESOV & UVAROV (2001) veröffentlicht. Die Autoren konstatieren einen allgemeinen Rückgang der Vergletscherung im nördlichen Tien Shan seit Mitte des 19. Jahrhunderts.
Für die Nordabdachung des Ile Alatau quantifiziert KOKAREV (2009:91) für den Zeitraum von 1955 bis 2008 einen Gletscherrückgang von 287,3 km² auf 171,9 km² (40 %). Durch die Verkleinerung und Zergliederung der Gletscher stieg deren Anzahl um 134 auf 441 an, wobei nur die Anzahl der Gletscher mit einer Fläche < 0,1 km² zunahm.
Allgemein war der Gletscherrückgang von Phasen der Stabilisierung und leichter Vorstöße unterbrochen, wobei unterschiedliche Intensitäten der Änderung auf die verschiedenen morphometrischen Charakteristika, wie Höhenlage und Exposition der Gletscher zurückzuführen sind (LENTSCHKE & SCHRÖDER 2008:80ff.).
Exemplarisch für eine detaillierte Betrachtung der historischen Gletscheränderung im Untersuchungsgebiet sind in der Abbildung 39 die jährliche und kumulierte Massenbilanz des Gletschers Zentraler Tujuksu für den Zeitraum von 1880 bis 2011 dargestellt. Der Gletscher befindet sich im oberen Einzugsgebiet des Tals Kishi Almaty. Die Entwicklung der Massenbilanz des Gletschers Zentraler Tujuksu kann in drei Phasen gegliedert werden: Mit der Datenaufzeichnung im Jahr 1880 beginnt die erste Phase mit einer deutlichen Zunahme der Massenbilanz von durchschnittlich 19,9 g/cm² pro Jahr und endet etwa 1914. Gefolgt von

einer zweiten Phase mit tendenziellem Gletscherrückgang bis 1972. In dieser Phase können vereinzelt positive jährliche Massenbilanzen, die in den 1960er Jahren zur Stabilisierung der Massenbilanz führten, festgestellt werden. Im Durchschnitt beträgt die jährliche Massenbilanz -11,6 g/cm². Ab 1972 verstärkt sich mit durchschnittlich -51,3 g/cm² pro Jahr der Gletscherrückgang. Die wenigen Jahre mit positiver jährlicher Massenbilanz beeinflussen den rapiden Gletscherrückgang nur marginal.

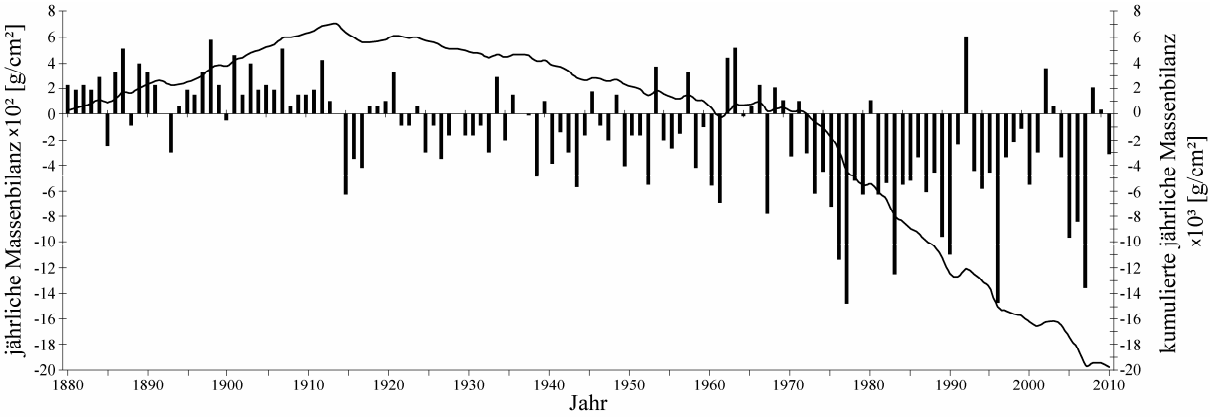


Abb. 39: Jährliche und kumulierte Massenbilanz des Gletschers Zentraler Tujuksu im Tal Kishi Almaty für den Zeitraum von 1880 bis 2011 (GI-AdW, VILESOV & UVAROV 2001:67ff.)

Verglichen mit der Temperaturentwicklung zeigt die Gletscherentwicklung des Tujuksu eine gute Übereinstimmung hinsichtlich der letzten beiden Phasen. Der ersten Phase der Gletscherentwicklung bis 1914 können nur Temperaturdaten der Klimastation Almaty gegenübergestellt werden. Für diese zeigt sich ein deutlicher Temperaturanstieg des 7-jährigen gleitenden Mittels bis 1916, was dem Anstieg der jährlichen Massenbilanz des Zentralen Tujuksu entgegensteht. Hier kann auf eine abweichende, ebenfalls diametral entgegengesetzte Temperaturentwicklung im Hochgebirgsbereich des Ile Alatau geschlussfolgert werden. Erst ab dem Zeitraum verfügbarer Temperaturdaten der Klimastation Mynshilki zeigt sich eine deutlichere Übereinstimmung der Temperatur- und Gletscherentwicklung. Vor allem der markante und stetige Temperaturanstieg Anfang der 1970er Jahre führte zum kontinuierlichen Rückgang der kumulierten Massenbilanz des Gletschers Zentraler Tujuksu.

7.4.2 Murenhäufigkeit

Für eine Einschätzung der Auswirkungen bezüglich der geschilderten Klimaänderung auf die Häufigkeit der Murenereignisse wird im Folgenden die sommerliche Niederschlags- und Temperaturentwicklung den Murenereignissen im Untersuchungsgebiet gegenübergestellt. Hierbei umfassen die Murenereignisse auch jene, denen in den Datenquellen (Anhang 11.2, Seite 147) das Potenzial der Murenbildung zugeschrieben wurde. So stehen Hochwasserereignisse und die abrupten Seespiegelabsenkungen der Moränen- oder Gletscherseen in starker Abhängigkeit von den Niederschlags- und Temperaturbedingungen.
Beispielgebend für die Niederschlags- und Temperaturentwicklung im Untersuchungsgebiet werden die Zeitreihen der Klimastation Bolschoje Almatinskoje Osero verwendet, da diese entsprechend der Korrelationsanalyse die höchste Korrelation zu den anderen Klimastationen zeigte. Weiterhin liegen von dieser Klimastation die längsten Zeitreihendaten aller Gebirgsstationen vor.

Niederschlagsmuren – Die Abbildung 40 zeigt einen geringfügigen Zusammenhang zwischen der Niederschlagsänderung und den Murenereignissen. Die Ergebnisse zeigen keine vergleichbare Periodisierung ähnlich der beschriebenen feuchteren Perioden der Niederschlags-

entwicklung. Vereinzelt kann für jene Sommerhalbjahre, die hohe Abweichungen zum langjährigen Mittel der Referenzperiode aufweisen, eine höhere Anzahl an Murengängen festgestellt werden. Eine stark gegenläufige Entwicklung liegt für den Zeitraum von 1966 bis 1970 vor. Hier sind trotz negativer bzw. nur schwach positiver Abweichungen der Niederschlagsmengen in den Sommerhalbjahren vermehrt Murengänge zu verzeichnen.
Der ausbleibende deutlich ersichtliche Zusammenhang zwischen der Niederschlagsentwicklung und der Murgangshäufigkeit liegt weniger an der möglicherweise unvollständigen Murendatenbank (Kapitel 3.1, Seite 7), als vielmehr an der zeitlichen Auflösung der verwendeten Zeitreihendaten. Wie sehr die Niederschlagsmuren von der Menge und der Intensität einzelner extremer bzw. über mehrere Tage hinweg andauernder Niederschlagsereignisse abhängen, wurde bereits im Kapitel 5.3.3 (Seite 53) erläutert. Somit kann die dargestellte Entwicklung der Niederschlagsmengen in den Sommerhalbjahren nur in geringem Maße die Entwicklung der Murenhäufigkeit wiedergeben.
Nicht allein die Niederschlagsentwicklung, sondern auch die Temperaturentwicklung nimmt durch die Beeinflussung des Aggregatzustands der Niederschläge Einfluss auf die Murganghäufigkeit. Diese konkret auf den Zeitpunkt des Niederschlagsereignisses bezogene Temperatur, geht marginal in die mittlere Monatstemperatur bzw. in die sommerliche Halbjahresmitteltemperatur ein. Eine Gegenüberstellung der Temperaturentwicklung der sommerlichen Halbjahresmitteltemperatur und der mittleren Monatstemperatur der Monate Juli bis August mit der Murgangshäufigkeit in diesem Zeitraum zeigte keinen zusammenhängenden Verlauf. Auf eine entsprechende grafische Darstellung wurde deshalb verzichtet.

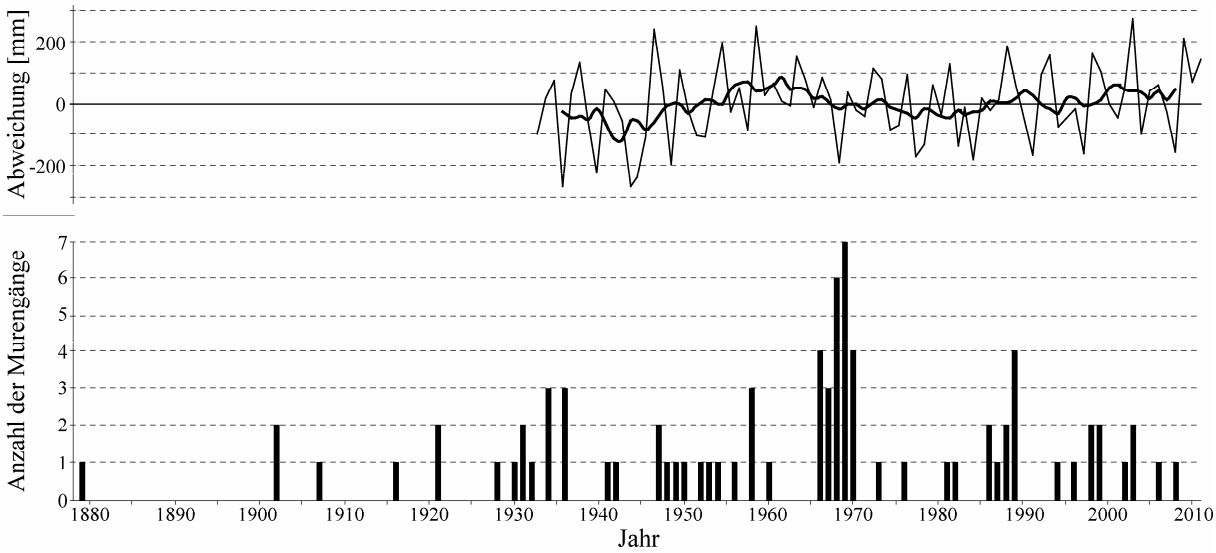


Abb. 40: Gegenüberstellung der tatsächlichen und potenziellen Niederschlagsmurenereignisse im Untersuchungsgebiet (Anhang 11.2, Seite 147) mit den Abweichungen der Niederschlagsmengen in den Sommerhalbjahren der Klimastation Bolschoje Almatinskoje Osero bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 (dicke Linie - 7-jähriges gleitendes Mittel; GI-AdW, KAZGIDROMET)

Glazialmuren – JAFJAZOVA (2007:66f.) konstatiert eine hohe Korrelation der Glazialmurenereignisse im Ile Alatau mit der globalen Temperaturentwicklung. Nach Anstieg der globalen Temperatur stellte sich ab 1940 ein neues globales Temperaturniveau ein, sodass ab diesem Zeitpunkt eine erhöhte Häufigkeit der Glazialmurengänge festzustellen ist.
Konkret auf das Untersuchungsgebiet bezogen, sind in der Abbildung 41 die tatsächlichen und potenziellen Glazialmurenereignisse sowie die Entwicklung der Halbjahresmitteltemperaturen in den Sommerhalbjahren der Klimastation Bolschoje Almatinskoje Osero gegenübergestellt.

Hier zeigt sich ein leichter Zusammenhang zwischen der Häufigkeit der Glazialmuren und dem gleitenden 7-jährigen Mittel der Halbjahresmitteltemperaturen in den Sommerhalbjahren. So sind für die Zeitpunkte bzw. -räume gehäufter Glazialmurenereignisse im Jahr 1944 und in den 1970er Jahren ansteigende Temperaturverhältnisse festzustellen.
Für die Glazialmuren beschränkt sich die Betrachtung der Auswirkungen der Klimaänderung nicht nur auf eine veränderte Häufigkeit der Murenereignisse, sondern äußert sich auch in Hinblick auf die veränderten Voraussetzungen der Glazialmurenbildung. Mit dem Gletscherrückgang und dem erhöhten Abfluss haben sich auch die Anzahl und die morphometrischen Charakteristika der Moränen- und Gletscherseen verändert. Die Autoren NARAMA et al. (2009) und POPOV (1984, 1986, 1987) stellen für den Gebirgsraum des nördlichen Tien Shan bzw. für den Ile Alatau eine Zunahme der Moränen- und Gletscherseen fest. NARAMA et al. (2009:25) quantifizieren diese Zunahme von 270 Seen im Jahr 1971 auf 320 im Jahr 2007. Für beide Zeitpunkte ist der relative Anteil der Seen mit einer Fläche von < 5.000 m² mit 70 % gleich. Besonders stark haben die Seen mit einer Größe von 10.000 bis 50.000 m² zugenommen. Die hydrografischen Messungen von POPOV (1984:100ff., 1986:168ff.) zeigen die enorme Veränderung der morphometrischen Charakteristika der Seen. Besondere Berücksichtigung findet hierbei der Zeitraum der 1970er Jahre.

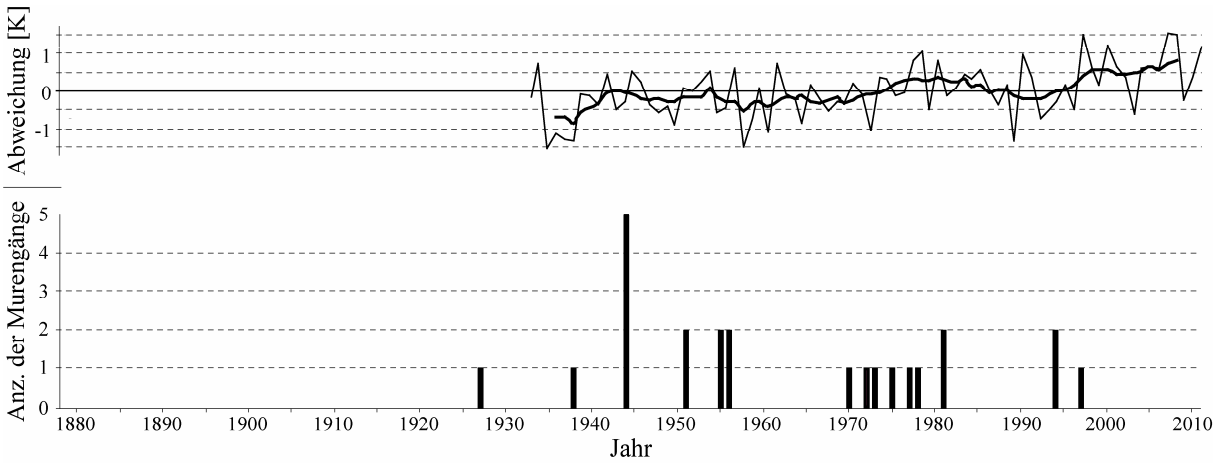


Abb. 41: Gegenüberstellung der tatsächlichen und potenziellen Glazialmurenereignisse im Untersuchungsgebiet (Anhang 11.2, Seite 147) mit den Abweichungen der Halbjahresmitteltemperatur in den Sommerhalbjahren der Klimastation Bolschoje Almatinskoje Osero bezogen auf das Mittel der klimatologischen Referenzperiode 1961 bis 1990 (dicke Linie - 7-jähriges gleitendes Mittel; GI-AdW, KAZGIDROMET)

7.4.3 Murenbildende Faktoren

Die Klimaänderung, welche bereits die veränderten meteorologischen Bedingungen für die Murenbildung umfasst, wirkt sich unterschiedlich auf die einzelnen Faktoren aus. Wie sich die tatsächlichen oder zukünftig potenziell veränderten klimatischen Bedingungen auf die anderen murenbildenden Faktoren auswirken, soll im Folgenden theoretisch betrachtet werden. Es wird bei der folgenden Betrachtung nicht auf die Gesamtheit der Auswirkungen auf die einzelnen murenbildenden Faktoren eingegangen, wie sich dies beispielsweise in der Komplexität der möglichen Veränderungen der Vegetation, die von Wachstumssteuerung, Artenzusammensetzung bis hin zur Standortverlagerung reicht, zeigt. Vielmehr richtet sich der Fokus auf die analysierten Daten und die herausgestellten Kriterien der murenbildenden Faktoren.

7.4.3.1 Morphometrie

Der murenbildende Faktor Morphometrie unterliegt der Klimaänderung bzw. der klimatischen Temperaturänderung dadurch, dass das Kriterium der Hypsometrie der flüssigen Niederschläge in den Einzugsgebieten verändert wird. Eine klimatisch bedingte Änderung der Niederschlagsmenge hat keine Auswirkungen.
Durch die tendenziell angestiegenen Jahresmitteltemperaturen hat sich die Höhenlage der Nullgradisotherme im nördlichen Tien Shan seit Mitte des 20. Jahrhunderts bis zum Beginn des 21. Jahrhunderts von 2.640 m ü.d.M. (KOLOTILIN 1961:21) auf etwas über 2.900 m ü.d.M. (BOLCH 2006:96f.) verschoben. Davon ausgehend, dass sich dies in ähnlicher Weise auch auf die Verschiebung der Schneegrenze während eines Niederschlagsereignisses auswirkt, kann eine veränderte Hypsometrie der flüssigen Niederschläge im Einzugsgebiet während eines Niederschlagsereignisses geschlussfolgert werden. Diese theoretisch angenommene Verschiebung der Schneegrenze während eines Niederschlagsereignisses wird exemplarisch für das Untersuchungsobjekt M4-Artschaly in der Abbildung 42 dargestellt. Wie in Kapitel 5.3.3 (Seite 53) festgestellt wurde, liegt die derzeitige Schneegrenze bei den Niederschlagsereignissen in den Sommermonaten bei ca. 3.200 m ü.d.M. (H). Im Einzugsgebiet von M4-Artschaly fallen die Niederschläge im Sommer auf ca. 86 % der Fläche (A) in fester Form. Somit stehen lediglich die Niederschläge auf etwa 14 % der Einzugsgebietsfläche für den unmittelbaren Oberflächenabfluss zur Verfügung und können als potenziell murenbildend erachtet werden. Mit dem klimabedingten Temperaturanstieg bzw. einer Temperaturerhöhung zum Zeitpunkt eines Niederschlagsereignisses verschiebt sich die Schneegrenze in die Höhe (H´). Unter der theoretischen Annahme, dass sich die Schneegrenze infolgedessen auf 3.400 m ü.d.M. verlagern würde, verkleinert sich die Fläche der festen Niederschläge (A´) auf ca. 68 %. Dementsprechend ist die Fläche mit flüssigen Niederschlägen um 18 % größer geworden. Mit Erweiterung des Einzugsgebietes flüssiger Niederschläge würden somit geringere Niederschlagsmengen den gleichen unmittelbaren Oberflächenabfluss bewirken wie vor der Verschiebung der Schneegrenze in die Höhe.

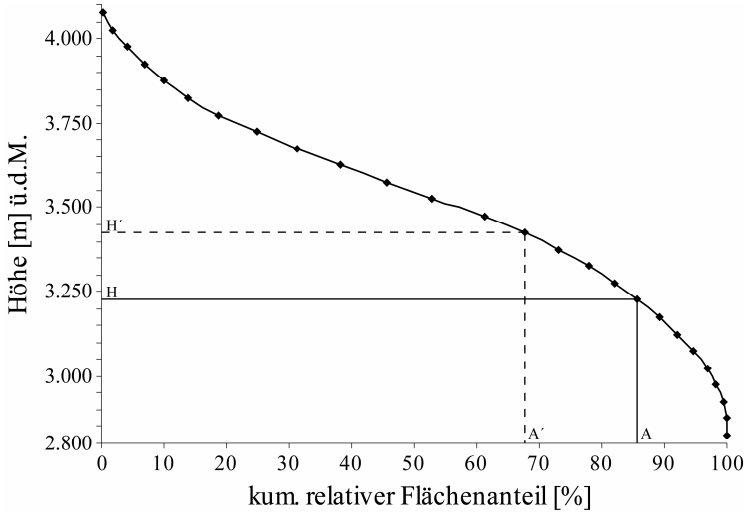


Abb. 42: Relative vertikale Flächenverteilung je 50 m Höhenintervall des Einzugsgebietes von M4-Artschaly mit Darstellung der theoretisch angenommenen Schneegrenzenverschiebung während eines Niederschlagsereignisses (H - rezente Schneegrenze bzw. A - relativer Flächenanteil fester Niederschläge, H´ - durch Temperaturanstieg verschobene Schneegrenze bzw. A´ - entsprechend veränderter relativer Flächenanteil)

Diesbezüglich kann mit Ausnahme von M1-Koktscheka, dessen Einzugsbereich nur bis 2.305 m ü.d.M. reicht, für alle anderen Untersuchungsobjekte ebenfalls eine signifikante

Veränderung der Hypsometrie flüssiger Niederschläge festgestellt werden (Anhang 11.5, Seite 157).

7.4.3.2 Geologie

Für den Faktor Geologie wirken sich die klimatischen Änderungen, konkret die hygrischen Verhältnisse allein auf das Kriterium der Sedimentation in der Tiefenlinie der rezenten Murenbahnen aus. Die Sedimentation lockeren Materials in den Tiefenlinien schafft eine Grunddisposition für die Niederschlagsmurenbildung. Diese, als Resultat der Abtragungsleistung im Hangbereich der Murenbahnen, wird vornehmlich durch die Niederschlags- oder Schneeschmelzereignisse gesteuert. Insgesamt führt eine geringere Anzahl von Niederschlags- oder Schneeschmelzereignissen zu reduzierten Sedimentationsraten.
Prinzipiell kann bei einem Temperaturanstieg davon ausgegangen werden, dass durch diesen der temperaturbedingte positive vertikale Niederschlagsgradient (Kapitel 5.3.1, Seite 50) und das Niederschlagsmaximum in die Höhe sowie eine Zunahme der Mengen in den niedrigeren Gebirgslagen zu verzeichnen sein werden.

7.4.3.3 Vegetation

Die natürlichen Vegetationszonen im Ile Alatau sind durch die hygrischen und thermischen Bedingungen determiniert. Eine Klimaänderung bewirkt grundsätzlich die Verschiebung der Vegetationszonen. So stellen Mitarbeiter des Geographisches Institut der Akademie der Wissenschaften erstmalig im Umkreis der Klimastation Tujuksu, und damit oberhalb der Obergrenze der Wiesen-Nadelwald-Zone, ein vereinzeltes Wachstum der Tien-Shan-Fichte fest[95]. Da die Obergrenze des Waldbestandes thermisch bedingt ist, kann dies als Auswirkung einer tendenziellen Temperaturerhöhung in den vergangenen Jahrzehnten bewertet werden. Für eine derartige Feststellung andernorts im Untersuchungsgebiet oder im Ile Alatau kann dies nicht unmittelbar auf die Klimaänderung zurückgeführt werden. Zum einen führte die intensive Beweidung des Gebietes zur Störung der natürlichen Vegetation. Mit Beendigung oder Einschränkung der anthropogenen Tätigkeit stellt sich allmählich der natürliche Vegetationsbestand her und suggeriert durch Jungpflanzen eine Verschiebung der Vegetationszone. Zum anderen kann die unterschiedliche Wachstumsrate der Tien-Shan-Fichte angeführt werden. Sogenannte „Kampfformen“ der Tien-Shan-Fichte, die an einzelnen Gunststandorten in der höheren Wiesen-Steppen-Zone wachsen, sind deutlich kleiner als gleichaltrige Pflanzen. Hier führen die extremen Temperaturbedingungen zum langsameren Wachstum und lassen diese oberflächlich betrachtet als Jungpflanzen erscheinen.
Auch die Untergrenze der Zone mit Waldbestand unterliegt einer Verschiebung im Zuge thermischer Änderungen. Generell sind die Übergangsbereiche der Wald-Steppen- und Steppen-Zone in der kollinen Stufe des Ile Alatau hygrisch bedingt, jedoch stehen die Niederschlagsmengen in Abhängigkeit von der Temperatur und somit auch der Temperaturentwicklung.
Die Verschiebung der Vegetationszonen würde in den oberen, bisher vegetationsfreien oder spärlich vegetationsbedeckten Gebirgsbereichen theoretisch das Wasserhaltevermögen erhöhen und das Lockermaterial stabilisieren. Für die rezenten Murenbahnen hätten die Stabilitätsänderungen jedoch nur einen marginalen Effekt. Vielmehr würde das veränderte Wasserhaltevermögen der dann vegetationsbedeckten Böden in den oberen Gebirgsbereichen zu einem murenhemmenden Effekt führen. In den unteren Gebirgsbereichen bzw. im Gebirgsvorland hingegen würde durch die Aridität die Vegetationsformationen der Wüsten-Steppen-

[95] Nach mündlicher Mitteilung von Nikolaj Kasatkin, Mitarbeiter des Geographischen Institutes der Akademie der Wissenschaften der Republik Kasachstan, am 20.08.2011.

Zone diesen Bereich dominieren und infolge der geringeren Stabilisierung des Lockermaterials erosionsanfälliger werden.

7.4.3.4 Permafrost

Die klimatisch bedingte Änderung der Permafrostverbreitung und deren Eigenschaften werden nicht allein durch die Temperatur gesteuert, sondern auch durch die den Bodenwärmehaushalt bestimmende Schneedecke und ihre Charakteristika. Die isolierende Schneedecke verzögert zum Frühjahrsbeginn die Erwärmung des Auftauhorizontes. Dem entgegen trägt eine verspätete Schneedeckenbildung zum Herbst durch das lange Eindringen der kalten Temperaturen in den Boden zum Aufbau und Erhalt des Permafrostkörpers bei.
Im Hinblick auf die Permafrostentwicklung im Untersuchungsgebiet bzw. an der Kosmosstation[96] im Tal Ulken Almaty liegen jüngste Untersuchungen von BOL'CH & MARČENKO (2007) und SEVERSKIJ (2007) vor. Die Autoren stellen beiderseits eine Temperaturzunahme des Permafrostkörpers mit beginnender Messdatenreihe ab 1974 fest. Nach SEVERSKIJ (2007:262) betrug die Temperatur des Permafrostkörpers im Jahr 1974 -0,8 °C und stieg bis 1995 auf -0,2 °C. Seit 1995 liegt die Temperatur des Permafrostkörpers stabil bei -0,2 °C. BOL'CH & MARČENKO (2007:224) konstatieren anhand ihrer Messdatenreihen für den Zeitraum von 1974 bis 2005 eine Temperaturerhöhung um 0,3 - 0,6 K.
Die Untersuchungen belegen eine veränderte Mächtigkeit der jährlichen Auftauschicht. Ausgehend von einer Mächtigkeit von 3,2 m im Jahr 1974 zeigen die Daten von SEVERSKIJ (2007:262) eine Zunahme bis zum Jahr 2006 auf 4,9 m. Nach einem Maximum von 6,0 m im Jahr 2001 hat sich die Mächtigkeit des Auftauhorizontes seit 2002 zwischen 4,6 - 4,9 m stabilisiert. Ganz ähnlich quantifizieren BOL'CH & MARČENKO (2007:224ff.) diese Zunahme. Sie stellen ein Maximum von 5,2 m im Jahr 1992 mit anschließender Schwankung um 5,0 m fest. Die Autoren kommen anhand ihrer Daten zu unterschiedlichen Schlussfolgerungen. SEVERSKIJ (2007:267) konstatiert eine Stabilisierung der Temperatur des Permafrostkörpers und der Mächtigkeit des Auftauhorizontes seit 2002. BOL'CH & MARČENKO (2007:224) hingegen prognostizieren unter Verwendung eines Modells der thermischen Bedingungen des Permafrostkörpers eine deutliche Änderung der Temperatur des Permafrostkörpers und dessen Verbreitung bei anhaltenden klimatischen Veränderungen des 20. Jahrhunderts.

7.5 Bewertung der Klimaänderung

Für die vergangenen Jahrzehnte zeigen die Zeitreihen der Klimastationen eine Veränderung der verschiedenen Klimaelemente. Mit einem deutlich positiven Trend seit 1972 hebt sich besonders die Entwicklung der Jahresmitteltemperaturen hervor. Ebenso weist die Dauer der winterlichen Schneedecke einen positiven Trend auf, was vornehmlich durch die Verschiebung des Zeitpunktes der Bildung der winterlichen Schneedecke in den Oktober hinein zu erklären ist. Die Niederschlagsentwicklung unterliegt jedoch einer starken zeitlichen und räumlichen Differenzierung. Für die Gebirgsstationen Mynshilki ist entgegen der Entwicklung der niedriger gelegenen Stationen nur eine leichte trendhafte Entwicklung festzustellen. Generell zeigen alle Zeitreihen der Klimastationen eine starke Fluktuation der Niederschläge über den Beobachtungszeitraum hinweg.
Insgesamt führten die Klimaänderungen der Elemente Temperatur und Niederschlag zu günstigen Bedingungen für die Murenbildung, die sich jedoch hinsichtlich einer Zunahme der Murenaktivität mit der Datenbank bisheriger Niederschlags- und Glazialmurenereignisse nur bedingt nachweisen ließen. Nur vereinzelt stimmten die Ereignisse der Niederschlagsmuren mit den extremen positiven Abweichungen der Halbjahresniederschlagsmengen in den

[96] Die Lage entspricht den Messstandorten der Geoelektrikprofile: Kosmosstation 1 - 3 oberhalb von 3.300 m ü.d.M. (Abbildung 28, Seite 83).

Sommerhalbjahren überein. Die Glazialmurenereignisse zeigen ansatzweise einen Zusammenhang zur Temperaturentwicklung. Jedoch belegt die Zunahme der Moränen- und Gletscherseen den Einfluss der Temperaturzunahme und zeigt das gestiegene Potenzial der Glazialmurenbildung an. Nach theoretischer Einschätzung der unmittelbaren Auswirkungen auf die Murenbildung und deren Auswirkungen auf die murenbildenden Faktoren, zeigt sich, dass die Temperaturänderung den stärksten Einfluss ausübt. Deshalb wird für die weitere Betrachtung der Bewertung einer Änderung des Murengefahrenpotenzials infolge der Klimaänderung nur die Temperaturänderung berücksichtigt. Die Auswirkungen einer Temperaturänderung auf die murenbildenden Faktoren zeigen, mit Ausnahme der Vegetation, eine Begünstigung der Murenbildung.

Zwar deuten die Temperaturverläufe der einzelnen Klimastationen einen positiven Trend an, jedoch kann keine eindeutige Prognostizierung der zukünftigen Klimaentwicklung vorgenommen werden. Grundlegend ist eine Abschätzung der Klimaentwicklung durch mehrere Faktoren, wie der gegebenen Komplexität des Klimasystems und dessen große natürliche Variabilität sowie des offenen Verlaufs der Antriebsfaktoren des Klimas (WANNER et al. 2000:161), mit einer Unsicherheit behaftet. Die weitere Betrachtung der Temperaturänderung kann demnach nur unter der theoretischen Annahme ohne eine Quantifizierung erfolgen, sodass zukünftig lediglich ein signifikanter Temperaturanstieg angenommen wird.

8 Zusammenfassende Bewertungsanalyse

Bei der Betrachtung der Klimaänderung im Untersuchungsgebiet zeigte sich für die Temperatur eine signifikant positive Entwicklung. Hingegen ist für den Niederschlag kein eindeutiger Trend in den vergangenen 132 Jahren erkennbar. Auf Basis dieser Analysen wird die weitere theoretische Betrachtung der Auswirkungen der Klimaänderung auf die Kriterien der murenbildenden Faktoren unter der Annahme eines Temperaturanstiegs durchgeführt, ohne die Temperaturänderung konkret zu quantifizieren.

Im Folgenden werden die Ausführungen zur Bewertung der murenbildenden Faktoren zusammenfassend wiedergegeben und einer abschließenden Bewertung hinsichtlich ihres Änderungspotenzials, bezogen auf das jeweilige Kriterium, infolge der Klimaänderung unterzogen sowie miteinander verglichen. Im Ergebnis dieses deskriptiven Vergleiches steht die Hervorhebung des am stärksten von der Klimaänderung beeinflussten Faktors. Hierfür werden eingangs notwendige Vorüberlegungen erläutert.

8.1 Vorüberlegungen zur Bewertungsanalyse

Die Analysen der murenbildenden Faktoren zeigen, dass der Prozess der Murenbildung sich als ein komplexes System darstellt, in welchem die Muren unter variablen Bedingungen der einzelnen murenbildenden Faktoren ausgelöst werden können. Diese Variabilität der Murenbildung ist auf die kompensatorischen Effekte des Systems bzw. der murenbildenden Faktoren untereinander zurückzuführen.
Eine Bewertung, welcher der murenbildenden Faktoren stärker für die Murenbildung verantwortlich ist, allein auf Basis der Betrachtung der jeweiligen Kriterien vorzunehmen, ist somit nicht möglich. Zudem sind die Murenbildungsprozesse der Kriterien zu verschieden, als dass diese gleichwertig betrachtet und aus der unterschiedlichen Anzahl je Faktor quantitativ bewertet werden könnten.
Vielmehr ist davon auszugehen, dass jener Faktor bzw. jenes Kriterium, welches den geringsten Einflüssen durch die anderen murenbildenden Faktoren ausgesetzt ist, den größten unabhängigen Einfluss auf die Murenbildung hat. Es ist demnach erforderlich, die wechselseitige Einflussnahme der Faktoren zu bewerten. Um die jeweilige Stärke dieses Einflusses in Ansätzen bewerten zu können, bedarf es einer Generalisierung. So zeigt sich beispielsweise bei der Betrachtung der Einflussnahme der Geologie auf die Hypsometrie der Einzugsgebiete des Niederschlagsmurentyps verglichen mit dem Einfluss der Geologie auf die Niederschlagsmenge und -intensität am Tag des Ereignisses, dass die Geologie prinzipiell auf beide Kriterien einen Einfluss ausübt. Langsame tektonische Bewegungen führen jedoch erst über einen langen Zeitraum zu einer signifikanten Veränderung der Hypsometrie. Hingegen beeinflusst die Korngrößenzusammensetzung der Sedimente im Einzugsgebiet durch die Steuerung der Infiltrationsrate und des Wasserhaltevermögens den Oberflächenabfluss unmittelbar. Es ist daher naheliegend, die hinter der Einflussnahme stehenden Prozesse auf ein zeitbezogenes Skalenniveau zu klassifizieren. Ohne konkrete empirische Zeitmessungen oder eine Abschätzung dieser Prozesse durch Datierungsmethoden ist eine feinere differenzierte Klassifizierung jedoch nicht möglich.[97] Folglich werden nur zwei in ihrer zeitlichen Wirksamkeit deutlich voneinander abweichende Prozesse klassifiziert und entsprechend dem abgeleiteten Maß der Einflussnahme in ‚stark' und ‚gering' unterschieden. Eine starke Einflussnahme wird für die Prozesse, die in kürzeren Zeiträumen zu einer signifikanten Einflussnahme führen, angenommen. Gering einflussnehmende Prozesse sind jene, deren Einfluss sich erst über längere Zeiträume abzeichnet.

[97] Wie differenziert sich diese Prozesse in der raumzeitlichen Betrachtung darstellen lassen, zeigen die Ausführungen und die Illustrationen von BRUNSDEN (1996) am Beispiel der morphologischen Prozesse.

Diesem Bewertungsprinzip folgend werden die Auswirkungen des klimatischen Temperaturanstiegs auf die Kriterien direkt sowie auf die wechselseitige Einflussnahme der murenbildenden Faktoren betrachtet. Für die entsprechende Bewertung ist die Klassifizierung diffiziler. So sind beispielsweise die temperaturbedingten Auswirkungen auf eine veränderte Verwitterungsintensität, die Verschiebung der Vegetationszonen oder auf den Aggregatzustand der Niederschläge in ihren zeitlichen Auswirkungen bzw. Prozessabläufen deutlich differenzierter zu betrachten. Dennoch wird an der zwei-klassigen Generalisierung festgehalten. Die Auswirkungen der Klimaänderung, die Verschiebung der Vegetationszonen und die Änderung des Aggregatzustandes der Niederschläge, werden somit als stark bewertet, da diese Effekte unter den besonderen naturräumlichen Charakteristika des Untersuchungsgebietes zeitlich näher zusammenliegen als die sich langsamer auswirkende veränderte Verwitterungsintensität.

Aus dieser generalisierenden Bewertung der murenbildenden Faktoren und dem deskriptiven Vergleich der Bewertungen unter den gegenwärtigen und den zukünftigen klimatisch veränderten Bedingungen, lassen sich die murenbildenden Faktoren entsprechend ihrer Bedeutung infolge der klimatischen Änderung einordnen.

8.2 Niederschlagsmuren

8.2.1 Gegenwärtige Bedingungen

Die Analyse der Untersuchungsobjekte des Niederschlagsmurentyps zeigt, dass die Murenbildung gegenwärtig von den Faktoren Morphometrie, Geologie sowie den thermischen und hygrischen Bedingungen abhängt (Tabelle 16, Seite 123). Dabei können als konkrete Voraussetzungen der Murenbildung für die Faktoren Morphometrie, Geologie und die thermischen und hygrischen Bedingungen die Hypsometrie des Einzugsgebietes, die Sedimentation in der Tiefenlinie der rezenten Murenbahnen und die Niederschlagsmenge und -intensität sowie der Aggregatzustand der Niederschläge während des Ereignisses als Kriterien benannt werden. Für die Murenbildung muss mindestens eines der Kriterien je Faktor gegeben sein, wobei für kein Kriterium ein absoluter Schwellenwert aus den Daten bestimmt werden konnte. Durch die starke Interdependenz der Kriterien in Bezug auf die Disposition der Murenbildung ist in ihren jeweiligen Größen für die Murenauslösung eine Variabilität feststellbar. So können beispielsweise unterschiedlich hohe Niederschlagsmengen durch die gegebene Abhängigkeit von der Hypsometrie der Einzugsgebiete und der Temperatur während des Niederschlagsereignisses gleichermaßen einen Murengang auslösen.
Die murenbildenden Faktoren Permafrost und Vegetation haben keinen bzw. keinen als eindeutig zu bewertenden Einfluss auf die Murenbildung für bereits bestehende Murenbahnen. Der fehlende Permafrost in unmittelbarer Nähe des Anrissbereiches rezenter Murenbahnen stabilisiert somit nicht die Lockersedimente in diesem Bereich und beeinflusst folglich die Murenbildung nicht. Die Vegetationsbedeckung weist gegensätzliche Effekte in Bezug auf die Murenbildung auf, sodass keine eindeutige Bewertung zulässig ist.
Da die Geologie sowie die thermischen und hygrischen Bedingungen jeweils nur einen geringen Einfluss auf die Morphometrie bzw. die Hypsometrie der Einzugsgebiete ausüben, ist diesen Faktoren die größere Unabhängigkeit zuzusprechen. Hingegen ist das Geologiekriterium Sedimentation in der Tiefenlinie rezenter Murenbahnen einem stärkeren Einfluss durch die anderen Faktoren unterworfen. Neben dem jeweils als gering einzuschätzenden Einfluss von expositionsbedingten Unterschieden der Verwitterungsintensität und dem stabilisierenden Effekt des Wurzelwerks der Pflanzen wird die Erosionsleistung in den Hangbereichen der Murenbahnen stärker durch die thermischen und hygrischen Bedingungen beeinflusst.
Der stärksten Einflussnahme durch andere murenbildende Faktoren unterliegen die Kriterien der thermischen und hygrischen Bedingungen. Der durch die Niederschläge bedingte Ober-

flächenabfluss hängt nicht alleinig vom Niederschlagsereignis ab, sondern wird zusätzlich von den morphometrischen und geologischen Charakteristika sowie von der Vegetation im Einzugsgebiet der Untersuchungsobjekte bestimmt. Somit stellen die thermischen und hygrischen Bedingungen den Faktor mit der geringsten Unabhängigkeit dar.

8.2.2 Klimatisch veränderte Bedingungen

Werden die unmittelbaren Auswirkungen des angenommenen Temperaturanstiegs betrachtet, so sind die Kriterien der thermischen und hygrischen Bedingungen größeren Veränderungen unterworfen. Zwar kann durch den Temperaturanstieg nur von einer geringen Auswirkung auf die Verschiebung des Niederschlagsmaximums infolge des temperaturabhängigen Niederschlagsgradienten ausgegangen werden, jedoch ist die Auswirkung auf den Anteil der flüssigen Niederschläge während der Niederschlagsereignisse als stark einzuschätzen. Die unter den gegenwärtigen Bedingungen auf diese Kriterien einflussnehmenden Faktoren Morphometrie, Geologie und Vegetation unterliegen ihrerseits einer deutlichen Veränderung, die sich insgesamt wieder auf die beiden Kriterien auswirkt.
Im Vergleich der Faktoren Morphometrie und Geologie sind durch den engen Zusammenhang von Temperatur und Niederschlag in Abhängigkeit von der Höhe stärkere Auswirkungen auf die Hypsometrie der Einzugsgebiete der flüssigen Niederschläge festzustellen. Demgegenüber führt die Verschiebung des Niederschlagsmaximums nur schwach zu einer veränderten Sedimentationsrate.
Die stärksten Auswirkungen durch den klimatischen Temperaturanstieg zeichnen sich für die Faktoren Permafrost und Vegetation ab. Alle für den Permafrost herausgestellten Kriterien werden durch die Erwärmung beeinflusst, wobei die Intensität der Kriterien umso höher ist, je geringer sich der Eisgehalt des Permafrostkörpers darstellt. Gleichzeitig unterliegen alle den Permafrost determinierenden Faktoren einer stärkeren Veränderung durch den Temperaturanstieg. Da die untersuchten rezenten Murenbahnen unter gegenwärtigen Bedingungen nicht vom Permafrost stabilisiert werden, ist für die Gesamtheit der rezenten Talmurenobjekte im Untersuchungsgebiet nicht von einem erhöhten Gefahrenpotenzial durch die Permafrostdegradation auszugehen.
Dem Faktor Vegetation kann erst mit einer temperaturbedingten Verschiebung der Vegetationszonen ein eindeutiger Einfluss auf die Murenbildung zugesprochen werden. Die mit der Verschiebung verbundene allmähliche Zunahme der Vegetationsbedeckung in den oberen bisher vegetationsfreien oder spärlich vegetationsbedeckten Bereichen der Einzugsgebiete der Untersuchungsobjekte würde zu einem eher murenhemmenden Effekt führen. Durch das höhere Wasserhaltevermögen der dann durchwurzelten Bereiche stünden geringere Niederschlagsmengen für den unmittelbaren Oberflächenabfluss zur Verfügung. Dieser murenhemmende Effekt hebt jedoch nicht die Gesamtheit der murenfördernden Effekte der anderen Faktoren auf. Außerhalb des Untersuchungsgebietes in den unteren Gebirgsbereichen und im Gebirgsvorland würde die Verschiebung der vegetationsarmen Wüsten-Steppen-Zone in die Höhe zu einer Destabilisierung des Lockermaterials führen und somit das Potenzial für Erdrutschungen und Murengänge erhöhen.

Insgesamt führt die Erwärmung, mit Ausnahme der Vegetation, zu einer Begünstigung der Murenbildung in den oberen Gebirgsbereichen. Hierbei zeigen sich bei den thermischen und hygrischen Bedingungen stärkere Auswirkungen auf das veränderte Potenzial der Murenbildung. Der Temperaturanstieg bewirkt eine Erweiterung des Einzugsgebietes der flüssigen Niederschläge während eines Ereignisses, was infolgedessen zu einer Erhöhung der oberflächlichen Abflussmenge führt. Der Einfluss des Permafrostes auf die gegenwärtigen und klimatisch veränderten Bedingungen für die Bildung von Talmuren in rezenten Murenbahnen kann ausgeschlossen werden.

Tab. 16: Zusammenfassende Bewertungsanalyse der murenbildenden Faktoren des Niederschlagsmurentyps unter gegenwärtigen und klimatisch veränderten Bedingungen

Bewertung gegenwärtig/ klimatisch verändert	**murenbildende Faktoren**	**Kriterien**	**einflussnehmende murenbildende Faktoren**			
			Morphometrie	**Geologie**	**thermische und hygrische Bedingungen**	**Vegetation**
gegenwärtig	Morphometrie	Hypsometrie des Einzugsgebietes − determiniert die Niederschlagsmenge und deren Aggregatzustand im Einzugsgebiet des Untersuchungsobjektes	—	geringe Einflussnahme − tektonische Bewegungen	geringe Einflussnahme − witterungsgesteuerte Verwitterungsintensität und Abtragungsprozesse/-leistung	ohne Einflussnahme
Temperaturanstieg		starke Auswirkungen − Erweiterung des Einzugsgebietes flüssiger Niederschläge, sodass geringere Niederschlagsmengen zu gleich großen unmittelbaren oberflächlichen Abflussmengen führen wie vor dem klimatischen Temperaturanstieg		ohne Auswirkungen	geringe Auswirkungen − Verwitterungsintensität und die Abtragungsleistung werden nur gering verändert	ohne Auswirkungen
gegenwärtig	Geologie	Sedimentation in der Tiefenlinie rezenter Murenbahnen − Sedimentmenge schafft die Grunddisposition für die Murenbildung	geringe Einflussnahme − expositionsbedingte Unterschiede der Verwitterungsintensität	—	starke Einflussnahme − Abtragungsleistung im Hangbereich der rezenten Murenbahnen	geringe Einflussnahme − erosionsstabilisierendes Wurzelwerk
Temperaturanstieg		geringe Auswirkungen − durch Verschiebung des Niederschlagsmaximums in die Höhe werden die dadurch gesteuerten Sedimentationseffekte nur geringfügig verändert	ohne Auswirkungen		geringe Auswirkungen − Abtragungsleistung im Hangbereich der rezenten Murenbahnen gering verändert	ohne Auswirkungen − Murenanrisskanten mehrheitlich rezent bewachsen
gegenwärtig	thermische und hygrische Bedingungen	a) Niederschlagsmenge und -intensität am Tag des Ereignisses − determinieren den unmittelbaren Oberflächenabfluss b) Temperatur bzw. Aggregatzustand der Niederschläge am Tag des Ereignisses − determinieren den unmittelbaren Oberflächenabfluss	starke Einflussnahme − determiniert den vertikalen Temperatur- und Niederschlagsgradienten	starke Einflussnahme − Korngröße determiniert die Infiltrationsrate und das Wasserhaltevermögen	—	starke Einflussnahme − Wurzel- und Blattwerk determinieren die Infiltrationsrate und das Wasserhaltevermögen
Temperaturanstieg		a) geringe Auswirkungen − Verschiebung des Niederschlagsmaximums in die Höhe bewirkt eine geringe Veränderung der Niederschlagsmenge und -intensität b) starke Auswirkungen − signifikante Erhöhung des Anteils flüssiger Niederschläge, sodass geringere Niederschlagsmengen zu gleich großen unmittelbaren oberflächlichen Abflussmengen führen wie vor dem klimatischen Temperaturanstieg	starke Auswirkungen − geringe Veränderung des Niederschlagmaximums durch Verschiebung, jedoch signifikante Zunahme des Anteils flüssiger Niederschläge	geringe Auswirkungen − Verwitterungsintensität und somit Korngrößenzusammensetzung wird nur gering verändert		starke Auswirkungen − durch Verschiebung der Vegetationszonen werden die Infiltrationsrate und das Wasserhaltevermögen der bisher vegetationsfreien Bereiche im Einzugsgebiet der Untersuchungsobjekte stark verändert
gegenwärtig	Vegetation	Vegetationsbedeckung – durch murenhemmende und -fördernde Einflussnahme ist keine eindeutige Bewertung möglich	starke Einflussnahme − höhenabhängige Vegetationsbedeckung und Zusammensetzung der Pflanzenformation	starke Einflussnahme − Pflanzenwachstum nur auf Lockermaterial	starke Einflussnahme − höhenabhängige Vegetationszonen	—
Temperaturanstieg		starke Auswirkungen − Verschiebung der Vegetationszonen führt in den höheren Gebirgsbereichen zur sukzessiven Zunahme der Vegetationsbedeckung und hemmt somit die Murenbildung. In den unteren Gebirgsbereichen würden die Vegetationsformationen der Wüsten-Steppen-Zone diesen Bereich dominieren und zur Destabilisierung des Lockermaterials und zu dessen Erosionsanfälligkeit führen.	starke Auswirkung − Verschiebung der Vegetationszonen	geringe Auswirkungen − Verwitterungsintensität und somit Materialaufbereitung wird nur gering verändert	starke Auswirkung − Verschiebung der Vegetationszonen	
gegenwärtig	Permafrost	a) Existenz des Permafrostes in Nähe der Murenbahn und im Moränenkörper − kein Permafrostvorkommen in unmittelbarer Nähe rezenter Murenbahnen b) Größe des Permafrostkörpers − kein größerer Permafrostkörper in unmittelbarer Nähe rezenter Murenbahnen c) Eisgehalt des Permafrostkörpers − unterschiedliche Eisgehalte, jedoch ohne Einflussnahme auf rezente Murenbildung	starke Einflussnahme − Höhe und Exposition determinieren Permafrostvorkommen und -charakteristika	starke Einflussnahme − Korngrößenzusammensetzung determiniert die Wärmeleitfähigkeit im Sedimentkörper	starke Einflussnahme − Temperatur und winterliche Schneedecke determinieren Permafrostvorkommen und -charakteristika	starke Einflussnahme − Vegetationsdecke determiniert die Wärmeleitfähigkeit im Sedimentkörper
Temperaturanstieg		starke Auswirkungen − signifikante Änderung von Permafrostvorkommen und -charakteristik, wobei die Intensität der Änderung vom Eisgehalt des Permafrostkörpers abhängt. Durch fehlende Einflussnahme auf rezente Murenobjekte bleibt der Faktor auch unter den klimatisch veränderten Bedingungen ohne Auswirkung auf die dortige Murenbildung.	starke Auswirkung − Verschiebung der Permafrostzonen	geringe Auswirkungen − Verwitterungsintensität und somit Korngrößenzusammensetzung wird nur gering verändert	starke Auswirkung − Verschiebung der Permafrostzonen	starke Auswirkung − Verschiebung der Vegetationszonen

8.3 Glazialmuren

8.3.1 Gegenwärtige Bedingungen

Unter den gegenwärtigen Bedingungen hängt die Murenbildung der Glazialmuren von der Morphometrie der Moränenseen, den thermischen und hygrischen Bedingungen sowie dem Permafrost ab (Tabelle 17, Seite 126). Im Vergleich zum Niederschlagsmurentyp ist der murenbildende Faktor Morphometrie für den Glazialmurentyp differenzierter zu betrachten. So können im Einzelnen die Kriterien Volumen des Moränensees, Größe des Moränenkörpers im Frontbereich des Moränensees, Existenz eines Oberflächenabflusses und die morphometrischen Charakteristika im Umfeld des Sees unterschieden werden. Aus der Analyse der bisherigen Glazialmurenereignisse zeigt sich jedoch, dass diese in den häufigsten Fällen nicht durch das plötzliche Nachgeben des Moränendammes initiiert, sondern vielmehr durch den intensiven Oberflächenabfluss der Moränenseen ausgelöst wurden. Somit kann der Existenz eines Oberflächenabflusses im Vergleich zu den anderen Kriterien der Morphometrie eine besondere Bedeutung zugesprochen werden.
Für den Faktor Permafrost wurden die gleichen Kriterien wie bei der Betrachtung des Niederschlagsmurentyps herausgestellt: Es sind die Existenz des Permafrostes im Moränenkörper sowie die Größe und der Eisgehalt des Permafrostkörpers. Von den thermischen und hygrischen Bedingungen ist es ausschließlich die Temperatur, die aus meteorologischer Sicht die Murenbildung determiniert.
Hinsichtlich der wechselseitigen Einflussnahme der murenbildenden Faktoren auf die jeweiligen Kriterien kann lediglich für das Kriterium Temperatur eine gänzliche Unabhängigkeit festgestellt werden. Eine diesbezügliche Bewertung der Faktoren Morphometrie und Permafrost zeigt unterschiedliche Intensitäten des geologischen Einflusses auf. Dieser wirkt sich durch die korngrößenabhängige Wärmeleitfähigkeit im Sedimentkörper stärker auf den Permafrost als auf die tektonisch bedingte Veränderung der Morphometrie aus. Hingegen unterliegen die Kriterien beider Faktoren einer starken Einflussnahme der thermischen Bedingungen und einer gleichstark bewerteten wechselseitigen Einflussnahme.

8.3.2 Klimatisch veränderte Bedingungen

Der angenommene klimatische Temperaturanstieg entspricht zugleich dem Kriterium des murenbildenden Faktors der thermischen und hygrischen Bedingungen und ist folglich in der Bewertung der Auswirkungen der angenommen Klimaänderung auf die murenbildenden Faktoren am deutlichsten ausgeprägt. Durch die starke Einflussnahme der Temperatur auf die Kriterien der Faktoren Permafrost und Morphometrie sind demzufolge auch die Auswirkungen des Temperaturanstiegs auf diese als stark zu bewerten. Dabei werden im Gegensatz zum Permafrost nicht alle Kriterien der Morphometrie verändert. So wirkt sich der Temperaturanstieg durch die temperaturabhängige Ablation der Gletscher und Schneeflächen ausschließlich auf das Volumen und die Existenz eines Oberflächenabflusses aus.
Mit positiver Änderung der Wasserbilanz der Moränenseen ist von einer Volumenzunahme und einem veränderten Abflussverhalten auszugehen. Die Größe des Moränenkörpers im Frontbereich des Moränensees und dessen Umfeld werden durch den Temperaturanstieg nicht verändert. Identisch zur Bewertung des Permafrostes als murenbildender Faktor des Niederschlagsmurentyps ist die Intensität der Permafrostdegradation vom Eisgehalt des Permafrostkörpers abhängig. Mit einem geringeren Eisgehalt sind die Auswirkungen des Temperaturanstiegs umso intensiver.

Tab. 17: Zusammenfassende Bewertungsanalyse der murenbildenden Faktoren des Glazialmurentyps unter gegenwärtigen und klimatisch veränderten Bedingungen

Bewertung gegenwärtig/ klimatisch verändert	murenbildende Faktoren	Kriterien	einflussnehmende murenbildende Faktoren			
			Morphometrie	Geologie	thermische und hygrische Bedingungen	Permafrost
gegenwärtig	Morphometrie	a) Volumen des Moränensees b) Größe des Moränenkörpers im Frontbereich des Moränensees – determiniert die Stabilität des Moränenkörpers c) Existenz eines Oberflächenabflusses – Schwächezone im Moränenkörper und somit prädestiniert für Erosion d) Charakteristik des Moränenseeumfeldes – Massenbewegungen im Umfeld können Glazialmure initiieren	—	geringe Einflussnahme – tektonische Bewegungen	starke Einflussnahme – temperaturbedingte Ablation	starke Einflussnahme – Volumenänderung durch Abschmelzen des Gletschereises oder des gefrorenen Untergrundes unterhalb des Moränensees sowie durch Abdichtung des Untergrundes, Thermokarstprozesse bedingen Oberflächenabfluss
Temperaturanstieg		starke Auswirkung – veränderte Ablation führt zur Volumenänderung der Untersuchungsobjekte		ohne Auswirkungen	starke Auswirkung – Veränderung der Ablationsintensität	starke Auswirkungen – Thermokarstprozesse im Moränenkörper werden verstärkt
gegenwärtig	thermische und hygrische Bedingungen	Temperatur – determiniert die Ablationsintensität der Gletscher- und Schneefläche, dadurch Volumen der Untersuchungsobjekte	ohne Einflussnahme	ohne Einflussnahme	—	ohne Einflussnahme
Temperaturanstieg		starke Auswirkung – zugleich Faktor der angenommen Klimaänderung	ohne Auswirkungen	ohne Auswirkungen		ohne Auswirkungen
gegenwärtig	Permafrost	a) Existenz des Permafrostes im Moränenkörper – Stabilisierung des Moränenkörpers b) Größe des Permafrostkörpers – Stabilisierung des Moränenkörpers c) Eisgehalt des Permafrostkörpers – determiniert Intensität der Permafrostdegradation	starke Einflussnahme – Höhe und vornehmlich Exposition determinieren Permafrostvorkommen und -charakteristika	starke Einflussnahme – Korngrößenzusammensetzung determiniert die Wärmeleitfähigkeit im Sedimentkörper	starke Einflussnahme – Temperatur und winterliche Schneedecke determinieren Permafrostvorkommen und -charakteristika	—
Temperaturanstieg		starke Auswirkungen – signifikante Permafrostdegradation führt zur Destabilisierung des Moränenkörpers. Intensität der Permafrostdegradation vom Eisgehalt des Permafrostkörpers abhängig.	starke Auswirkung – Verschiebung der Permafrostzonen	geringe Auswirkungen – Verwitterungsintensität und somit Korngrößenzusammensetzung wird nur gering verändert	starke Auswirkung – Verschiebung der Permafrostzonen	

Insgesamt zeigt sich, dass die Auswirkungen des Temperaturanstiegs auf die murenbildenden Faktoren des Glazialmurentyps nur für die Faktoren Morphometrie und Permafrost objektiv bewertet werden können. Die angenommene Klimaänderung impliziert die Auswirkungen auf den Faktor der thermischen und hygrischen Bedingungen. Durch die Temperaturabhängigkeit des Permafrostes und der Morphometrie führt folglich auch der Temperaturanstieg zu einer Veränderung von deren Charakteristika, die die Bildung von Glazialmuren begünstigen. Hierbei können die Auswirkungen der Klimaänderung – die Destabilisierung des Moränenkörpers infolge der Permafrostdegradation und die Veränderung des Volumens oder des Oberflächenabflusses der Moränenseen infolge veränderter Ablation – in ihrer Stärke nicht weiter differenziert werden und sind demzufolge als gleich stark zu bewerten. Zusätzlich zur klimatisch bedingten Änderung des Gefahrenpotenzials der Glazialmuren, bewirkt der Temperaturanstieg ebenfalls veränderte Bedingungen, die bei entsprechenden Charakteristika des Umfeldes des Moränensees das mögliche Auslösen von Glazialmuren, wie beispielsweise durch Murengänge, Felsstürze oder kalbende Gletscherenden, begünstigt.

9 Schlussfolgerung und Ausblick

Unabhängig von einer Differenzierung der Auslösebedingungen konnte anhand der Untersuchungen von bisherigen Murenereignissen nachgewiesen werden, dass der Ile Alatau seit Beginn der Aufzeichnungen ein murenaktives Gebiet ist. Unter den registrierten Ereignissen traten am häufigsten jene auf, die durch Niederschläge und intensive Abflüsse der Moränenseen bedingt wurden. Im Ergebnis der Analysen der murenbildenden Faktoren an ausgewählten Untersuchungsobjekten zeigte sich die Komplexität der Auslösebedingungen. Die darauf basierenden Bewertungen der jeweiligen murenbildenden Faktoren, im Hinblick auf deren generelle Relevanz im Murenbildungsprozess unter den gegenwärtigen naturräumlichen sowie zukünftigen angenommenen klimatisch veränderten Bedingungen, können nicht umfassend alle gegebenen und potenziellen Auslösebedingungen der verschiedenen Typen der Niederschlags- und Glazialmuren berücksichtigen. So beziehen sich die Ergebnisse dieser Arbeit ausschließlich auf die objektspezifischen Charakteristika, anhand derer stark eingeschränkte und eindeutige Rahmenbedingungen für die Einschätzung der Abhängigkeiten beider Murenbildungsprozesses abgeleitet wurden. Die sich aus dieser Einschränkung der durchgeführten Untersuchungen ergebenen offenen Fragen, ob und in welcher Form sich das Gefährdungspotenzial für Murentypen mit anderen Auslösebedingungen ändert, begründet die Notwendigkeit weiterführender Untersuchungen.

Dem in dieser Arbeit nicht berücksichtigten und ebenfalls durch starke Niederschläge ausgelösten Hangmurentyp muss trotz der in der Regel geringen Reichweite ein Gefahrenpotenzial zugesprochen werden, da dieser Murentyp vor allem in einem von Wanderern stark frequentierten Gebiet auftritt und zudem im Folgeprozess das Auslösen von Glazialmuren bewirken kann. Inwiefern dieser Murentyp im Entstehungsprozess unter den gegenwärtigen Bedingungen dem Einfluss des Permafrostes unterliegt und folglich mit dessen Degradation eine veränderte Häufigkeit zur Folge hat, muss gesondert analysiert und bewertet werden.
Des Weiteren sollte zur umfassenden Bewertung des gegenwärtigen Gefahrenpotenzials durch Muren im Siedlungsraum des Ile Alatau vor allem jenen Murentypen Beachtung geschenkt werden, deren Auftreten und Bildung in den bisherigen Untersuchungen unberücksichtigt geblieben sind. So stellen die Eisstau-Muren in den unteren besiedelten Flussläufen eine Gefährdung zum Ende der Winterperiode dar. Auf welche Weise sich der Temperaturwechsel zwischen der Winter- und Frühjahrperiode infolge der Klimaänderung verstärkt und zu einer veränderten Murenhäufigkeit führt, bedarf einer genaueren Analyse des spezifischen Murenbildungsprozesses.

Für die untersuchten Objekte des Niederschlagsmurentyps wurde die Niederschlagsmenge und -intensität als das bedeutendste und am stärksten den Auswirkungen eines angenommen klimatischen Temperaturanstiegs unterlegenes Kriterium aller Faktoren bewertet. Die bisher vom Kasachisch-Hydrometeorologischen Dienst „Kazgidromet“ und von der kasachischen Murenschutzorganisation „Kazselezaščita“ angenommene kritische Niederschlagsintensität von 60 mm/h für ein sehr wahrscheinliches Auftreten einer Niederschlagsmure konnte mit den vorliegenden Daten zwar nicht bestätigt werden, müsste jedoch entsprechend der hier erbrachten Analysen zukünftig nach unten korrigiert werden.
Grundlegend wäre für die genauere Vorhersage dieser niederschlagsbedingten Murenereignisse eine Betrachtung der Disposition einer Murenbildung durch experimentell belegte Prozessanalysen notwendig. Aus den Analysen dieser Arbeit zeigt sich vor allem, dass nach hinreichender Sedimentation von Lockermaterial in den Tiefenlinien der rezenten Murenbahnen, das Druckfließen, der im Gerinnebett unterirdisch abfließenden Niederschlagswässer, sich als essenziell ausschlaggebender Prozess der Murenbildung darstellt. Mit zusätzlichen Erkenntnissen über die Erosionsintensität an den Hängen und die Sedimentationsrate in den Tiefen-

linien der Murenbahnen sowie deren meteorologischen Abhängigkeiten lassen sich die Schlussfolgerungen zum klimatisch veränderten Gefährdungspotenzial der Niederschlagsmuren erweitern und präzisieren.

Die Analysen der Auslösebedingungen von Glazialmuren zeigten eine grundlegende Abhängigkeit der murenbildenden Faktoren von den thermischen Bedingungen, sodass folglich in Anbetracht eines Temperaturanstiegs die Voraussetzungen für die Bildung von Glazialmuren begünstigt werden. Zur vollständigen Bewertung dieser Änderung des Gefährdungspotenzials müssen ergänzend einzelne Objekte des Glazialmurentyps mit entsprechender Charakteristik ihres Umfeldes gesondert untersucht werden. Der sich im glazialen und periglazialen Prozessbereich auswirkende Temperaturanstieg kann zu veränderten Massenbewegungsprozessen führen und infolge dessen Glazialmuren auslösen. Diese notwendige Betrachtung der durch veränderte Intensitäten und Häufigkeit von Hangmuren oder Felsstürze bewirkten Veränderung der potenziellen Murenauslösung vervollständigt die Einschätzung der veränderten Gefährdung durch Glazialmuren.

Die anhand der vorliegenden Stationsdaten skizzierte Klimaänderung bestätigt bei der Gegenüberstellung der bisherigen Niederschlags- und Glazialmurenereignisse eine Begünstigung der Murenbildung. Für die vergangenen Jahrzehnte ist ein deutlicher Temperaturanstieg festzustellen, welcher zur Veränderung der murenbildenden Faktoren führte. Für einzelne Faktoren ließen sich durch ein erweitertes Methodenspektrum die Auswirkungen der Klimaänderung detaillierter betrachten. So könnten vergleichende vegetationskundliche Aufnahmen zu unterschiedlichen Zeitpunkten die Verschiebung der Vegetationszonen ohne besagte Fehlinterpretation eindeutiger bewerten. Für eine derartige Vergleichsuntersuchung kann die detaillierte geobotanische Aufnahme, die auf dem im Untersuchungsgebiet gelegenen Blockgletscher Gorodezkij Mitte der 1970er Jahre entlang eines Transektes von SEVERSKIJ (1989:109ff.)[98] durchgeführt wurde, herangezogen werden.

Grundlegend bieten die in dieser Arbeit zur Anwendung gekommenen Methoden und deren Ergebnisse die Möglichkeit erweiterter Untersuchungen. Gesamtheitlich betrachtet können die Ergebnisse als Berechnungsgrundlage für die Modellierung neuer, unter Berücksichtigung von veränderten klimatischen Bedingungen, sich zukünftig bildender Erosions- bzw. Murenbahnen im Untersuchungsgebiet verwendet werden. Über die hier verfolgte Problemstellung hinausreichend geben die Ergebnisse der geoelektrischen Permafrostsondierung die Möglichkeit zur Validierung von bestehenden oder neuen Modellen der Permafrostverbreitung im Ile Alatau. Zur Klärung morphologischer Fragestellungen kann die als Exkurs aufgegriffene Anwendbarkeit der röntgenphasenanalytischen Untersuchung von Feldspäten zur Altersabgrenzung von Moränenkörpern vertiefender untersucht werden.

Abschließend begründet die infolge des angenommenen Temperaturanstiegs festgestellte Begünstigung der zukünftigen Bildung von Niederschlags- und Glazialmuren die separate Einzuschätzung von bestehenden Schutzvorrichtungen in den murenaktiven Tälern des Ile Alatau. Es gilt hierbei zu beurteilen, inwiefern deren Volumina zum Abfangen der potenziellen Murenmasse unter gegenwärtigen klimatischen Gegebenheiten (JAFJAZOVA 2007:132ff.) und im Zuge der möglichen Zunahme der Murenaktivität ausgebaut werden müssten.

[98] Die geobotanische Vegetationsaufnahme ist ebenfalls in KOKAREV et al. (1997:91ff.) veröffentlicht.

10 Quellen und Datengrundlagen

10.1 Literatur

AIZEN, V.B.; AIZEN, E.M.; MELACK, J.M. & DOZIER, J. (1997): Climatic and Hydrologic Changes in the Tien Shan, Central Asia, In: *Journal of Climate*, vol. 10, no. 6, pages 1393-1404.

AKADEMIJA NAUK KASACHSKOJ SSR (Hrsg.) (1985): Fonovyj prognoz glacial'nych selej, Nauka, Alma-Ata, 63 stranic.

ALBERTZ, J. (2001): Einführung in die Fernerkundung - Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern, 2. überarbeitete Auflage, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 250 Seiten.

ALBRECHT, R. & WIESNER, H.-J. (2011): Umschriften in Bibliotheken: Anwendung, Verfahren, Tabellen, In: DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E.V. (Hrsg.), Beuth, Berlin/Wien/Zürich, 127 Seiten.

ALËŠIN, JU.G.; TORGOEV, I.A; AŠIROV, G.Ė. & ABIROV , K.A (2009): Opyt geofizičeskich issledovanij i ocenka opasnosti proryva damb lednikovych ozër Tjan'-Šanja, In: Sniženie riska prirodnych katastrof v gorach, materialy meždunarodnoj konferencii, 15-18 sentjabrja 2009g., Biškek, stranica 19-23.

ALLMANN, R. (2003): Röntgen-Pulverdiffraktometrie: rechnergestützte Auswertung, Phasenanalyse und Strukturbestimmung, Springer, Berlin/Heidelberg/New York, 275 Seiten.

BADER, S. & KUNZ, P. (1998): Klimarisiken – Herausforderung für die Schweiz: wissenschaftlicher Schlussbericht NFP 31, In: Programmleitung des Nationalen Forschungsprogrammes "Klimaänderungen und Naturkatastrophen" (Hrsg.), NFP 31, Zürich, 307 Seiten.

BAJMOLDAEV, T.A. & VINOCHODOV, V.N. (2007): Kazselezaščita - operativnye mery do i posle stichii, Bastau, Almaty, 284 stranic.

BAUMANN, M.; LENTSCHKE, J.; MUNACK, H. & SCHRÖDER, H. (Hrsg.) (2009): Landschaftsökologie des Hochgebirges (Zailijskij Alatau, Tian Shan, Kasachstan), Arbeitsmethoden der Physischen Geographie. Arbeitsband: Methoden und Ergebnisse, In: *Arbeitsberichte des Geographischen Instituts der Humboldt-Universität zu Berlin*, Heft 150, 65 Seiten.

BAUME, O. (2002): Spätpleistozäne bis holozäne Gletscherschwankungen ausgewählter Gebiete im Kaukasus, Tienschan und Altai – Ein Beitrag zur vergleichenden Hochgebirgsforschung, In: BAUME, O. (Hrsg.): Beiträge zur Physischen Geographie – Festschrift zum 75. Geburtstag von Friedrich Wilhelm, *Münchener Geographische Abhandlungen Reihe A*, Band A52, München, Seite 45-79.

BENDER, F. (Hrsg.) (1985): Angewandte Geowissenschaften in vier Bänden, Band 2: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren der Geowissenschaften, Enke, Stuttgart, 766 Seiten.

BIŽANOV, N.K.; VINOCHODOV, V.N.; KULMACHANOV, Š.K.; NURLANOV, M.T. & POPOV, N.V. (1998): Bezopasnost' i kontrol' glacial'nych selej v Kazachstane, Gylym, Almaty, 102 stranic.

BLAGOVEŠČENSKIJ, V.P. (1983): Temperaturnyj režim vysokogornych rajonov Srednej Azii i Kasachstana, In: AKADEMIJA NAUK SSSR (Hrsg.): Ledniki, snežnyj pokrov i laviny gornych rajonov Kasachstana, Alma-Ata, stranica 53-73.

BLAGOVEŠČENSKIJ, V.P. (1998): Metodika kompleksnogo kartografirovanija opasnych prirodnych processov v gorach, In: MINISTERSTVO NAUK-AKADEMII RESPUBLIKI KASACHSTAN (Hrsg.): Geografičeskie osnovy ustojčivogo razvitija Respubliki Kasachstan, Almata, stranica 555-560.

BÖHNER, J. & SCHRÖDER, H. (1999): Zur aktuellen Klimamorphologie des Tienschan, In: *Petermanns Geographische Mitteilungen*, Nr. 143, Seite 17-32.

BOL'CH, T. & MARČENKO, S.S. (2007): Značenie lednikov, kamennich gletčerov i bogatoj l'dom merzloty severnogo Tjan'-Šanja kak vodonapornoj bašni v uslovijach izmenenija klimata, In: SEVERSKIJ, I.V. (Otv. Red.) (2007): Snežno-ledovye i vodnye resursy vysokich gor Azii, Materialy Meždunarodnogo Seminara "Ocenka snežno-ledovye i vodnye resursov Azii", 28-30 nojabrja 2006g., Almaty, stranica 215-229.

BOLCH, T. (2008): Klima- und Gletscheränderungen im nördlichen Tien Shan (Kasachstan/Kyrgyzstan): mit einem Vergleich zur Bernina-Gruppe/Alpen, VDM Verlag Dr. Müller, Saarbrücken, 264 Seiten.

BOLCH, T.; PETERS, J.; YEGOROV, A.; PRADHAN, B., BUCHROITHNER, M. & BLAGOVESHCHENSKY, V. (2011): Identification of potentially dangerous glacial lakes in the northern Tien Shan, In: *Natural Hazards*, vol. 59, no. 3, pages 1691-1714.

BOMMER, C.; PHILLIPS, M.; KEUSEN, H.R. & TEYSSEIRE, P. (2009): Bauen im Permafrost – Ein Leitfaden für die Praxis, In: EIDGENÖSSISCHE FORSCHUNGSANSTALT FÜR WALD, SCHNEE UND LANDSCHAFT WSL (Hrsg.), Birmensdorf, 129 Seiten.

BOROVINSKIJ, B.A. (1969): Ėlektro- i sejsmometričeskie issledovanija mnogoletnemërzlych gornych porod i lednikov, Nauka, Moskva, 183 stranic.

BROWN, J.; HINKEL, K.M. & NELSON, F.E. (2000): The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: historical perspectives and initial results, In: *Polar Geography*, vol. 24, no. 3, pages 165-258.

BRUNSDEN, D. (1996): Geomorphological events and landform change, In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Band 40, Seite 273-288.

BUBENZER, O. & RADTKE, U. (2007): Natürliche Klimaänderungen im Laufe der Erdgeschichte, In: ENDLICHER, W. & GERSTENGARBE, F.W. (Hrsg.): Der Klimawandel - Einblicke, Rückblicke und Ausblicke, Zürich, Seite 17-33.

BUNZA, G.; KARL, J.; MANGELSDORF, J. & SIMMERSBACH, P. (1976): Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde, In: *Schriftenreihe der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde*, Heft 11, München, 128 Seiten.

ČELPANOVA, O.M. (1963): Klimat SSSR - Srednaja Azija, vypusk 3, Leningrad, 446 stranic.

CHAPLOT, V.; DARBOUX, F.; BOURENNANE, H.; LEGUÉDOIS, S.; SILVERA, N. & PHACHOMPHON, K. (2006): Accuracy of interpolation techniques for the derivation of digital elevation models in relation to landform types and data density, In: *Geomorphology*, no. 77, pages 126-141.

CHEGAJ, A.JU. (1988): Ukroščenie "čërnogo drakona", Kasachstan, Alma-Ata, 88 stranic.

COROMINAS, J.; REMONDO, J.; FARIAS, P.; ESTEVAO, M.; ZÉZERE, Z.; DÍAZ DE TÈRAN, J.; DIKAU, R.; SCHROTT, L.; MOYA, J. & GONZÀLEZ, A. (1996): Debris Flow, In: DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L. & IBSEN, M. (Hrsg.): Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes: Identification, Movement and Courses, Wiley, Chichester, pages 161-180.

DAMM, B. & FELDERER, A. (2008): Identifikation und Abschätzung von Murprozessen als Folge von Gletscherrückgang und Permafrostdegradation im Naturpark Rieserferner-Ahrn (Südtirol), In: *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Band 62, Seite 29-32.

DIKICH, A.N. (2004): Gletscherwasserressourcen der Issyk-Kul-Region (Kirgistan), ihr gegenwärtiger und zukünftiger Zustand, In: *Schriftenreihe des Zentrums für internationale Entwicklungs- und Umweltforschung*, Nr. 19, Gießen, 65 Seiten.

DJURGEROV, M.B.; ŠAOCHAJ, L. & ZIČU, S. (1995): Oledenenie Tjan'-Šanja, Moskva, 237 stranic.

DOLGINOW, J. & KROPATSCHJOW, S. (1994): Geologie Russlands und angrenzender Staaten, Schweizerbart, Stuttgart, 174 Seiten.

DUDEN (1991): Der Duden: in 10 Bänden; das Standardwerk zur deutschen Sprache, Band 1: Rechtschreibung der deutschen Sprache, 20. Auflage, Mannheim/Leipzig/Wien/Zürich, 1344 Seiten.

DUJSENOV, E. (1971): Selevye potoki v Zailijskom Alatau, Kasachstan, Alma-Ata, 191 stranic.

EIDAM, U. (2005): Die Variabilität der Bodenbildung in Lößdecken am Nordrand des Sailijskij-Alatau (Republik Kasachstan), INCO-COPERNICUS, Band II, Mensch & Buch Verlag, Berlin, 124 Seiten.

ERMOLIN, E.D. (1980): O kriogennom stroenii moren Zailijskogo Alatau, In: AKADEMIJA NAUK SSSR (Hrsg.): Merzlotnye issledovanija v osvaivaemych rajonach SSSR, stranica 147-153.

ERŠOVA, Ė.D. (Otv. Red.) (1989): Geokriologija SSSR - Gornye strany juga SSSR, tom 3, Nedra, Moskva, 355 stranic.

ETZELMÜLLER, B.; HOELZLE, M.; HEGGEM, E.S.F.; ISAKSEN, K.; MITTAZ, C.; VONDER MÜHLL, D.; ØDEGARD, R. S.; HAEBERLI, W. & SOLLID, J.L. (2001): Mapping and modelling the occurrence and distribution of mountain permafrost, In: *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, vol. 55, issue 4, pages 186-194.

EVIN, M. & FARBE, D. (1990): The distribution of permafrost in rock glaciers of the southern Alps (France), In: *Geomorphology*, no. 3, pages 57-71.

FAVILLI, F.; EGLI, M.; CHERUBINI, P.; MIRABELLA, A.; SARTORI, G. & GIACCA, D. (2008): High Alpine landscape evolution in Val di Sole (Trentino, Italy) during the Holocene based on charcoal, soil chemistry and mineralogy, In: ROTHENBÜHLER, C. (Hrsg.): Klimaveränderungen auf der Spur - Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft SGmG der scnat, Book no. 5, Samedan, Seite 18-37.

FAVILLI, F.; EGLI, M.; SARTORI, G.; CHERUBINI, P.; BRANDOVA, D. & HAEBERLI, W. (2009): Application of relative and absolute dating techniques in the Alpine environment, In: *Studi Trentini di Scienze Naturali*, no. 85, Trento, pages 93-108.

FICKERT, T. (1998): Vergleichende Beobachtungen zur Solifluktions- und Frostmustererscheinungen im Westteil Hochasiens, In: *Erlanger Geographischer Arbeiten*, Heft 60, Selbstverlag der Fränkischen Geographischen Gesellschaft, Erlangen, 150 Seiten.

FILATOV, L.G.; ROVENSKIJ, M.N.; TUZOV, V.A & GULENII, N.V. (1967): Metodika kompleksnych geofizičeskich issledovanij pri rešenii gidrologičeskich i inženerno-geologičeskich zadač v seleopasnych rajonach Bol'šoj i Maloj Almatinok, In: Materialy seminara primemeniju geofizičeskich i matamatičeskich metodov pri gidrologičeskich i inženerno-geologičeskich issledovanijach, vypusk 5, Moskva, stranica 159-171.

FISCHER, T.; HAAS, F.; KÜFMANN, C.; BAUME, O. & BECHT, M. (2011): GIS based modeling of precipitation-induced debris flows in high alpine catchment areas of the Northern Tien Shan mountains, south-east Kazakhstan, In: KAZACHSKIJ NACIONAL'NYJ UNIVERSITET IM. AL'-FARABI (Hrsg.): *Vestnik, serija geografičeskaja*, no. 32, Almaty, stranica 56-64.

FISCHER, T.; LENTSCHKE, J.; KÜFMANN, C.; HAAS, F.; BAUME, O.; BECHT, M. & SCHRÖDER, H. (2013): High-mountainous permafrost under continental-climatic conditions: actual results of different mapping methods and an empirical-statistical modeling approach for the Northern Tien Shan (SE Kazakhstan), In: *Geophysical Research Abstracts*, vol. 15, EGU2013-13074.

FLEJŠMAN, S.M. (1978): Seli, Gidrometeoizdat, Leningrad, 312 stranic.

FRANZ, H.-J. (1973): Physische Geographie der Sowjetunion, Haack, Gotha/Leipzig, 535 Seiten.

GAGOŠIDZE, M.S. (1970): Selevye javlenija i bor'ba s nimi, Savčota Sakartvelo, Tbilisi, 386 stranic.

GAVRIŠINA, L.N. (1985): Metodika opredelenija statičeskogo naprjačenija sdviga v jaskoplastičnych selevych smesej, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 9, Moskva, stranica 105-113.

GAVRIŠINA, L.N. (1989): K metodike analiza količestvennych charakteristik seleformirujuščich gruntov, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 11, Moskva, stranica 79-81.

GEOTOMO SOFTWARE (2004): Geoelectrical Imaging 2-D & 3-D (Res2DINV ver. 3.54 – manual), 130 pages.

GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.) (1976-1992): *Selevye Potoki*, sbornik 1-12, Moskva.

GIESE, E. & MOSSIG, I. (2004): Klimawandel in Zentralasien, In: *Schriftenreihe des Zentrums für internationale Entwicklungs- und Umweltforschung*, Nr. 17, Gießen, 70 Seiten.

GOLUBOV, R.S. (1976): Metereologičeskie uslovija formirovanija selevogo potoka 15 ijulja 1973g., In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 1, Moskva, stranica 73-74.

GOLUBOVIČ, V.A. (1980): Uslovija stoka na morene Maloalmatinskich lednikov i ich izmenenie, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 4, Moskva, stranica 103-107.

GORBUNOV, A.P. (1966): Večnaja merzlota v Kirgizii, Ilim, Frunze, 78 stranic.

GORBUNOV, A.P. (1967): Večnaja merzlota Tjan'-Šanja, Ilim, Frunze, 167 stranic.

GORBUNOV, A.P. (1971): Glacial'nye seli i puti ich prognoza, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): Materialy jubilejnoj sessii učënogo soveta, vypusk 51, Leningrad, stranica 45-56.

GORBUNOV, A.P. (1974): Pojas večnoj merzloty Tjan'-Šanja, avtoreferat, Moskva, 33 stranic.

GORBUNOV, A.P. (1979): Kamennye gletčery Zailijskogo Alatau, In: INSTITUT MERZLOTOVEDENIE (Hrsg.): Kriogennye javlenija Kasachstana i Srednej Azii, Jakutsk, stranica 5-34.

GORBUNOV, A.P. (1982): L'dy pod zemlej, Nauka, Alma-Ata, 140 stranic.

GORBUNOV, A.P. & ERMOLIN, E.D. (1981) Podzemnye l'dy gor Srednej Azii, In: *Materialy glaciologičeskich issledovanij*, vypusk 41, Moskva, stranica 59-62.

GORBUNOV, A.P. & ERMOLIN, E.D. (1986): Formirovanie i ėvoljucija podzemnych l'dov v morenach Zailijskogo Alatau, In: MINISTERSTVO PROSVEŠČENIJA KASACHSKOJ SSR (Hrsg.): Aktual'nye voprosy geografii Kasachstana, Alma-Ata, stranica 26-33.

GORBUNOV, A.P.; MARČENKO, S.S.; SEVERSKIJ, Ė.V. & TITKOV S.N. (1998): Geokriologičeskie uslovija rajona seleopasnogo ozera lednika Manšuk Mametovoj, In: INSTITUT GEOGRAFII (Hrsg.): Geografičeskie osnovy ustojčivogo razvitija respubliki Kasachstana, Almaty, stranica 570-576.

GORBUNOV, A.P. & SEVERSKIJ, Ė.V. (1979): Geokriologičeskaja vysotnaja pojastnost' severnogo Tjan'-Šanja, In: INSTITUT MERZLOTOVEDENIE (Hrsg.): Kriogennye javlenija Kazachstana i Srednej Asii, Jakutsk, stranica 67-83.

GORBUNOV, A.P. & SEVERSKIJ, Ė.V. (1990): Kriogenez krupnooblomočnych otloženij Zailijskogo Alatau, In: AKADEMIJA NAUK KASACHSKOJ SSR (Hrsg.): Prirodnye resursy Ili-Balchašskogo regiona, Alma-Ata, stranica 131-140.

GORBUNOV, A.P. & SEVERSKIJ, Ė.V. (2001): Seli okresnostej Almaty, Almata, 80 stranic.

GORBUNOV, A.P.; SEVERSKIJ, Ė.V. & TITKOV S.N. (1996): Geokriologičeskie uslovija Tjan'-Šanja i Pamira, Jakutsk, 196 stranic.

GORBUNOV, A.P. & SEVERSKIJ, I.V. (1967): Seleobrazujuščaja rol' mërzlych porod v Tjan'-Šane, In: MOSKOVSKIJ GOSUDARSTVENYJ UNIVERSITET IM. M.V. LOMONOSOVA (Hrsg.): Podzemnyj lëd, vypusk 3, sbornik 8, Moskva, stranica 153-157.

GORBUNOV, A.P. & TITKOV, S.N. (1989): Kamennye glečery gor Srednej Azii, Jakutsk, 164 stranic.

GOUDIE, A. (Hrsg.) (1998): Geomorphologie: ein Methodenhandbuch für Studium und Praxis, Springer, Berlin/Heidelberg/New York, 645 Seiten.

HAEBERLI, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden), In: *Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich*, Band 17, Basel, 221 Seiten.

HAEBERLI, W.; KÄÄB, A.; HOELZLE, M.; BÖSCH, H.; FUNK, M.; VONDER MÜHLL, D. & KELLER, F. (1999): Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge, Schlussbericht NFP 31, Vdf Hochschulverlag, Zürich, 190 Seiten.

HAEBERLI, W. & MAISCH, M. (2007): Klimawandel im Hochgebirge, In: ENDLICHER, W. & GERSTENGARBE, F.W. (Hrsg.): Der Klimawandel - Einblicke, Rückblicke und Ausblicke, Zürich, Seite 98-107.

HAEBERLI, W.; RICKENMANN, D. & ZIMMERMANN, M. (1990): Investigation of 1987 debris flows in the Swiss Alps: general concept and geophysical soundings, In: *Hydrology in Mountainous Regions*. II-Artifical Reservoirs; Water and Slopes, pages 303-310.

HAGG, W. (2003): Auswirkungen von Gletscherschwund auf die Wasserspende hochalpiner Gebiete, Vergleich Alpen – Zentralasien, In: BAUME, O.; GIERLOFF-EMDEN, H.-G.; MAUSER, W.; RÖGNER, K.; RUST, U. & WIENEKE, F. (Hrsg.): *Münchener Geographische Abhandlungen Reihe A*, Band A53, Geobuch-Verlag, München, 96 Seiten.

HARRIS, C.; REA, B. & DAVIES, M. (2001): Scaled Physical Maodelling of Mass Movement Processes on Thawing Slopes, In: *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 12, pages 125-135.

HAUCK, C. (2001): Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains, dissertation, München, 204 pages.

HAUCK, C. & KNEISEL, C. (Hrsg.) (2008): Applied Geophysics in Periglacial Environments, Cambridge University Press, Cambridge, 240 pages.

HAUCK, C.; VONDER MÜHLL, D. & MAURER, H. (2003): Using DC resistivity tomography to detect and characterize mountain permafrost, In: *Geophysical Prospecting*, no. 51, pages 273-283.

HENGEL, T. & REUTER, H.I. (Hrsg.) (2009): Geomorphometry: Concepts, Software, applications, In: *Developments in Soil Science*, vol. 33, Elsevier, 772 pages.

HOELZLE, M.; MITTAZ, C.; ETZELMÜLLER, B. & HAEBERLI, W. (2001): Surface Energy Fluxes and Distribution Models of Permafrost in European Mountain Areas: an Overview of Current Developments, In: *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 12, pages 53-68.

HUGGEL, C.; KÄÄB, A.; HAEBERLI, W.; TEYSSEIRE, P. & PAUL, F. (2002): Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps; In: *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 39, pages 316-330.

HUNGR, O. (2005): Classification and terminology, In: JAKOB, M. & HUNGR, O. (Hrsg.): Debris-flow Hazards and Related Phenomena, Chichester/Berlin/Heidelberg, pages 9-23.

INNES, J.L. (1983): Debris flows, In: *Progress in Physical Geography*, vol. 7, pages 469-501.

IPCC (Hrsg.) (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis - Intergovernmental Panel on Climate Change, vol. 1, Cambridge University Press, Cambridge, 996 pages.

IŠKOV, E. (2006): Almatinskij gosudarstvennyj prirodnyj zapovednik, In: JAŠČENKO, R. (Hrsg.): Zapovedniki Srednej Azii i Kasachstana, vypusk 1, Almaty, stranica 30-35.

IVAŠČENKO, A.A. (2009): Zapovedniki i nachional'nye parki Kazachstana, Almtykutap, Almaty, 284 stranic.

IVERSON, R.M. (1997): The Physics of Debris Flows; In: *Reviews of Geophysics*, no. 35, pages 245-296.

JAFJAZOVA, R.K. (1997): Vlijanie klimata na seleformirujuščie faktory, In: *Gidrometeorologija i ėkologija*, nr. 3, stranica 209-215.

JAFJAZOVA, R.K. (2007): Priroda selej Zailijskogo Alatau problemy adaptacii, Almaty, 158 stranic.

JANKE, J.R. (2005): Modeling past and future alpine permafrost distribution in the Colorado Front Range, In: *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 30, pages 1495-1508.

JASMUND, K. & LAGALY, G. (Hrsg.) (1993): Tonminerale und Tone: Struktur, Eigenschaften, Anwendungen und Einsatz in Industrie und Umwelt, Steinkopff, Darmstadt, 490 Seiten.

JAXA - JAPAN AEROSPACE EXPLORATION AGENCY (Hrsg.) (2007): User Handbook, 146 pages.

JCPDS - INTERNATIONAL CENTRE FOR DIFFRACTION DATA (2000): Powder Diffraction File - PDF, Alpabetical Indexes for Experimental Patterns, Inorganic Phases, Set 1-50.

JONES, P.D.; LISTER, D.H.; OSBORN, T.J.; HARPHAM, C.; SALMON, M. & MORICE, C.P. (2012): Hemispheric and large-scale land surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2010, In: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, vol. 117, D05127, doi:10.1029/2011JD017139.

JULIEN, P. & LAN, Y. (1991): Rheology of hyperconcentrations, In: *Journal of Hydraulic Engineering*, vol. 117, no. 3, pages 346-353.

KÄÄB, A. (2007): Remote sensing of permafrost hazards in mountains, In: *Frost i Jord. Statensvegvesen*. 109, pages 51-57.

KÄÄB, A. & KNEISEL, C. (2006): Permafrost Creep within a Recently Deglaciated Glacier Forfield: Muragl, Swiss Apls, In: *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 17, Issue 1, pages 79-85.

KÄÄB, A.; REYNOLDS, J. & HAEBERLI, W. (2005): Glacier and Permafrost Hazards in High Mountains, In: HUBER, U.M.; BURGMANN, H.K.M. & REASONER, M.A. (Hrsg.): Global Change and Mountain Regions - An Overview of Current Knowledge, pages 225-234.

KAISER, E. (2010): Die Muren im nördlichen Tienschan (Kasachstan), Examensarbeit, Berlin.

KARAMANOV, U.K & DOGOVEC, A.S. (1992): Vnimanie: Sel'!, Kajnar, Alma-Ata, 47 stranic.

KASSIN, N.G. (1947): Materialy po paleogeografii Kasachstana, Alma-Ata, 154 stranic.

KASATKIN, N.E. (2011): Dinamika lednikovych ozer bassejna r. Kiči Almaty po dannym nazemnogo monitoringa, neopublikovannyj otčet, Almaty, 25 stranic.

KAZGIDĖK (1996): Spezializirovannye inženerno-geologižeskie issledovanija po kartirovaniju, ocenke i prognozirovaniju stepeni riska opasnych geodinamičeskich processov v svjazi s obosnovaniem ustojčivosti plotiny Bol'šogo Almatinskogo ozera (BAO), neopublikovannyj otčet, Almaty.

KAZGIDROMET (Hrsg.) (1998): Pravila po gidrometeorologii - rukovodstvo po organizacii i provedeniju rabot po izučeniju selej na territorii respubliki Kasachstan, Gidrometpoligraf, Almaty, 144 stranic.

KAZSELEZAŠČITA (2009): Neopublikovannyj otčet.

KELLER, F. (1992): Automated Mapping of Mountain Permafrost Using the Program PERMAKART within the Geographical Information System ARClINFO, In: *Permafrost and Periglazial Processes*, vol. 3, pages 133-138.

KEREMKULOV, V.A. & KIRENSKAJA, T.L. (1985): O prognozirovanii proryva morennych ozer, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki,* sbornik 9, Moskva, stranica 84-92.

KING, L. (1982): Qualitative und quantitative Erfassung von Permafrost in Tarfala (Schwedisch-Lappland) und Jotunheimen (Norwegen) mit Hilfe geoelektrischer Sondierungen, In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement Band 43, Seite 139-160.

KIRENSKAJA, T.L. (1985): O prognozirovanii livnevych selej v Zailijskom Alatau, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 9, Moskva, stranica 77-84.

KIRENSKAJA, T.L. & BUCHAREVA, L.T. (1992): O srednesročnom prognose osadkov pri ocenke seleopasnosti v Zailijskom Alatau, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 12, Moskva, stranica 79-88.

KIRENSKAJA, T.L. & DANILINA, N.A. (1989): O dolgosročnych prognozach selevych javlenij livnevogo proischoždenija, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 11, Moskva, stranica 27-35.

KIRENSKAJA, T.L.; STEPANOV, B.C. & CHONIN, R.B. (1977): Selevoj Potok v bassejne r. Bolšaja Almatinka 19 avgusta 1975g., In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 2, Moskva, stranica 115-119.

KLOTZ, G. (1989): Hochgebirge der Erde und ihre Pflanzen- und Tierwelt, Urania-Verlag, Leipzig/Jena/Berlin, 355 Seiten.

KNEISEL, C. (2000): Anwendung der Gleichstromgeoelektrik zur Sondierung von Permafrost in jüngst eisfrei gewordenen Gletschervorfeldern des Oberengadins, Ostschweizer Alpen, In: BAADE, J.; DAUT, G.; GUDE, M. & MÄUSBACHER, R. (Hrsg.): Neuere Beiträge zur geomorphologischen Prozessforschung, *Jenaer Geographische Schriften*, Nr. 9, Seite 39-50.

KNEISEL, C.; HAUCK, C. & VONDER MÜHLL, D. (2000): Permafrost below the Timberline Confirmed and Characterized by Geoelectrical Resistivity Measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps, In: *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 11, pages 295-304.

KNEISEL, C. & KÄÄB, A. (2007): Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and photogrammetrical approach, In: *Earth Surface Processes and Landforms*, no. 32, pages 1797-1810.

KNÖDEL, K.; KRUMMEL, H. & LANGE, G. (Hrsg.) (2005): Geophysik, Springer, Berlin/Heidelberg, 1102 Seiten.

KOKAREV, A.L. (2009): Ocenka sovremennych izmenenij gornolednikovych sistem jugovostočnogo Kazachstana, dissertacija, Almaty, 204 stranic.

KOKAREV, A.; SCHESTEROVA & SCHRÖDER, H. (1997): Die Blockgletscher im Sailijskij Alatau des Tienschan (Kasachstan), In: *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, Band 19, Seite 81-94.

KOLOTILIN, N.F. (1961): Deformacii gornych i beregovych sklonov v uslovijach sejsmičeskich i selevych rajonov jugo-vostočnogo Kasachstana, Alma-Ata, 155 stranic.

KOTLYAKOV, V.M.; SEREBRYANNY, J.R. & SOLOMINA, O.N. (1991): Climate Change and Glacier Fluctuation in the Southern Mountains of the USSR during the last 1.000 Years, In: *Mountain Research and Development*, vol. 11, no. 1, pages 1-12.

KRAUTBLATTER, M. (2010): Patterns of Multiannual Aggradation of Permafrost in Rock Walls with and Without Hydraulic Interconnectivity (Steintälli, Valley of Zermatt, Swiss Alps), In: *Lecture Notes in Earth Sciences* 115, pages 199-219.

KRAUTBLATTER, M. & HAUCK, C. (2007): Electrical resistivity tomography monitoring of permafrost in solid rock walls, In: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, vol. 112. doi:10.1029/2006JF000546. Online: http://europa.agu.org/?view=article&uri=/journals/jf/jf0702/ 2006JF000546/2006JF000546.xml&t=krautblatter, Download: 10. Juli 2012.

KRAUTBLATTER, M.; VERLEYSDONK, S.; FLORES-OROZCO, A. & KEMNA, A. (2010): Temperature-calibrated imaging of seasonal changes in permafrost rock walls by quantitative electrical resisitvity tomography (Zugspitze, German/Austrian Alps), In: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, vol. 115.

KURSKEEV, A.K.; BELOSLJUDCOV, O.M.; ŽANDOVIČ, A.R.; SERAZETDINOVA, B.Z.; STEPANOV, B.C. & UZBEKOV, N.B. (2006): Sejsmičeskaja opasnost' orogenov Kasachstana, Ėvero, Almaty, 294 stranic.

LAPTEV, V.I. (1980): Opisanie selevogo potoka 3-4 avgusta 1977g. v bassejnach rek Kumbel'su i Bol'šoj Almatinki, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 5, Moskva, stranica 55-58.

LEHMANN, C. (1993): Zur Abschätzung der Feststofffracht in Wildbächen: Grundlagen und Anleitung, In: *Geographica Bernensia*, G42. Bern, 261 Seiten.

LENČKE, JA. & PIMANKINA, N.V. (2010): Opyt primenenija geofizičeskich metodov v geografičeskich issledovanijach, In: INSTITUT GEOGRAFII (Hrsg.): *Voprosy - geografii i geoėkologii*, no. 3, Almaty, stranica 23-29.

LENTSCHKE, J. (2010): Geoelektrische Untersuchungen zur Sondierung der saisonalen Gefrornis und des Permafrostes im Tal Ulken Almaty (Ile Alatau, Südost-Kasachstan), In: KASACHSKIJ NACIONAL'NYJ UNIVERSITET IM. AL'-FARABI (Hrsg.): Materialy meždunarodnoj naučno-praktičeskoj konferencii, 28 aprel'ja 2010g., Almaty, stranica 10-13.

LENTSCHKE, J. & SCHRÖDER, H. (2008): Untersuchungen zur rezenten und historischen Vergletscherung am Dmitrieva Gletscher im nördlichen Tien Shan (Kasachstan), INCO-COPERNICUS, Band V, Mensch & Buch Verlag, Berlin, 101 Seiten.

LI, G. & CLARKE, D. (2007): Vegetation patterns and the prediction of debris flow, In: CHEN, C. & MAJOR, J.J. (editing): Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Millpress, Rotterdam, pages 35-44.

LILLESAND, T.M.; KIEFER, R.W. & CHIPMAN, J.W. (2004): Remote sensing and image interpretation, 5 edition, Wiley, New York, 763 pages.

LIPPMANN, E. (2009): 4point light 10W – Technical Data and Operating Instructions, version 4.20, Schaufling, 42 pages.

LOKE, M.H. (2004): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, 76 pages.

LOUIS, H. & FISCHER, K. (1979): Allgemeine Geomorphologie, 4. Auflage, Walter de Gruyter Berlin/New York, 814 Seiten.

LUCKERT, J. & THIEKE, H.U. (2000): Der Mineralbestand brandenburgischer Grundmoränen als lithostratigraphischer Indikator - erste Ergebnisse der Röntgenphasenanalyse der Tillmatrix <63µm, In: *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, Nr. 7, 1/2, Seite 101-113.

LYDOLPH, P.E. (1977): Climates of the Soviet Union – World Survey of Climatology, vol. 7, Elsevier, Amsterdam/New York, 443 pages.

MADSEN, F.T. (1996): Tonmineralogische Grundlagen der Scherfestigkeit tonhaltiger Lockergesteine, In: ODDSSON, B. (Hrsg.): Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse: Nachdiplomkurs in angewandten Erdwissenschaften, Seite 33-53.

MAKAREVIČ, K.G.; PAL'GOV, N.N.; TOKMAGAMBETOV, G.A.;VILESOV, E.N.; SUDAKOV, P.A.; GOLOVOKOVA, R.G.; DENISOVA, T.J. & EGOROVA, N.D. (1969): Oledenenija Zailijskogo Alatau, Nauka, Moskva, 288 stranic.

MARČENKO, S,S. (1997): O prognoze termičeskogo sostojanija merzlych porod Zailijskogo Alatau v svjazi s izmeneniem klimata, In: *Gidrometeorologija i ėkologija*, nr. 3, stranica 198-207.

MARČENKO, S.S. (2003): Kriolitozona severnogo Tjan'-Šanja prošloe, nastojaščee i buduščee, Jakutsk, 106 stranic.

MARCHENKO, S.S. (2001): A Model of Permafrost Formation and Occurrences in the Intracontinental Mountains, In: *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, vol. 55, pages 230-234.

MARCHENKO, S.S. (2007): Borehole and active-layer monitoring in the northern Tien Shan (Kazakhstan), In: 8th International Conference on Permafrost - Extended Abstracts on Current Research and Newly Available Information, Switzerland, Zurich, 20. - 25. July 2003, pages 101-102.

MARCHENKO, S.S.; GORBUNOV, A. & ROMANOVSKY, V.E. (2007): Permafrost warming in the Tien Shan Mountains, Central Asia, In: *Global and Planetary Change*, no. 55, pages 311-327.

MARKOV, I.N.; BEKAREVIČ, M.I.; TOLSTOV, M.I. & KOSTRYGIN, J.N. (1983): Nekotorye svedenija o dvuch glacial'nych selevych potokach Zailijskogo Alatau, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 7, Moskva, stranica 99-105.

MARKOV, I.N. & MEN'ŠOV, V.A. (1984): Selevoj potok v bassejne r. Kumbel' 26 ijulja 1981g., In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 8, Moskva, stranica 139-143.

MEDEU, A.R.; NURLANOV, M.T.; ASKAROV, M.A. & ŽYLKAJDAROVA, G.K. (1998): Zakonomernosti razvitija opolznevych processov v gornych rajonach jugo-vostočnogo Kasachstana, In: MINISTERSTVO AKADEMIJA NAUK RESPUBLIKI KASACHSTAN (Hrsg.): Geografičeskie osnovy ustojčivogo rasvitija Respubliki Kasachstan, Almaty, stranica 498-510.

MEDEUOV, A. & BEISENBINOVA, A. (1997): Regional debis-Flow Hazard assessment of mountain territories of the Republic of Kazakstan, In: Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, proceedings of first international conference, 07. - 09. August 1997, San Francisco, pages 415-424.

MEDEUOV, A.R.; KOLOTILIN, N.F. & KEREMKULOV, V.A. (1993): Seli Kasachstana, Gylym, Almaty, 160 stranic.

MEDEUOV, A.R. & NURLANOV, M.T. (1996): Selevye javlenija sejsmoaktivnych territorij Kasachstana, Almaty, 201 stranic.

MEYER, T.H. (2004): The Discontinuous Nature of Kriging Interpolation for Digital Terrain Modeling, In: *Cartography and Geographic Information Science*, vol. 31, no. 4, pages 209-216.

MILITZER, H. & WEBER, F. (Hrsg.) (1985): Angewandte Geophysik, Band 2, Geoelektrik - Geothermik - Radiometrie - Aerogeophysik, Springer, Wien/New York, 324 Seiten.

MINISTERSTVO GEOLOGII SSSR (Hrsg.) (1979): Geologičeskaja karta SSSR, serija Severo-Tjan'šan'skaja, list K-43-XI, 1:200.000, Moskva, 124 stranic.

MOČALOV, V.P. & CUKERMAN (1982): Metody rasčeta gidrografov pavodkov pri proryve gornych ozer, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 6, Moskva, stranica 35-40.

MOOSRK - MINISTERSTVO OCHRANY OKRUŽAJUŠČEJ SREDY RESPUBLIKI KASACHSTANA (Hrsg.) (2006): Respublika Kasachstan, tom 2: social'no-ėkonomičeskoe razvitie, Almaty, 284 stranic.

MUŠKETOVA, I.V. (1890): Vernenskoe zemletrjasenije - 28 maja (9 ijunja) 1887g., In: *Trudy geologičeskogo komiteta*, tom 10, nr. 1, 122 stranic.

NARAMA, C.; SEVERSKIY, I.V. & YEGOROV, A. (2009): Current State of Glacier Changes, Glacial Lakes, and Outburst Floods in the Ile Ala-Tau and Kungöy Ala-Too Ranges, Northern Tien Shan Mountains, In: *Geographical Studies*, no. 84, pages 22-32.

NEMOV, A.E. (1979): Nekotorye dannye ėlektrozondirovanij merzlych tolšč Tjan'-Šanja i Pamira, In: INSTITUT MERZLOTOVEDENIE (Hrsg.): Kriogennye javlenija Kasachstana i Srednej Azii, Jakutsk, stranica 112-122.

NEMOV, A.E. (1993): Some new data of DC-electrical soundings of permafrost in the northern Tien Shan, In: PERMAFROST INSTITUTE OF SIBERIAN BRANSH RUSSIAN ACADEMY OF SIENCE (Hrsg.): Studies of alpine permafrost in Central Asia: I-Northern Tian Shan, Yakutsk, pages 37-41.

NÖTZLI, J. & GRUBER, S. (2005): Alpiner Permafost – ein Überblick, In: *Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt (München)*, 70. Jahrgang, München, Seite 111-121.

PARAMONOV, B.A. (1976): Pričiny formirovanija katastrofičeskogo selja v verov'jach ruč. Žarsaj 7 ijulja 1963g., In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 1, Moskva, stranica 86-88.

PIMANKINA, N.V. (2004): Sroki zaleganija ustojčivogo snežnogo pokrova i mežgodovaja izmenčivost' charakteristiki snežnosti Tjan'-Šanja, dissertacija, Almaty, 121 stranic.

PLECHANOV, P.A. (1983): Ocenka vozmožnostej prognoza glacyal'noj seloopasnosti v Zailijskom Alatau po temperaturam vozducha, In: AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (Hrsg.): Ledniki, snežnyj pokrov i laviny gornych rajonov Kasachstana, Alma-Ata, stranica 127-135.

POHJOLA, J.; TURUNEN, J. & LIPPING, T. (2009): Creating High-Resolution Digital Elevation Model Using Thin Plate Spline Interpolation and Monte Carlo Simulation, Working Report 2009-56, Tampere University of Technology, Posiva, Pori, 56 pages.

POPOV, N.V. (1984): O seleopasnych ozerach glacial'noj zony Zailijskogo Alatau, In: AKADEMIJA NAUK SSSR (Hrsg.): Problemy protivoselevych meroprijatij, Alma-Ata, stranica 96-105.

POPOV, N.V. (1986): Issledovanija ozer glacial'noj zony jugo-vostoka Kasachstana s cel'ju ocenki vozmožnosti ich proryvov monitoringa seleopasnosti, dissertacija, Alma-Ata, 134 stranic.

POPOV, N.V. (1987): Proryvnye glacial'nye seli i bor'ba s nimi v gorach severnogo Tjan'-Šanja, In: *Materialy glaciologičeskich issledovanij*, vypusk 59, Moskva, stranica 188-193.

POPOV, N.V.; STEPANOV, B.S.; MOČALOV, V.P.; CHONIN, R.V.; MARKOV, I.N.; GOLUBOVIČ, A.V. & BEKAREVIČ, V.E. (1980): Selevye javlenija 3-31 avgusta 1977g. v bassejne r. Bol'šaja Almatinka, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 4, Moskva, stranica 57-63.

PRICE, K.P.; GUO, X. & STILES, J.M. (2002): Optimal Landsat TM band combinations and vegetation indices for discrimination of six grassland types in eastern Kansas, In: *International Journal of Remote Sensing*, vol. 23, no. 23, pages 5031-5042.

RASEMANN, S. (2004): Geomorphologische Struktur eines mesoskaligen alpinen Geosystems, In: BOESLER, K.A.; DIKAU, R.; EHLERS, E.; GROTZ, R. & WINGER, M. (Hrsg.): *Bonner Geographische Abhandlungen*, Heft 111, 240 Seiten.

RICHARDSON, S.D. & REYNOLDS, J.M. (2000): An overview of glacial hazards in Himalayas, In: *Quaternary International*, vol. 65/66, pages 31-47.

RICKENMANN, D. (1996): Murgänge: Prozess, Modellierung und Gefahrenbeurteilung, In: ODDSSON, B. (Hrsg.): Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse: Nachdiplomkurs in angewandten Erdwissenschaften (Monte Verita), Birkhäuser Verlag, Basel, Seite 397-407.

RIEGER, D. (1999): Bewertung der naturräumlichen Rahmenbedingungen für die Entstehung von Hangmuren - Möglichkeiten zur Modellierung des Murenpotentials, In: BAUME, O.; BENDIX, J.; BIRKENHAUER, J.; GIERLOFF-EMDEN, H.-G.; MAUSER, W.; RÖGNER, K.; RUST, U. & WIENEKE, F. (Hrsg.): *Münchener Geographische Abhandlungen Reihe A*, Band A51, GEOBUCH-Verlag, München, 149 Seiten.

RISEBOROUGH, D.; SHIKLOMANOV, N.; ETZELMÜLLER, B.; GRUBER, S. & MARCHENKO, S. (2008): Recent Advances in Permafrost Modelling, In: *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 19, pages 137-156.

ROMANOVSKIJ, V. V. (2002): Sovremennye izmenenija klimata na Tjan'-Šane, Biškek.

ROUSE, J.W.; HAAS, R.H.; SCHELL, J.A. & DEERING, D.W. (1974): Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS, In: Third Earth Resources Technology Satellite-1 Symposium, vol. 1: Technical Presentations, section A, NASA-SP-351-VOL-1-SECT-A, pages 309-317.

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde, 15. neu bearbeitete und erweiterte Auflage, Spektrum, Heidelberg/Berlin, 593 Seiten.

SCHRÖDER (2004): Klimaerwärmung und Naturkatastrophen im Hochgebirge: Desaster oder Stabilität im 21. Jahrhundert?, In: *Öffentliche Vorlesungen / Humboldt-Universität zu Berlin*, Heft 127, 27 Seiten.

SCHRÖDER, H. & EIDAM, U. (2004): Wasserhaushalt und Hazards am Nordrand des Tienschan (Kasachstan), In: *Geographische Rundschau*, Nr. 56, Heft 10, Seite 52-58.

SCHRÖDER, H.; GUNJA, A. & FICKERT, T. (1996): Vergleichende Periglazialmorphologie im zentralen Teil des nördlichen Tien-Shan, In: *Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft*, Band 43, Seite 275-300.

SCHRÖDER, H.; MUNACK, H. & NEUBARTH, E. (Hrsg.) (2004): Kasachstan. Die südöstliche Region - Bericht zur Hauptexkursion 2003, In: *Arbeitsberichte des Geographischen Instituts der Humboldt-Universität zu Berlin*, Heft 96, 192 Seiten.

SCHROTT, L. (1999): Typische und atypische Permafrostvorkommen - Klimatische Bedingungen, geomorphologische Indikatoren und Prospektionsmethoden, In: MÖSELER, B.M. & MOLENDA (Hrsg.): Lebensraum Blockhalde, Seite 13-26.

ŠEKO, A.I. (1980): Zakonomernosti formirovanija i prognoz selej, Nedra, Moskva, 296 stranic.

ŠESTEROVA, I.N. (2004): Ocenka snežno-ledovych resursov kitajskoj časti bassejna reki Ili, dissertacija, Almaty, 107 stranic.

SEVERSKIJ, Ė.V. (1989): Landšafty kamennych gletčerov severnogo Tjan'-Šanja, In: AKADEMIJA NAUK SSSR (Hrsg.): Geokriologičeskie issledovanija v gorach SSSR, stranica 109-117.

SEVERSKIJ, Ė.V (2007): Sostojanie krioliogennych tolšč severnogo Tjan'-Šanja, In: SEVERSKIJ, I.V. (Otv. Red.) (2007): Snežno-ledovye i vodnye resursy vysokich gor Azii, Materialy Meždunarodnogo Seminara "Ocenka snežno-ledovye i vodnye resursov Azii" 28-30 nojabrja 2006, Almaty, stranica 259-269.

SEVERSKIJ, Ė.V (2008): Geokriologičeskaja karta bassejna reki Malaja Almatinka, In: INSTITUT GEOGRAFII AO CNZMO RK (Hrsg.): Geografičeskie problemy ustojčivogo razvitija: Teorija i praktika, materialy meždunarodnoj naučno-praktičeskoj konferencii, 27-29 avgusta 2008g., Almaty, stranica 404-410.

SEVERSKIJ, I.V. & SEVERSKIJ, Ė.V (1990): Snežnyj pokrov i sezonnoe promerzanie gruntov severnogo Tjan'-Šanja, Jakutsk, 184 stranic.

SIDLE, R.C. (2005): Influence of forest harvesting activities on debris avalanches and flows, In: JAKOB, M. & HUNGR, O. (Hrsg.): Debris-flow Hazards and Related Phenomena, Springer, Chichester, pages 387-409.

SOLOMINA, O.N. (1997): Nedavnaja istorija lednikov Tujuksu, In: *Materialy glaciologičeskich issledovanij*, vypusk 83, Moskva, stranica 81-88.

SORG, A.; BOLCH, T.; STOFFEL, M.; SOLOMINA, O. & BENISTON, M. (2012): Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia), In: *Nature Climate Change*, online published 29. July 2012.

ŠRËDER, X. & KOKAREV, A. (2000): Dviženija kamennych lednikov v pozdnem golocene v severnoj časti Tjan'-Šanja, In: *Periglacial'nych landšaftov*, Almaty, stranica 176-190.

STEPANOV, B.S. (1985): Transporto-sdvigovyj i sdvigovo-ėrozionnyj selevye processy, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 9, Moskva, stranica 3-16.

STEPANOV, B.S. (1988): O mechanizme ėrozionnyo-sdvigovogo processa, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 10, Moskva, stranica 130-133.

STEPANOV, B.S.; CHAJDAROV, A.CH. & JAFJAZOVA, R.K. (1996): O katastrofičeskich javlenijach v golocene v bassejne reki Bol'šaja Almatinka, In: *Gidrometeorologija i ėkologija*, nr. 4, stranica 154-165.

STEPANOV, T.S.; CHONIN, R.V.; KRŽEČKOVSKAJA, N.I. & CHAJDAROV, A.CH. (1978): Resul'taty ėksperementa po vosproizvedeniju selevogo potoka v bassejne r. Čemolgan v 1976g., In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 3, Moskva, stranica 86-92.

STEPANOV, B.S. & STEPANOVA T.S. (1991): Mechanika selej - ėksperement, teorija, metody rasčëta, Moskovskoe otdelenie Gidrometeoizdata, Moskva, 379 stranic.

STÖCKER, H. (Hrsg.) (1994): Taschenbuch der Physik, 2. völlig überarbeitete und erweiterte Auflage, Verlag Harri Deutsch, Frankfurt am Main, 875 Seiten.

ŠUŠARIN V.I. & MARKOV, I.N. (1976): Nabljudenija za formirovaniem glacial'nych selej v bassejne r. Srednij Talgar, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 1, Moskva, stranica 98-108.

TAKAHASHI, T. (1981): Debris Flow, In: *Annual Reviews*, no. 13, pages 57-77.

TALANOV, E.A. (1984): Metodika interpoljacii i ėkstrapoljacii statističeskich parametrov sutočnych summ židkich osadkov po vysote mestnosti, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 8, Moskva, stranica 60-73.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P. & SHERIFF, R.E. (1990): Applied Geophysics - Second Edition, Cambridge University Press, Cambridge, 792 pages.

TITKOV, S.N. (2006): Gekriologija gornych stran, Moskva, 136 stranic.

TOKMAGAMBETOV, G.A. (1965): Fiziko-mechaničeskie cvojstva gruntov morennych otloženij maloalmatinskich lednikov, In: *Glaciologičeskie issledovanija v Kasachstane*, vypusk 5, stranica 87-99.

TOKMAGAMBETOV, G.A.; SUDAKOV, P.A.; PLECHANOV, P.A. & GODUBOVIČ, V.A. (1978): Režim stoka talych vod na morenach i vodoregulirujuščaja sposobnost' morennych otloženij, In: *Vestnik Akademii nauk Kasachskoj SSR*, nr. 10, stranica 60-68.

TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie, Enke, Stuttgart, 265 Seiten.

TUCKER, M.E. (Hrsg.) (1996): Methoden der Sedimentologie, Enke, Stuttgart, 366 Seiten

USGS - U.S. GEOLOGICAL SURVEY (2011): Clay Mineral Identification Flow Diagram, http://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/htmldocs/flow/index.htm, Download: 1.12.2011.

VARDUGIN, V.N. (1977): Granulometričeskij sostav rychlooblomočnych porod v očagach i na konusach vynosa, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 2, Moskva, stranica 94-106.

VARDUGIN, V.N. & MALACHOV, V.D (1988): Ėffektivnye metody zaščity selevych bassejnov Kasachstana, Alma-Ata.

VILESOV, E.N. & UVAROV, V.N. (2001): Ėvoljucija sovremennogo oledenenija Zailijskogo Alatau v XX. Veke, Almata.

VINOGRADOV, JU.B. (1976): Ėrozionno-sdvigovyj selevoj process, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 1, Moskva, stranica 114-122.

VINOGRADOV, JU.B. (1977): Sdvigovyj selevoj process i vozniknovenie očagov, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 2, Moskva, stranica 27-39.

VINOGRADOV, JU.B. (1978): Osnovnye svojstva selevoj massy, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 3, Moskva, stranica 3-17.

VINOGRADOV, JU.B. (1980a): Transportnyje i transportno-sdvigovyje selevye processy, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 4, Moskva, stranica 3-19.

VINOGRADOV, JU.B. (1980b): Ėtjudy o selevych potokach, Leningrad, 144 stranic.

VONDER MÜHLL, D. (1993): Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins, Dissertation, Zürich, 222 Seiten.

VORŠČEVA, N.M.; GORBUNOV, A.P. & SEVERSKIJ, Ė.V. (1983): Rastitel'nost' el'nikov Zailijskogo Alatau - indikator mërzlych porod, In: AKADEMIJA NAUK KASACHSKOJ SSR (Hrsg.): Ledniki, snežnyj pokrov i laviny gornych rajonov Kasachstana, Alma-Ata, stranica 176-187.

WANG, C.; LI, S. & ESAKI, T. (2008): GIS-based two-dimensional numerical simulation of rainfall-induced debris flow, In: *Natural Hazards Earth System Sciences*, vol. 8, pages 47-58.

WANNER, H.; GYALISTRAS, D.; LAUTERBACHER, J.; RICKLI, R.; SALVISBERG, E. & SCHMUTZ, C. (Hrsg.) (2000): Klimawandel im Schweizer Alpenraum, Vdf-Hochschulverlag, Zürich, 285 Seiten.

WICHMANN, V. (2006): Modellierung geomorphologischer Prozesse in einem alpinen Einzugsgebiet: Abgrenzung und Klassifizierung der Wirkungsräume von Sturzprozessen und Muren mit einem GIS, In: *Eichstätter Geographische Arbeiten*, Vol. 15, München/Wien, 231 Seiten.

WILSON, J.P. & GALLANT, J.C. (Hrsg.) (2000): Terrain Analysis: principles and applications, Wiley, New York/Chichester/Weinheim/Brisbane/Singapore/Toronto, 479 pages.

YAFYAZOVA, R.K. (2007): Debris cones as a source of information an debris-flow activity, In: CHEN, C. & MAJOR, J.J. (editing): Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Millpress, Rotterdam, pages 87-92.

YEGOROV, A. (2007): Analyse und Bewertung von Naturgefahren als Grundlage für ein nachhaltiges Naturgefahrenmanagement in Gebirgssystemen SO-Kasachstans am Beispiel des Ile-Alatau, Dissertation, München, 113 Seiten.

ZEMS, A.Ė.; CHONIN, R.V. & LAPTEV, V.I. (1976): Balans tverdogo i židkogo veščestva v bassejne r. Čemolgan, In: GIDROMETEOIZDAT (Hrsg.): *Selevye Potoki*, sbornik 10, Moskva, stranica 35-43.

ŽIGAREV, O.G. (1984): Lesnaja melioracija selevych bassejnov Zajliskogo Alatau, In: AKADEMIJA NAUK SSSR (Hrsg.): Problemy protivoselevych meroprijatij, Alma-Ata, stranica 25-45.

ZIMMERMANN, M.; MANI, P.; GAMMA, P.; GSTEIGER, P.; HEINIGER, O. & HUNZIKER, G. (1997): Murganggefahr und Klimaänderung – ein GIS-basierter Ansatz, vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, Zürich, 161 Seiten.

10.2 Kartenverzeichnis

BLAGOVEŠČENSKIJ (1997): Karta rasprostranenija opasnych ėkzogennych processov v Sailijskom i Kungej Alatau, masštab 1:200.000.

KAZGIDĖK (1996): Karty inženerno-geologičeskich uslovij bassejna Bol'šogo Almatinskogo ozera, masštab 1:25.000 i 1:10.000, In: KAZGIDĖK (Hrsg.): Spezializirovannye inženerno-geologižeskie issledovanija po kartirovaniju, ocenke i prognozirovaniju stepeni riska opasnych geodinamičeskich processov v svjazi s obosnovaniem ustojčivosti plotiny Bol'šogo Almatinskogo ozera (BAO), otčet, Almaty.

MINISTERSTVO GEOLOGII SSSR (1967): Geologičeskaja karta SSSR – Serija Severo-Tjan'šan'skaja, list K-43-XI, masštab 1:200.000.

MINISTERSTVO GEOLOGII SSSR (1969): Geologičeskaja karta SSSR – Serija Severo-Tjan'šan'skaja, list K-43-XII, masštab 1:200.000.

SEVERSKIJ, Ė, V. & GORBUNOV, A.P. (1978): Karta kriogennych javlenij – bassejna reki Bol'šoj Almatinki, masštab 1:25.000.

Sowjetische topografische Karte (1974), list K43, masštab 1:1.000.000.

Sowjetische topografische Karte (1980), list K43-34-G, masštab 1:50.000.

Sowjetische topografische Karte (1981), list K43-35-V, masštab 1:50.000.

Sowjetische topografische Karte (1981), list K43-47-A, masštab 1:50.000.

Sowjetische topografische Karte (1984), list K43-46-B, masštab 1:50.000.

Sowjetische topografische Karte (1974), list K44, masštab 1:1.000.000.

Topografische Karte – „Gletschergebiet des Tujuksu“ (1961), Maßstab 1:10.000, In: *Petermanns Geographische Mitteilungen*, Heft 4, Tafel 30.

10.3 Satellitenbilder

ALOS – Erhalten von: Geographisches Institut der Akademie der Wissenschaften des Ministeriums für Bildung und Wissenschaft der Republik Kasachstan; Erhalten am: Juli 2011; Szenen-Identifizierung (Aufnahmedatum/Satellitenbänder): ALPSMN029782730 (16.08.2006/ PRISM); ALAV2A029782730 (16.08.2006/ AVNIR-2 (B1, B2, B3, B4)).

ASTER – Erworben von: Earth Remote Sensing Data Analysis Center; Erhalten am: 29. Mai 2009; Szenen-Identifizierung (Aufnahmedatum/Satellitenbänder): ASTL1B 0708210 55720079130115 (21.08.2007/ B1, B2, B3N, B3B, B4, B5, B6, B7, B8, B9, B10, B11, B12).

Landsat-5 – www: http://glovis.usgs.gov/index.shtml; path/row (Aufnahmedatum/Satellitenbänder): 149/030 (22.08.2007/ B1, B2, B3, B4, B5); Download: Mai 2011.

Landsat ETM+ – www: ftp://ftp.glcf.umiacs.umd.edu/glcf/Landsat/ WRS2/; path/row (Aufnahmedatum/Satellitenbänder): 148/030 (30.07.2007/ B1, B2, B3); 148/031 (5.09.2006/ B1, B2, B3, B8); 149/030 (29.07.2007/ B1, B2, B3, B8); 149/031 (12.09.2006/ B1, B2, B3, B8); 150/030 (20.07.2007/ B1, B2, B3, B8); 150/031 (14.05.2006/ B1, B2, B3, B8); Download: Juli 2010.

SRTM-3 – www: ftp://ftp.glcf.umiacs.umd.edu/glcf/SRTM/ft/ft001 5.Filled_Finished_B-03sec-WRS2-Global/GLCF.TSM.B4-006.00.Filled_Finished_B-03sec-WRS2/WRS2_Tiles/; path/row: 148/030, 148/031, 149/030, 149/031, 150/030, 150/031; Download: Juli 2010.

10.4 Daten

GEOGRAPHISCHES INSTITUT DER AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DES MINISTERIUMS FÜR BILDUNG UND WISSENSCHAFT DER REPUBLIK KASACHSTAN (GI-AdW): Morphometrie der Untersuchungsobjekte, Klimadaten, Schneedeckendaten, Massenbilanz Tujuksu Gletscher; Datenbezug: Mai 2012.

KASACHISCH-HYDROMETEOROLOGISCHER DIENST DER REPUBLIK KASACHSTAN „KAZGIDROMET“: Murenereignisse, Klimadaten; Datenbezug: Mai 2012.

KASACHISCHES LABORATORIUM FÜR ALPINEN PERMAFROST DES PERMAFROSTINSTITUTES „P.I. MELNIKOV“ DER RUSSISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN (KLP-AdW): Temperaturdaten des Bohrlochmesspunktes „Lawinka K70“; Datenbezug: September 2011.

KASACHISCHE MURENSCHUTZORGANISATION DES MINISTERIUMS FÜR AUßERORDENTLICHE SITUATIONEN IN DER REPUBLIK KASACHSTAN (KAZSELEZAŠČITA): Morphometrie der Untersuchungsobjekte; Datenbezug: Mai 2012.

KNMI CLIMATE EXPLORER: Klimadaten, http://climexp.knmi.nl; Datenbezug: 18.05.2012.

NATIONAL CLIMATIC DATA CENTER (NCDC): Globale Niederschlagsdaten, http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/2011 /13#gprcp; Datenbezug: 4.08.2012.

UNIVERSITY OF EAST ANGLIA - CLIMATIC RESEARCH UNIT (CRU): http://www.cru.uea.ac.uk /cru/data/temperature/#filfor; Datenbezug: 4.08.2012.

11 Anhang

11.1 Umschrift russischer und kasachischer Eigennamen

Transkription	Russisch
Ajusaj	Аюсай
Aksaj	Аксай
Aksu	Аксу
Almatinskij	Алматинский
Almaty	Алматы
Andishan	Андижан
Artschaly	Арчалы
Arys	Арысь
Atsharganshota	Атжарганжота
Balyktschy	Балыкчы
Barkjol	Баркёль
Bischkek	Бишкек
Bolschaja Almatinka	Большая Алматинка
Bolschoje Almatinskoje Osero	Большое Алматинское Озеро
Bostan	Бостан
Chami	Хами
Chodschent	Ходшент
Dalaaschik	Далаашик
Dshala-Abad	Джала-Абад
Dshambul	Джамбул
Dshungarskij	Джунгарский
Ebi-Nur	Эби-Нур
Fabritschnyj	Фабричный
Fergana	Фергана
Gorelnik	Горельник
Gorodezkij	Городецкий
Ile Alatau	Иле Алатау
Ile-Alatauskij	Иле-Алатауский
Ili	Или
Inin	Инин
Ischenbulak	Ишенбулак
Issyk	Иссык
Issyk-Kul	Иссык-Куль
Kajrakkum	Кайраккум
Kaptschagaj	Капчагай
Karakastek	Каракастек
Karakol	Каракол
Kara-Kulshur	Кара-Кулжур
Karakunuska	Каракунузка
Karatsch	Карач
Karnisnyj	Карнизный
Kasaschka	Казашка
Kaskelen	Каскелен
Kaskobas	Каскобас
Kasnabas	Каснабас
Kastek	Кастек
Kemin	Кемин
Keminskogo	Кеминского
Kerbin	Кербин
Kishi*	Киши
Koktscheka	Кокчека

Transkription	Russisch
Konstituzii	Конституции
Kopa	Копа
Korla	Корла
Koschewogo	Кошевого
Kotschkor	Кочкор
Kumbel	Кумбель
Kumtor	Кумтор
Kungej Alatau	Кунгей Алатау
Kurtinskoje	Куртинское
Kysylagasch	Кызылагаш
Kysylsaj	Кызылсай
Lewyj Talgar	Левый Талгар
Lokomotiw	Локомотив
Maljutinskij	Малютинский
Manschuk Mametow	Маншук Маметов
Molodaja Gwardija	Молодая Гвардия
Molodjoshnyj	Молодёжный
Mramornyj	Мраморный
Mynshilki	Мынжилки
Namangan	Наманган
Naryn	Нарын
Nowomet	Новомет
Ordshonikidse	Орджоникидзе
Ortotokojskoje	Ортотокойское
Osch	Ош
Osjornaja	Озёрная
Otar	Отар
Petrow	Петров
Pogrebezkogo	Погребецкого
Prawyj Talgar	Правый Талгар
Prjamaja Schel	Прямая Шель
Prochodnaja	Проходная
Sajran	Сайран
Sarytau	Сарытау
Srednij Talgar	Средний Талгар
Schukyr	Шукыр
Schymbulak	Шымбулак
Serkebulak	Серкебулак
Shalanasch	Жаланаш
Shamankum	Жаманкум
Sharsaj	Жарсай
Shetishol	Жетижол
Shetysuskij	Жетысуский
Shinischke	Жинишке
Song-Kjol	Сонг-Кёль
Sorbulak	Сорбулак
Sowetow	Советов
Suyktobe	Суыктобе
Talas	Талас
Talgar	Талгар
Taschkent	Ташкент
Teresbutak	Тересбутак

Transkription	Russisch
Terskej Alatau	Терскей Алатау
Tien Shan*	Тянь Шань
Timofejew	Тимофеев
Tokmok	Токмок
Tscharyn	Чарын
Tschatyr-Kjol	Чатыр-Кёль
Tschemolgan	Чемолган
Tschertowo	Чертово
Tschilik	Чилик
Tschiliskogo	Чиликского
Tschimbulak	Чимбулак
Tschimkent	Чимкент
Tschirtschik	Чирчик
Tschok-Tal	Чок-Тал
Tscholpon-Ata	Чолпон-Ата
Tschong-Kemin	Чонг-Кемин
Tschu	Чу
Tujuksu	Туюксу
Turfan	Турфан
Turgen	Тургень
Ulken Almaty	Улькен Алматы
Urumtschi	Урумчи
Ust-Gorelnik	Усть-Горельник
Usunagatsch	Узунагач
Usun-Kargaly	Узун-Каргалы
Werchnij Gorelnik	Верхний Горельник
Soi Kosmodemjanskoj	Зои Космодемьянской

* Von der Duden-Transkription abweichend. Entspricht der bisher üblichen Schreibweise oder wurde bereits in eigenen Veröffentlichungen in der Form verwendet.

11.2 Murenereignisse im Ile Alatau

Datum	Tal	Genese	Datenquelle
13./14. Jh.	Talgar	unbestimmt	KAISER (2010:35ff.)
17. Jh.	Talgar	unbestimmt	KAISER (2010:35ff.)
Ende 17. Jh.	Kishi Almaty	Regen	KOLOTILIN (1961:111)
1690 bis 1710	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
1750er	Kishi Almaty	Regen	KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
1770 bis 1780	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
1780er	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET, KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
1789	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.), KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
1804	Ulken Almaty (gesamt[a])	Regen	KAZGIDROMET, KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
1816	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET, KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
1837	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.), KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
1841*	Kishi Almaty, Ulken Almaty (4)	Regen	JAFJAZOVA (2007:98), KAZGIDROMET, KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29), KOLOTILIN (1961:111)
1855/56	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.), KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
1865	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.), KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
1870er	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.), KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
1879	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET, KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
28.05.1887* (09.06.1887)	Ile Alatau (gesamt[b])	Erdbeben	CHEGAJ (1988:5), JAFJAZOVA (2007:99), KAZGIDROMET, KOLOTILIN (1961:111)
1889	-	Erdbeben	KAISER (2010:35ff.)
1891	Ulken Almaty (gesamt[a])	unbestimmt	KAZGIDROMET
1902	Kishi Almaty, Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET, KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
1907	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
1910/1911	-	Erdbeben	KAISER (2010:35ff.)
1916	Kishi Almaty	Regen	KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
1918	Kishi Almaty	unbestimmt	KOLOTILIN (1961:111)
08.-09.07.1921*	Ile Alatau (gesamt[b])	Regen	CHEGAJ (1988:6), JAFJAZOVA (2007:100), KAZGIDROMET, KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29), KOLOTILIN (1961:111), MEDEUOV & NURLANOV (1996:38)
08.08.1927	Kishi Almaty (Seenr. 2)	glazial[c]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), MEDEUOV et al. (1993:105ff.)
26.05.1928	Kishi Almaty	Regen[d]	KOLOTILIN (1961:111)
03.05.1930	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
10.07.1931*	Kishi Almaty (2), Ulken Almaty (gesamt[a])	Regen	KAZGIDROMET, KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29), KOLOTILIN (1961:111)
22.05.1932	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
1934	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
20.06.1934	Kishi Almaty	Regen[d]	KOLOTILIN (1961:111)
27.07.1934	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.), MEDEUOV & NURLANOV (1996:38)
19.05.1936	Kishi Almaty	Regen[d]	KOLOTILIN (1961:111)
19.05.1936	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
19.07.1936	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.), MEDEUOV & NURLANOV (1996:38)
20.07.1938	Kishi Almaty	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), KAISER (2010:35ff.), KOLOTILIN (1961:111)
29.07.1940	Talgar	Regen	KAISER (2010:35ff.)
30.07.1940	Talgar	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), KAISER (2010:35ff.)
25.05.1941	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.), KOLOTILIN (1961:111), MEDEUOV & NURLANOV (1996:38)
11.06.1942	Ulken Almaty (2)	Regen	KAZGIDROMET
17.06.1942	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
18.06.1942	Ulken Almaty (2)	Regen	KAZGIDROMET
10.05.1944	Kishi Almaty	glazial[c]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), KAISER (2010:35ff.), KOLOTILIN (1961:111)
30.07.1944	Kishi Almaty	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), KAISER (2010:35ff.), KOLOTILIN (1961:111)
31.07.1944	Kishi Almaty oder Issyk	glazial	GOLUBOV (1976:73)
11.08.1944	Kishi Almaty oder Issyk	glazial	GOLUBOV (1976:73)
18.08.1944	Kishi Almaty	unbestimmt[f]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), KAISER (2010:35ff.)
30.09.1944	Kishi Almaty (Seenr. 2)	glazial[c]	MEDEUOV et al. (1993:105ff.)
05.05.1947	Talgar	Regen	KAISER (2010:35ff.)
16.05.1947	Kishi Almaty	Regen[d]	KOLOTILIN (1961:111)
16.05.1947*	Talgar, Turgen, Ulken Almaty (2), Issyk	Regen	JAFJAZOVA (2007:106), KAZGIDROMET, KOLOTILIN (1961:111), MEDEUOV & NURLANOV (1996:38)
28.05.1947	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
03.05.1948	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
15.05.1949	Ulken Almaty (2)	Regen	KAZGIDROMET
08.-09.07.1950*	Aksaj, Kaskelen, Talgar, Ulken Almaty (gesamt[a])	Regen	JAFJAZOVA (2007:106), KAZGIDROMET, KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29), MEDEUOV & NURLANOV (1996:18ff.)
22.05.1951	Kishi Almaty	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), KOLOTILIN (1961:111)

Datum	Tal	Genese	Datenquelle
20.08.1951	Kishi Almaty (Seenr. 2)	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), BIŽANOV et al. (1998:10), GOLUBOV (1976:73), KAISER (2010:35ff.), KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), KOLOTILIN (1961:111), MEDEUOV et al. (1993:105ff.), POPOV (1986:21; 1987:189)
1952	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
01.08.1953	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
04.06.1954	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
12.06.1955	Ulken Almaty	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), KAZGIDROMET, KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
04.08.1955	Ulken Almaty	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), KAZGIDROMET
Juni 1956	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
07.07.1956	Kishi Almaty oder Issyk	glazial[c]	GOLUBOV (1976:73)
07.08.1956	Kishi Almaty (Seenr. 2), Issyk	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), BIŽANOV et al. (1998:10), CHEGAJ (1988:7), KOLOTILIN (1961:111), POPOV (1987:189)
28.05.1958	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
04.06.1958	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
06.07.1958	Issyk (Seenr. 17)	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), BIŽANOV et al. (1998:10), GOLUBOV (1976:73), GOLUBOVIČ (1980:113ff.), KAISER (2010:35ff.), KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), MARKOV et al. (1983:99), MEDEUOV et al. (1993:105ff.), POPOV (1986:21; 1987:189)
15.07.1958	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET, KIRENSKAJA & DANILINA (1989:29)
08.04.1959	-	Regen	KAISER (2010:35ff.)
16.07.1959	Ulken Almaty	Schneeschmelze	KAZGIDROMET
16.08.1959	Kishi Almaty	unbestimmt[e]	KAISER (2010:35ff.)
04.09.1959	Ulken Almaty	Schneeschmelze	KAZGIDROMET
15.05.1960	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
30.06.1960	Talgar	glazial[c]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15)
21.07.1961	Talgar (Seenr. 8)	glazial[c]	KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90)
26.07.1961	Talgar (Seenr. 8)	glazial[c]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), MEDEUOV et al. (1993:105ff.)
19.08.1961	Talgar	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:15), KAISER (2010:35ff.)
07.07.1963*	Issyk (Seenr. 17)	glazial	BIŽANOV et al. (1998:10), CHEGAJ (1988:8), GOLUBOV (1976:73), GOLUBOVIČ (1980:113ff.), JAFJAZOVA (2007:108), KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), MARKOV et al. (1983:99), MEDEUOV et al. (1993:105ff.), MOČALOV & CUKERMAN (1982:37), PARAMONOV (1976:86ff.), POPOV (1986:21;
25.07.1963	Issyk	glazial[c]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16)
04.08.1963	Issyk	glazial[c]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16)
25.07.1964	Talgar	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16), KAISER (2010:35ff.)
15.07.1965	Tschilik (2)	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16), KAISER (2010:35ff.)
20.-21.07.1965	Ulken Almaty	Regen-Schneeschmelze	KAZGIDROMET
25.07.1965	Talgar	glazial[c]	KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90)
30.07.1965	Tschilik	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16), KAISER (2010:35ff.)
06.05.1966	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
07.06.1966	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
12.06.1966	Talgar	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16), KAISER (2010:35ff.)
17.06.1966	Ulken Almaty	Regen-Schneeschmelze	KAZGIDROMET
17.06.1966	Talgar	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16), KAISER (2010:35ff.)
29.06.1966	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
12.07.1966	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
17.08.1966	Ulken Almaty	Regen-Schneeschmelze	KAZGIDROMET
07.04.1967	Turgen	Regen	KAISER (2010:35ff.)
03.05.1967	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
25.06.1967	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
14.07.1967	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
31.07.1967	Tschilik	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16), KAISER (2010:35ff.)
26.04.1968	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
18.05.1968	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
30.05.1968	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
26.06.1968	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
07.07.1968	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
09.07.1968	Ulken Almaty (2)	Regen	KAZGIDROMET
22.07.1968	Tschilik	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16), KAISER (2010:35ff.)
17.08.1968	Talgar	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16), KAISER (2010:35ff.)
18.08.1968	Kishi Almaty	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16), KAISER (2010:35ff.)
21.04.1969	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
22.04.1969	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
09.05.1969	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
28.05.1969	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
29.05.1969	Ulken Almaty (3)	Regen	KAZGIDROMET
30.05.1969	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)

Datum	Tal	Genese	Datenquelle
11.06.1969	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
27.04.1970	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
28.04.1970	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
14.05.1970	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
Juni 1970	Talgar	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16)
14.07.1970	Talgar (Seenr. 19)	glazial[c]	KAZGIDROMET
18.07.1970	Kishi Almaty, Talgar	glazial[c]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16), KAISER (2010:35ff.), POPOV (1987:189)
19.07.1970	Ulken Almaty	durchnässter Untergrund	KAZGIDROMET
21.07.1970	Talgar (Seenr. 18)	glazial[c]	KAISER (2010:35ff.)
12.07.1971	Talgar (Seenr. 1-3)	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:16), KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), MEDEUOV et al. (1993:105ff.)
08.-09.08.1972	Kishi Almaty (Seenr. 2)	glazial[c]	KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90)
27.08.1972	Tschemolgan	künstlich	STEPANOV & STEPANOVA (1991:9), ZEMS et al. (1976:36)
Mai 1973	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
15.07.1973*	Kishi Almaty (Seenr. 2), Talgar (Seenr. 6), Usun-Kargaly (Seenr. 7)	glazial	BIŽANOV et al. (1998:10), GOLUBOV (1976:73), JAFJAZOVA (2007:110), KAISER (2010:35ff.), KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), MARKOV et al. (1983:99), MEDEUOV et al. (1993:105ff.), MEDEUOV & NURLANOV (1996:23ff.), MOČALOV & CUKERMAN (1982:37), POPOV (1986:21; 1987:189), VARDUGIN (1977:97ff.)
18.07.1973	Kishi Almaty	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:17)
19.07.1973	Issyk	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:17), KAISER (2010:35ff.)
16.08.1973	Talgar (Seenr. 6)	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:17), KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), ŠUŠARIN & MARKOV (1976:100)
18.08.1973	Talgar (Seenr. 6)	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:17), KAISER (2010:35ff.),
19.08.1973	Talgar (Seenr. 6)	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:17), KAISER (2010:35ff.),
22.08.1973	Tschemolgan	künstlich	STEPANOV & STEPANOVA (1991:9), ZEMS et al. (1976:36)
29.08.1973	Talgar (Seenr. 6)	glazial[c]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:17), KEREMKULOV &
30.08.1973	Talgar	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:17), KAISER (2010:35ff.)
15.07.1974	Ulken Almaty	Schneeschmelze	KAZGIDROMET
15.07.1974	Talgar (Seenr. 6)	glazial[c]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:17), KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), MEDEUOV et al. (1993:105ff.), POPOV (1987:189), ŠUŠARIN & MARKOV (1976:100)
21.07.1974	Ulken Almaty	Schneeschmelze	KAZGIDROMET
21.07.1974	Talgar (Seenr. 6)	glazial[c]	KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), MEDEUOV et al. (1993:105ff.), ŠUŠARIN & MARKOV (1976:100)
02.08.1974	Talgar (Seenr. 6)	glazial[c]	KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), MEDEUOV et al. (1993:105ff.), ŠUŠARIN & MARKOV (1976:100)
1975	Tschemolgan	künstlich	STEPANOV & STEPANOVA (1991:9)
19.08.1975	Ulken Almaty (Seenr. 14)	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:17), KAZGIDROMET, KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), KIRENSKAJA et al. (1977:115), MEDEUOV et al. (1993:105ff.)
28.08.1975	Usun-Kargaly (Seenr. 9)	glazial[c]	KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90)
1976	Talgar (Seenr. 8)	glazial[c]	MEDEUOV et al. (1993:105ff.)
19.04.1976	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
21.06.1976	Talgar (Seenr. 6)	glazial[c]	MEDEUOV et al. (1993:105ff.)
24.06.1976	Talgar (Seenr. 6)	glazial[c]	KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90)
21.07.1976	Kishi Almaty	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:17), KAISER (2010:35ff.)
23.07.1976	Talgar (Seenr. 5)	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:17), MEDEUOV et al. (1993:105ff.), POPOV (1987:189)
19.08.1976	Ulken Almaty	Gletscherschmelze	KAZGIDROMET, TOKMAGAMBETOV et al. (1978:68)
08.09.1976	Tschemolgan	künstlich	STEPANOV & STEPANOVA (1991:9), STEPANOV et al. (1978:86ff.)
25.-30.6.1977	Issyk (Seenr. 17)	glazial	GOLUBOVIČ (1980:113ff.), MARKOV et al. (1983:99), POPOV (1987:189)
03.07.1977	Issyk (Seenr. 17)	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:18), BIŽANOV et al. (1998:10), JAFJAZOVA (2007:114), KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), MEDEUOV et al. (1993:105ff.), POPOV (1986:21; 1987:189)
11.07.1977	Ulken Almaty	Schneeschmelze	KAZGIDROMET
12.07.1977	Issyk	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:17), KAISER (2010:35ff.)
12.07.1977	Ulken Almaty (2)	Schneeschmelze	KAZGIDROMET
03.-04.08.1977*	Ulken Almaty (Seenr. 13)	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:18), BIŽANOV et al. (1998:23), CHEGAJ (1988:9), KAZGIDROMET, KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), LAPTEV (1980:55; 1981:55ff.), MEDEUOV et al. (1993:105ff.), MOČALOV & CUKERMAN (1982:37), POPOV (1980:57ff.; 1986:21; 1987:189)
1978	Tschemolgan	künstlich	STEPANOV & STEPANOVA (1991:9)
08.08.1978	Ulken Almaty	glazial	KAZGIDROMET
19.06.1979	Talgar	unbestimmt[e]	KAISER (2010:35ff.)
21.06.1979	Talgar (Seenr. 6) + (Seenr. 7)	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:18), BIŽANOV et al. (1998:28), KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), MEDEUOV et al. (1993:105ff.), POPOV (1986:21; 1987:189)

Datum	Tal	Genese	Datenquelle
1980	Issyk (Seenr. 19) + (Seenr. 21)	glazial[c]	BIŽANOV et al. (1998:36), MEDEUOV et al. (1993:105ff.)
23.07.1980	Kaskelen (Seenr. 16)	glazial	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:18), BIŽANOV et al. (1998:31), KEREMKULOV & KIRENSKAJA (1985:90), POPOV (1987:189), VINOGRADOV (1980b:138)
1981	Issyk (Seenr. 19) + (Seenr. 21)	glazial	MEDEUOV et al. (1993:105ff.)
19.06.1981	Kishi Almaty	glazial[c]	BIŽANOV et al. (1998:37)
14.-15.07.1981	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
22.07.1981	Kishi Almaty (Seenr. 8)	glazial	MEDEUOV et al. (1993:105ff.), POPOV (1987:189)
26.07.1981	Ulken Almaty	durchnässter Untergrund	KAZGIDROMET, MARKOV et al. (1984:139ff.)
1982	Tschilik (Seenr. 53)	glazial[c]	POPOV (1987:189)
1982	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
30.07.1982	Issyk	unbestimmt[e]	AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985:18), KAISER (2010:35ff.)
05.08.1983	Turgen (Seenr. 18)	glazial[c]	POPOV (1987:189)
16.06.1984	Talgar (Seenr. 5)	glazial[c]	POPOV (1987:189)
27.06.1986	Kaskelen (Seenr. 16)	glazial[c]	BIŽANOV et al. (1998:39)
23.07.1986	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
03.08.1986	Ulken Almaty (2)	Schneeschmelze	KAZGIDROMET
08.08.1986	Ulken Almaty	durchnässter Untergrund	KAZGIDROMET
16.07.1987	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
27.06.1988	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
27.06.1988	Ulken Almaty	Regen-Schneeschmelze	KAZGIDROMET
01.04.1989	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
09.05.1989	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
28.05.1989	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
29.07.1989	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
05.06.1993	Talgar	Regen	KAISER (2010:35ff.)
03.07.1993	Ulken Almaty	durchnässter Untergrund	KAZGIDROMET
06.07.1993	Talgar	glazial	BIŽANOV et al. (1998:34), KAISER (2010:35ff.)
03.07.1994	Kishi Almaty, Ulken Almaty	glazial	KAISER (2010:35ff.), KAZGIDROMET
11.07.1994	Ulken Almaty	unbestimmt	KAZGIDROMET
08.06.1996	Ulken Almaty	unbestimmt	KAZGIDROMET
01.08.1996	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
24.04.1997	Kishi Almaty	glazial	KAISER (2010:35ff.)
Sommer 1998	Kaskelen (Seenr. 16)	glazial[c]	BIŽANOV et al. (1998:39)
18.05.1998	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
02.06.1998	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
14.07.1999	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
19.07.1999	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
10.05.2002	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)
09.06.2002	Ulken Almaty	Regen-Schneeschmelze	KAZGIDROMET
23.07.2003	Ulken Almaty	Regen	KAZGIDROMET
24.07.2003	Kishi Almaty, Talgar	Regen	KAISER (2010:35ff.)
2004	-	Regen	KAISER (2010:35ff.)
05.01.2006*	Usun-Kargaly	Eisstau-Mure	JAFJAZOVA (2007:117)
06.07.2006	Kishi Almaty, Ulken Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.), KAZGIDROMET
2008	Kishi Almaty	Regen	KAISER (2010:35ff.)

***** In der Literatur häufig als katastrophale Murenereignisse beschrieben

(n) - Anzahl der Murenereignisse

[a] Nach Darstellung von KARAMANOV & DOGOVEC (1992:31) sind die stark murengfährdeten Nebentäler im Ulken Almaty Tal Ajusaj, Koktscheka, Kumbel, Kysylsaj und Sowetow. Das Ereignis entspricht demnach fünf einzelnen Murenereignissen.

[b] Die Auswertung der Daten zeigt, dass für den Ile Alatau die Täler Aksaj, Kaskelen, Kishi Almaty, Issyk, Talgar und Ulken Almaty als murenaktivsten Täler einzuschätzen sind. Unter Berücksichtigung von [a] entspricht dieses Ereignis zehn einzelnen Murenereignissen.

[c] Das Ereignis ist in den Datenquellen als Moränen- oder Gletscherseeausbruch erfasst, jedoch wurde dieses nicht im Zusammenhang mit Muren erwähnt oder als Murenereignis beschrieben.

[d] Das Ereignis wird von KOLOTILIN (1961) als starkes Hochwasserereignis mit dem Potenzial der Murenbildung beschrieben.

[e] In den Datenbanken von AKADEMIJA NAUK KAZACHSKOJ SSR (1985) und KAISER (2010) wurden diese Murenereignisse einer "glazialen" Genese zugeordnet, jedoch zeigt der Vergleich der Murenereignisse gleichen Typs mit anderen Datenquellen häufig eine Gleichsetzung mit den durch "Schneeschmelze" hervorgerufenen Muren. Sie wurden daher dem "unbestimmten" Typ zugeordnet.

[f] In den Datenquellen hat dieses Ereignis unterschiedliche Angaben zur Genese, es wurde deshalb dem "unbestimmten" Typ zugeordnet.

11.3 Murenereignisse im Tal Ulken Almaty (KAZGIDROMET)

Datum	Genese	Charakteristik		
		Abfluss [m³/s]	Volumen ×10³ [m³]	Dichte [kg/m³]
Ulken Almaty - gesamt				
1804	Regen	-	-	-
28.05.1887 (09.06.1887)	Erdbeben	-	-	-
1891	unbestimmt	-	-	-
08.07.1921	Regen	692,00	-	-
10.07.1931	Regen	72,60	-	-
08.-09.07.1950	Regen	-	-	-
Ajusaj (M2)				
1841	Regen	-	-	-
08.07.1950[a]	Regen	300	402	-
Artschaly (M4)				
1982	Regen	-	-	-
03.07.1994	glazial	~ 1.000	700-800	-
Koktscheka (M1)				
1907	Regen	-	-	-
1934	Regen	-	-	-
11.06.1942	Regen	-	-	-
18.06.1942	Regen	-	-	-
16.05.1947	Regen	-	-	-
15.05.1949	Regen	51,60	-	-
Juni 1956	Regen	-	-	-
06.05.1966	Regen	-	-	1.800-2.000
07.06.1966	Regen	8,70	0,600	-
29.06.1966	Regen	-	-	1.960
12.07.1966	Regen	-	-	-
03.05.1967	Regen	0,34	0,918	-
25.06.1967	Regen	0,86	0,825	-
14.07.1967	Regen	1,94	0,465	-
26.04.1968	Regen	-	-	-
18.05.1968	Regen	-	-	-
30.05.1968	Regen	0,16	0,086	-
26.06.1968	Regen	0,13	0,109	-
07.07.1968	Regen	-	-	-
09.07.1968	Regen	0,42	0,315	-
09.07.1968	Regen	1,10	1,398	-
21.04.1969	Regen	0,35	-	-
22.04.1969	Regen	0,18	-	-
09.05.1969	Regen	0,12	-	-
28.05.1969	Regen	0,46	-	-
29.05.1969	Regen	0,80	-	-
11.06.1969	Regen	0,31	-	-
27.04.1970	Regen	0,35	0,150	1.800
28.04.1970	Regen	1,92	0,814	1.800
14.05.1970	Regen	2,00	1,443	1.900

Datum	Genese	Charakteristik		
		Abfluss [m³/s]	Volumen ×10³ [m³]	Dichte [kg/m³]
Kumbel (M7)				
1780er	Regen	-	-	-
1816	Regen	-	-	-
1841	Regen	-	-	-
1879	Regen	-	-	-
1902	Regen	-	-	-
08.07.1950[a]	Regen	1.100	1.500	-
01.08.1953	Regen			
20.-21.07.1965	Regen-Schneeschmelze	-	-	-
19.08.1975	glazial	160	90-100	2.450±50
03.-04.08.1977	glazial	10.000-11.000	2.500-6.000	2.400±20
26.07.1981	durchnässter Untergrund	250-300	-	2.300-2.400
08.08.1986	durchnässter Untergrund	280	15-20	-
27.06.1988	Regen-Schneeschmelze	680	-	-
29.07.1989	Regen	71,9	35-40	2.350-2.400
03.07.1993	durchnässter Untergrund	250-300	130-150	
08.06.1996	unbestimmt	200-230	-	-
09.06.2002	Regen-Schneeschmelze	-	-	< 2.000
23.07.2003	Regen	-	-	-
06.07.2006	Regen	150-200	-	~ 2.350
Kysylsaj				
19.8.1976	Gletscherschmelze	-	-	-
Maljutinskij				
19.05.1936	Regen	29,30	-	-
11.06.1942	Regen	-	-	-
18.06.1942	Regen	13,60	-	-
16.05.1947	Regen	-	-	-
15.05.1949	Regen	44,20	-	-
28.05.1958	Regen	26,10	-	-
29.05.1969	Regen	-	-	-
Mai 1973	Regen	-	-	-
19.04.1976	Regen	12,40	-	0,60
Prochodnaja				
1841	Regen	-	-	-
17.06.1966	Regen-Schneeschmelze	16,50	-	-
Sowetow Süd (M6)				
12.06.1955	glazial	49,50	73,80	-
15.07.1958	Regen	-	-	-
16.07.1959	Schneeschmelze	-	6,40	-
04.09.1959	Schneeschmelze	-	9,70	-
17.08.1966	Regen-Schneeschmelze	76,10	-	-
19.07.1970	durchnässter Untergrund	48,80	1,82	-
15.07.1974	Schneeschmelze	35,30	20,00	-
12.07.1977	Schneeschmelze	62,90	-	-
08.08.1978	glazial	79,20	-	-
03.08.1986	Schneeschmelze	55,00	-	-

Datum	Genese	Charakteristik		
		Abfluss [m³/s]	Volumen ×10³ [m³]	Dichte [kg/m³]
Sowetow Nord (M6)				
04.08.1955	Glazial	-	15,00	-
21.07.1974	Schneeschmelze	35,70	-	-
11.07.1977	Schneeschmelze	-	-	-
12.07.1977	Schneeschmelze	93,00	-	-
03.08.1986	Schneeschmelze	43,00	-	-
11.07.1994	unbestimmt	200,00	100-150	-
Teresbutak				
1841	Regen	-	-	-
29.05.1969	Regen	39,40	-	-

[a] Diese Ereignisse gehen als Murenereignis des Ulken Almaty (gesamt) in die Quantifizierung ein und werden hier nur bezüglich ihrer vorliegenden Murencharakteristika gesondert aufgeführt.

11.4 Fotozusammenstellung der Untersuchungsobjekte des Glazialmurentyps

Foto 1: S1-Karnisnyj – Blick nach Süden auf den Gletscher Karnisnyj, — 80 m (Foto: S. SVETOSLAV 2010)

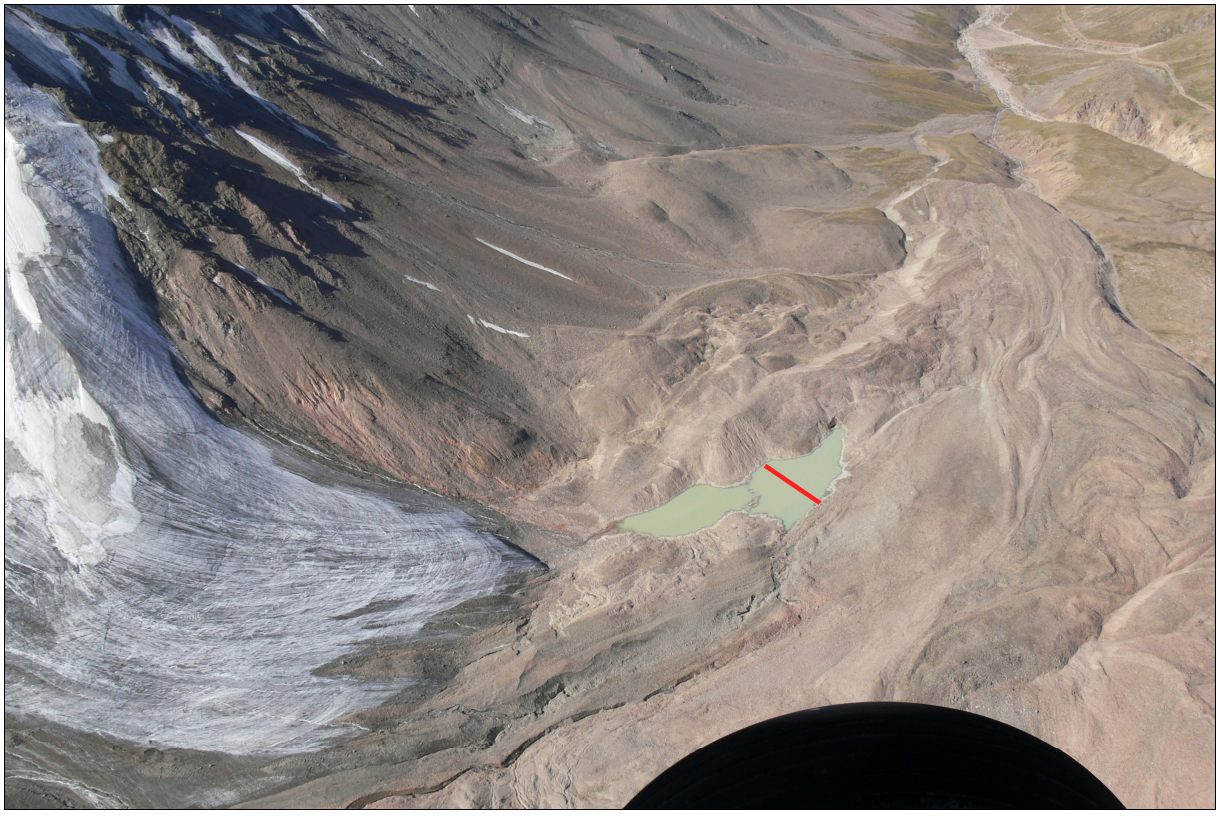


Foto 2: S2-Timofejew – Blick nach Südwest auf die Gletscherzunge des Gletschers Timofejew und den Fluss Kysylsaj, — 90 m (Foto: V. N. VINOCHODOV 2006)

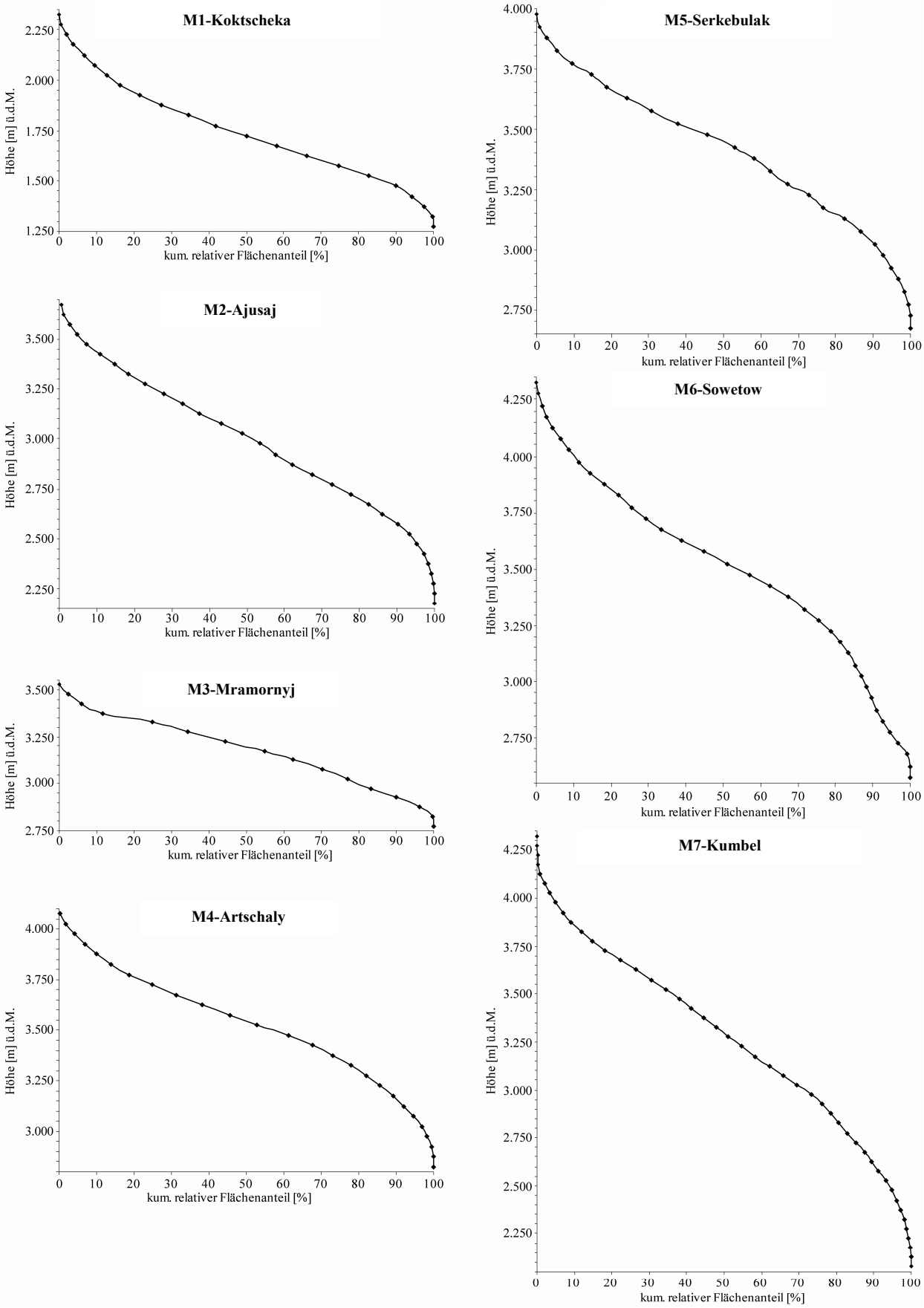
Foto 3: S3-Gletscher Sowetow – Blick nach Süden auf den Gletscher Sowetow und den 4.317 m ü.d.M. hohen Gipfel Sowetow, — 110 m, — Umriss der Fläche von 2011, am unteren Bildrand sind die Reste des Sees Nr. 13 zu erkennen (Foto: V. N. VINOCHODOV 2006)

Foto 4: S4-Gorelnik – Blick nach Nordost auf die Gletscherzunge des Gletschers Gorelnik, — 150 m (Foto: V. N. VINOCHODOV 2006)

Foto 5: S5-Molodjoshnyj – Blick nach Osten auf den Gletscher Molodjoshnyj, — 150 m (Foto: V. N. VINOCHODOV 2007)

Foto 6: S6-Manschuk Mametow – Blick nach Südwest auf den Gletscher Manschuk Mametow, — 170 m (Foto: V. N. VINOCHODOV 2006)

11.5 Flächenanteile je 50 m Höhenintervall der Einzugsgebiete des Niederschlagsmurentyps



Muren-objekt	geologische Zuordnung		Korngrößenklassen des Feinsubstrates [mm]									Anteil des Feinsubstrates am gesamten Korngrößenspektrum [%]
			bis 0,002	0,002 bis 0,005	0,005 bis 0,01	0,01 bis 0,05	0,05 bis 0,1	0,1 bis 0,2	0,2 bis 0,5	0,5 bis 1	1 bis 2	
Kumbel	rezente und jungpleistozäne Sedimente mit rezenten deluvial-gravitativen Ablagerungen	Massenprozent [%]	3,7	2,3	2,2	10,5	15,4	16,9	18,2	6,8	24,0	28,7
		kum. Massenprozent [%]	3,7	6,0	8,2	18,7	34,1	51,0	69,2	76,0	100,0	
		Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	1,1	0,7	0,6	3,0	4,4	4,9	5,2	2,0	6,9	
		kum. Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	1,1	1,7	2,4	5,4	9,8	14,6	19,9	21,8	28,7	
Koktscheka	eluvial-deluviale Sedimente des Quartärs	Massenprozent [%]	4,1	5,5	3,4	15,0	-	26,6	-	27,7	17,6	50,7
		kum. Massenprozent [%]	4,1	9,6	13,0	28,0	-	54,6	-	82,3	100,0	
		Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	2,1	2,8	1,7	7,6	-	13,5	-	14,0	8,9	
		kum. Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	2,1	4,9	6,6	14,2	-	27,7	-	41,7	50,7	
Kysylsaj	jungpleistozäne glazigene Sedimente	Massenprozent [%]	6,2	3,1	3,5	10,4	13,1	14,3	20,6	8,5	20,3	26,4
		kum. Massenprozent [%]	6,2	9,3	12,8	23,2	36,3	50,6	71,2	79,7	100,0	
		Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	1,6	0,8	0,9	2,7	3,5	3,8	5,4	2,2	5,4	
		kum. Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	1,6	2,4	3,3	6,1	9,5	13,3	18,8	21,0	26,4	
Kishi Almaty (Tschertowo Schlucht)	eluvial-deluviale Sedimente des Quartärs	Massenprozent [%]	2,8	2,3	3,2	10,7	4,6	4,8	7,3	0,6	63,7	16,4
		kum. Massenprozent [%]	2,8	5,1	8,3	19,0	23,6	28,4	35,7	36,3	100,0	
		Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	0,5	0,4	0,5	1,8	0,8	0,8	1,2	0,1	10,4	
		kum. Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	0,5	0,8	1,4	3,1	3,9	4,7	5,9	6,0	16,4	

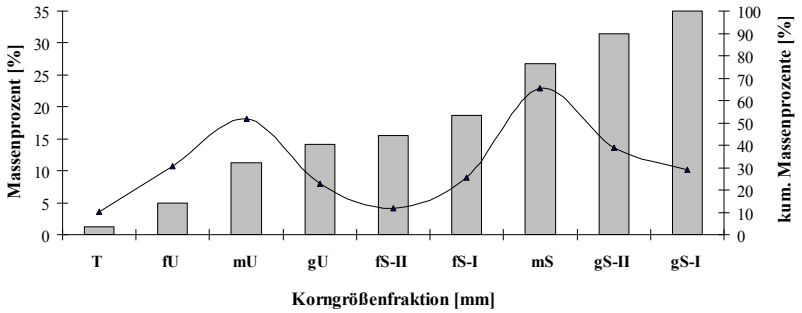
Murenobjekt	geologische Zuordnung		Korngrößenklassen des Feinsubstrates [mm]									Anteil des Feinsubstrates am gesamten Korngrößenspektrum [%]
			bis 0,002	0,002 bis 0,005	0,005 bis 0,01	0,01 bis 0,05	0,05 bis 0,1	0,1 bis 0,2	0,2 bis 0,5	0,5 bis 1	1 bis 2	
Kishi Almaty (Hauptmurenbahn)	jungpleistozäne glazigene Sedimente	Massenprozent [%]	4,4	2,2	3,2	10,8	9,0	8,9	16,2	2,2	43,1	27,3
		kum. Massenprozent [%]	4,4	6,6	9,8	20,6	29,6	38,5	54,7	56,9	100,0	
		Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	1,2	0,6	0,9	2,9	2,5	2,4	4,4	0,6	11,8	
		kum. Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	1,2	1,8	2,7	5,6	8,1	10,5	14,9	15,5	27,3	
Kishi Almaty (Murenbahn bei Tschimbulak)	jungpleistozäne glazigene Sedimente	Massenprozent [%]	7,8	3,6	6,0	19,4	16,0	11,7	13,0	4,5	18,5	17,4
		kum. Massenprozent [%]	7,8	11,4	17,4	36,8	52,8	64,5	77,5	82,0	100,0	
		Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	1,4	0,6	1,0	3,4	2,8	2,0	2,3	0,8	3,2	
		kum. Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	1,4	2,0	3,1	6,4	9,2	11,3	13,5	14,3	17,4	
Talgar	rezente glazigene Sedimente	Massenprozent [%]	2,0	0,5	1,0	5,0	9,5	19,0	20,5	11,5	31,0	17,4
		kum. Massenprozent [%]	2,0	2,5	3,5	8,5	18,0	37,0	57,5	69,0	100,0	
		Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	0,3	0,1	0,2	0,9	1,7	3,3	3,6	2,0	5,4	
		kum. Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	0,3	0,4	0,6	1,4	3,1	6,4	10,0	12,0	17,4	
Prjamaja Schel	rezente glazigene Sedimente	Massenprozent [%]	2,6	1,6	1,6	5,3	4,2	4,2	4,7	2,2	73,7	1,9
		kum. Massenprozent [%]	2,6	4,2	5,8	11,1	15,3	19,5	24,2	26,4	100,0	
		Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	1,4	
		kum. Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,5	1,9	

Muren-objekt	geologische Zuordnung		Korngrößenklassen des Feinsubstrates [mm]									Anteil des Feinsubstrates am gesamten Korngrößenspektrum [%]
			bis 0,002	0,002 bis 0,005	0,005 bis 0,01	0,01 bis 0,05	0,05 bis 0,1	0,1 bis 0,2	0,2 bis 0,5	0,5 bis 1	1 bis 2	
Sharsaj	jungpleistozäne glazigene Sedimente	Massenprozent [%]	1,6	1,7	1,7	4,2	6,7	5,7	9,3	0,7	68,4	3,2
		kum. Massenprozent [%]	1,6	3,3	5,0	9,2	15,9	21,6	30,9	31,6	100,0	
		Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,0	2,2	
		kum. Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	0,1	0,2	0,2	0,3	0,6	0,7	1,0	1,1	3,2	
Tsche-molgan	jungpleistozäne glazigene Sedimente	Massenprozent [%]	0,6	0,9	1,6	6,6	6,0	9,2	21,8	24,2	29,1	17,1
		kum. Massenprozent [%]	0,6	1,5	3,1	9,7	15,7	24,9	46,7	70,9	100,0	
		Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	0,1	0,2	0,3	1,1	1,0	1,6	3,7	4,1	5,0	
		kum. Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	0,1	0,3	0,5	1,7	2,7	4,3	8,0	12,1	17,1	
*Kishi Almaty	rezente glazigene Sedimente	Massenprozent [%]	5,5	4,1	4,4	15,2	26,6	13,0	15,3	6,5	19,0	14,1
		kum. Massenprozent [%]	5,5	9,6	14,0	29,2	55,8	68,8	84,1	90,6	110,0	
		Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	0,8	0,6	0,6	2,1	3,8	1,8	2,2	0,9	2,7	
		kum. Massenprozent bezogen auf das gesamte Korngrößenspektrum [%]	0,8	1,4	2,0	4,1	7,9	9,7	11,9	12,8	15,5	

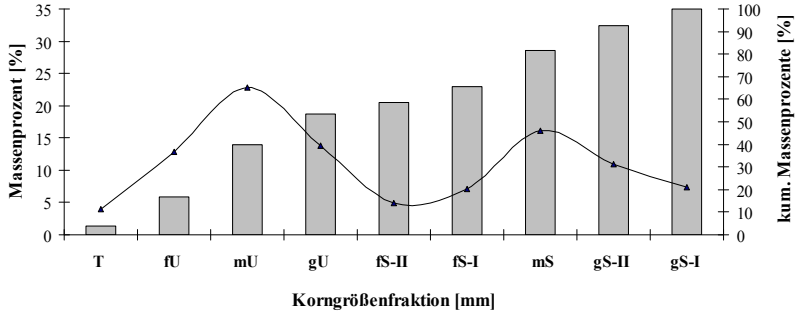
* Fehlerhafte Datengrundlage in der Veröffentlichung von VARDUGIN & MALACHOV (1988:28), kumulierte Massenprozent betragen 110 %.

11.7 Kornsummenkurven des Niederschlagmurentyps

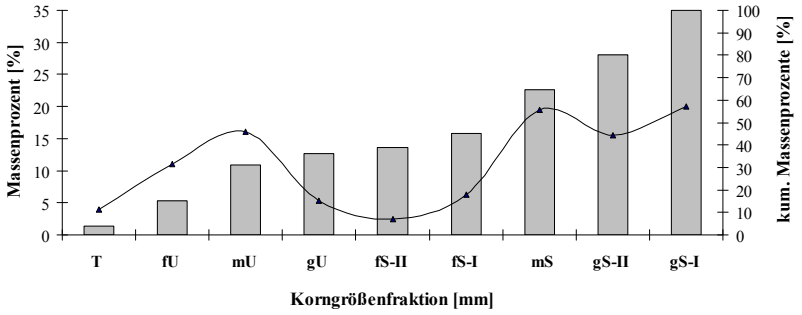
M1-Koktscheka



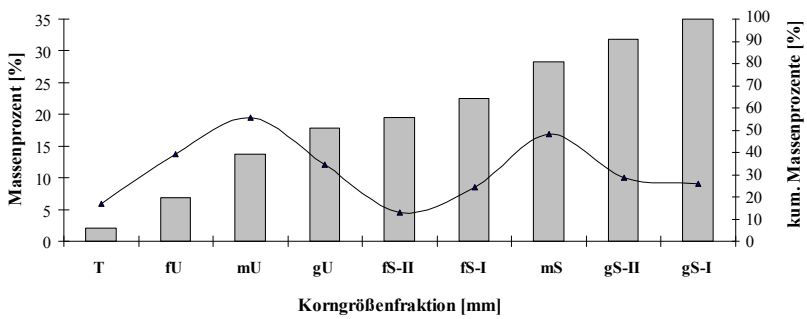
M2-Ajusaj



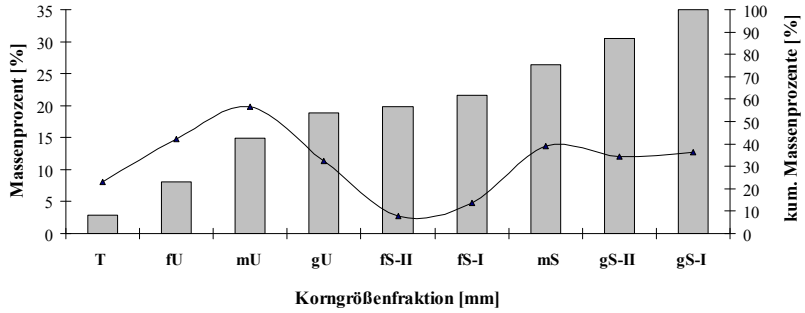
M3-Mramorny (Nord)



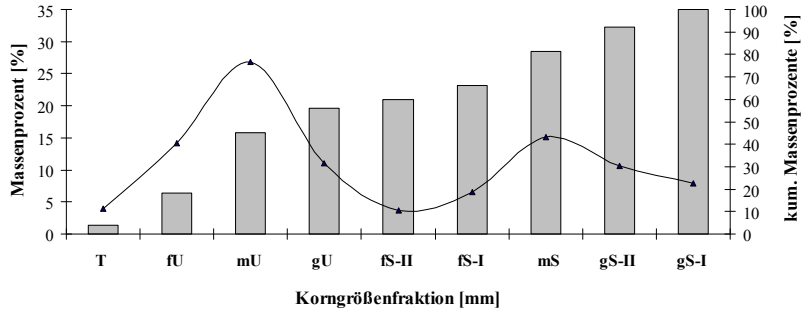
M3-Mramorny (Süd)



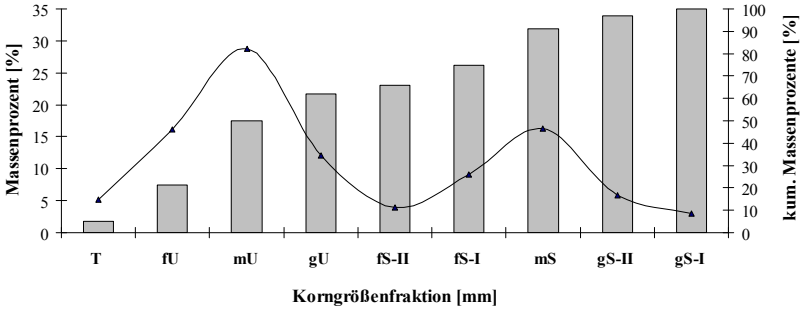
M4-Artschaly



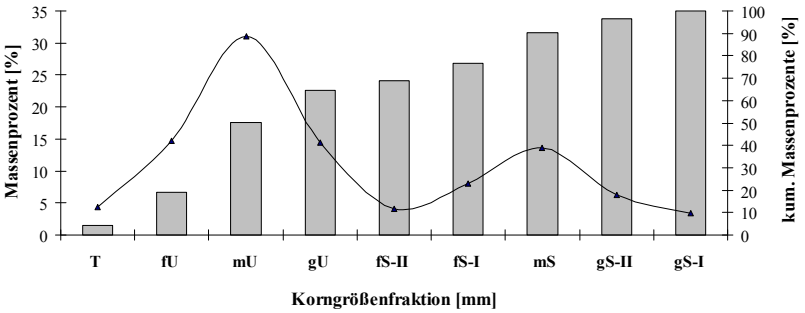
M5-Serkebulak



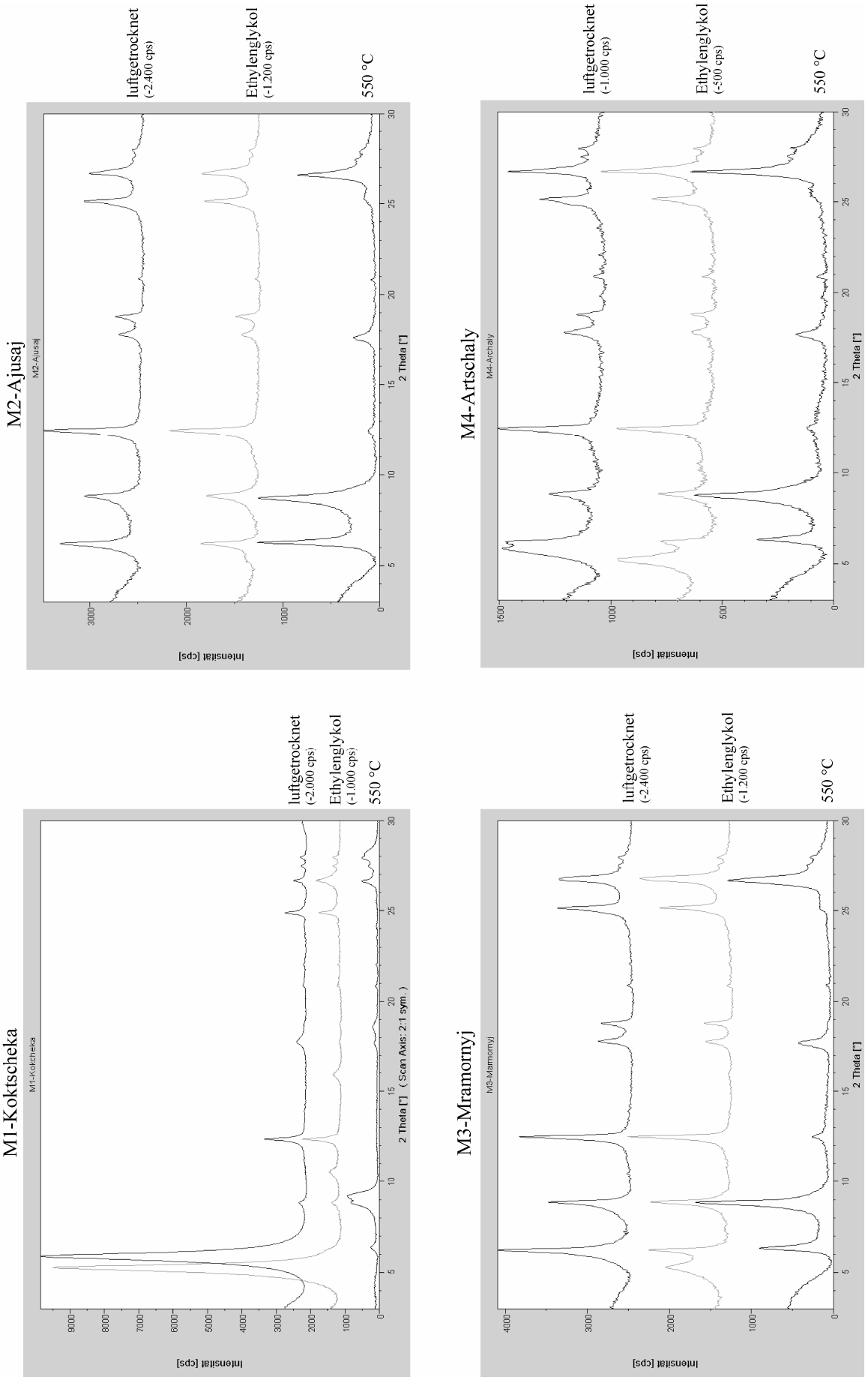
M6-Sowetow



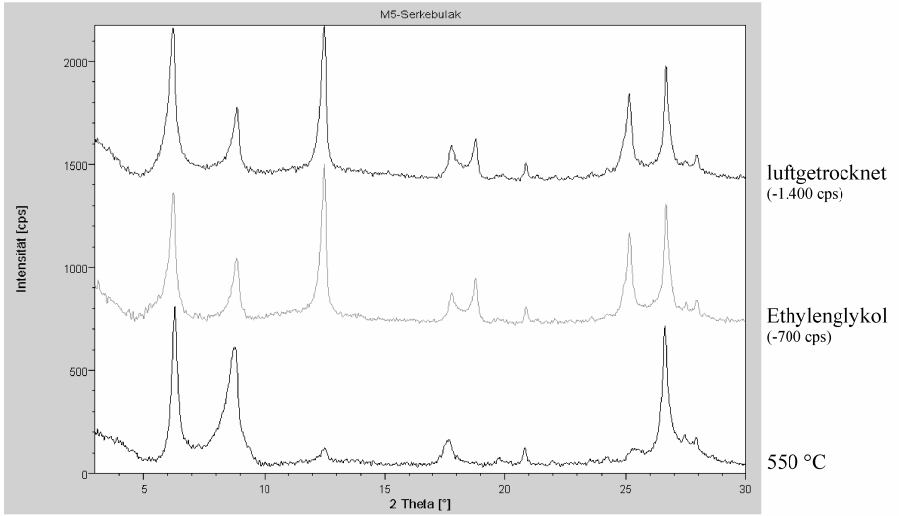
M7-Kumbel



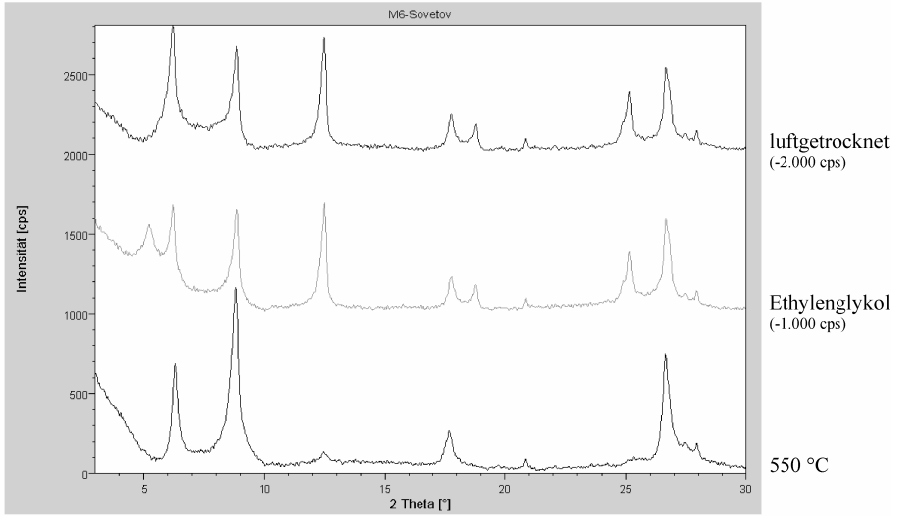
11.8 Röntgendiffraktogramme des Niederschlagsmurentyps



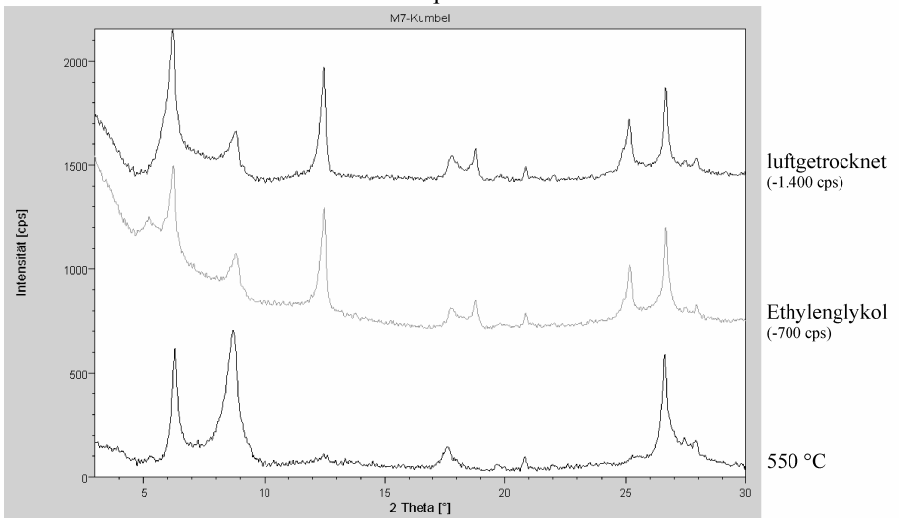
M5-Serkebulak



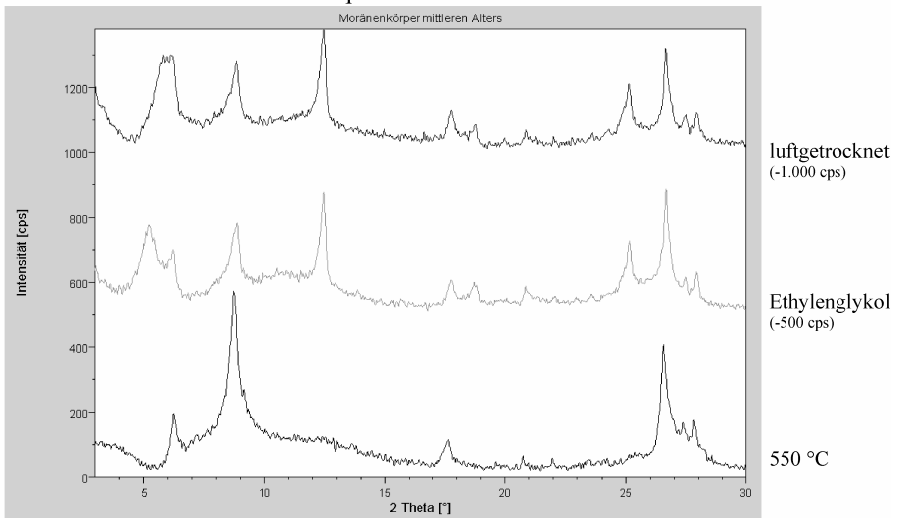
M6-Sowetow



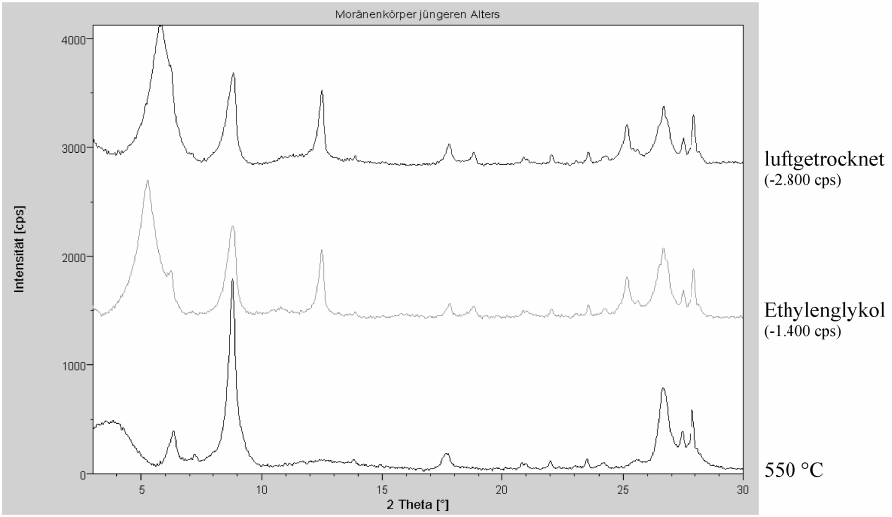
M7-Kumbel / Moränenkörper älteren Alters



Moränenkörper mittleren Alters

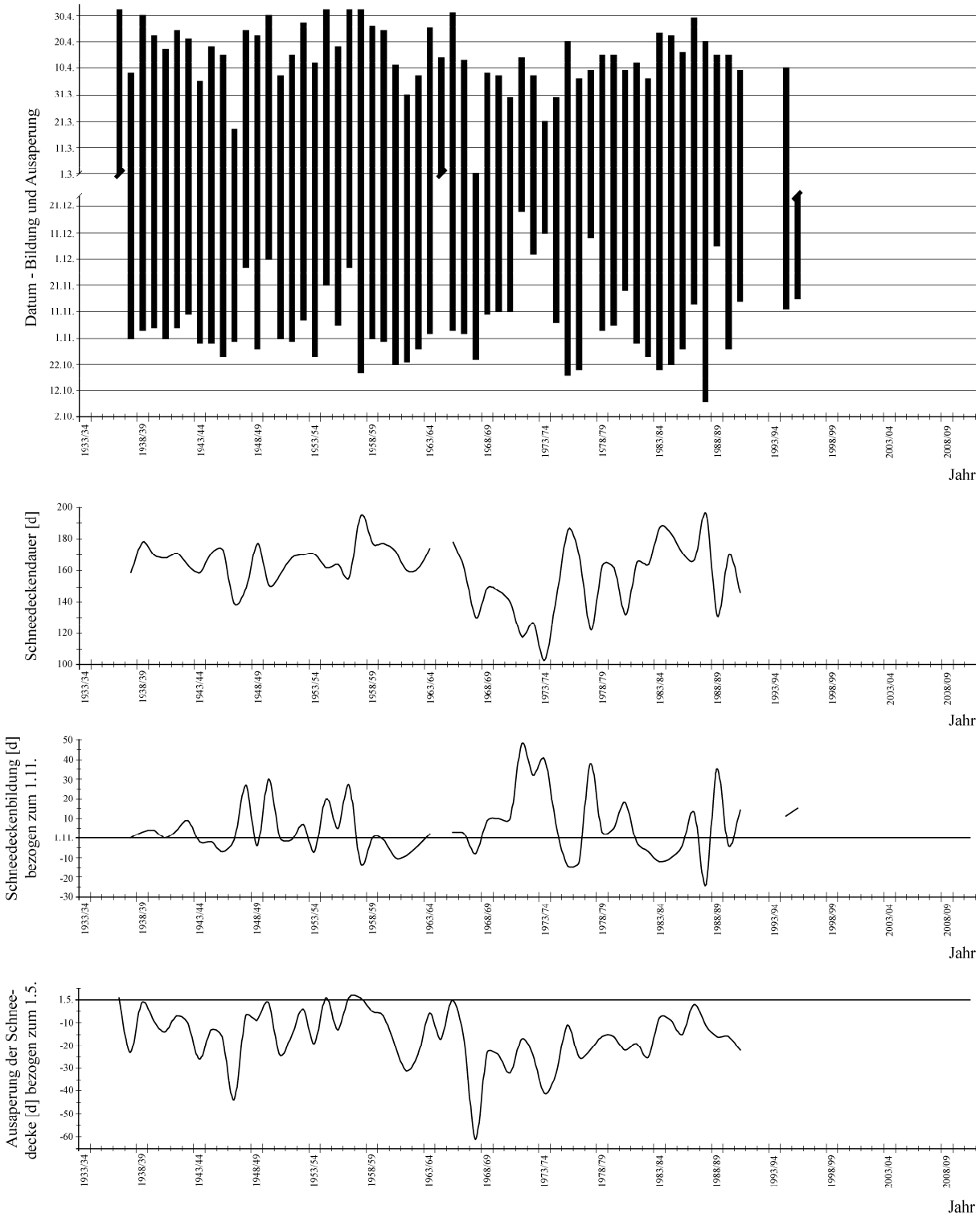


Moränenkörper jügeren Alters

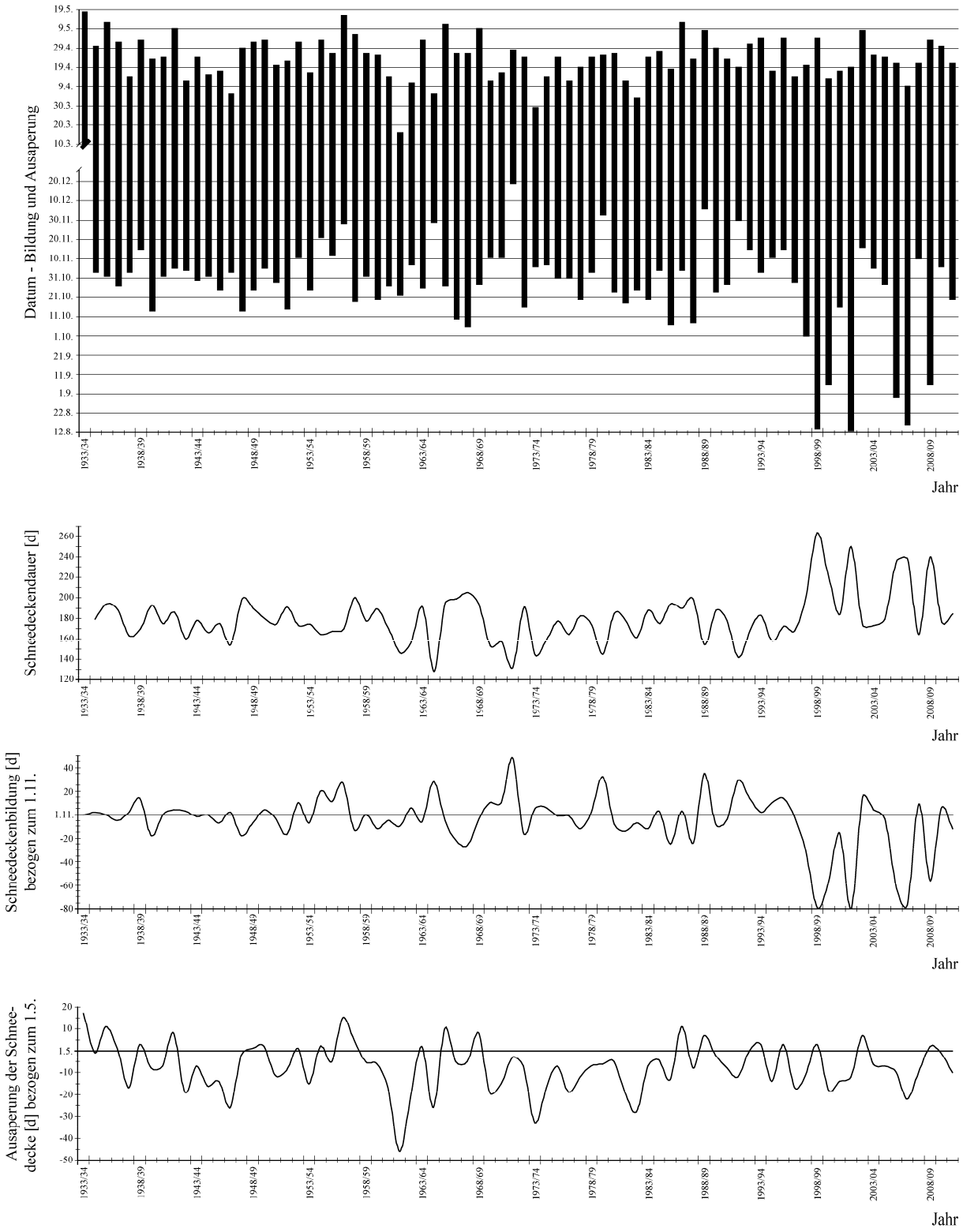


11.9 Schneedeckendaten der Klimastationen Ust-Gorelnik, Bolschoje Almatinskoje Osero und Mynshilki (GI-AdW, KAZGIDROMET)

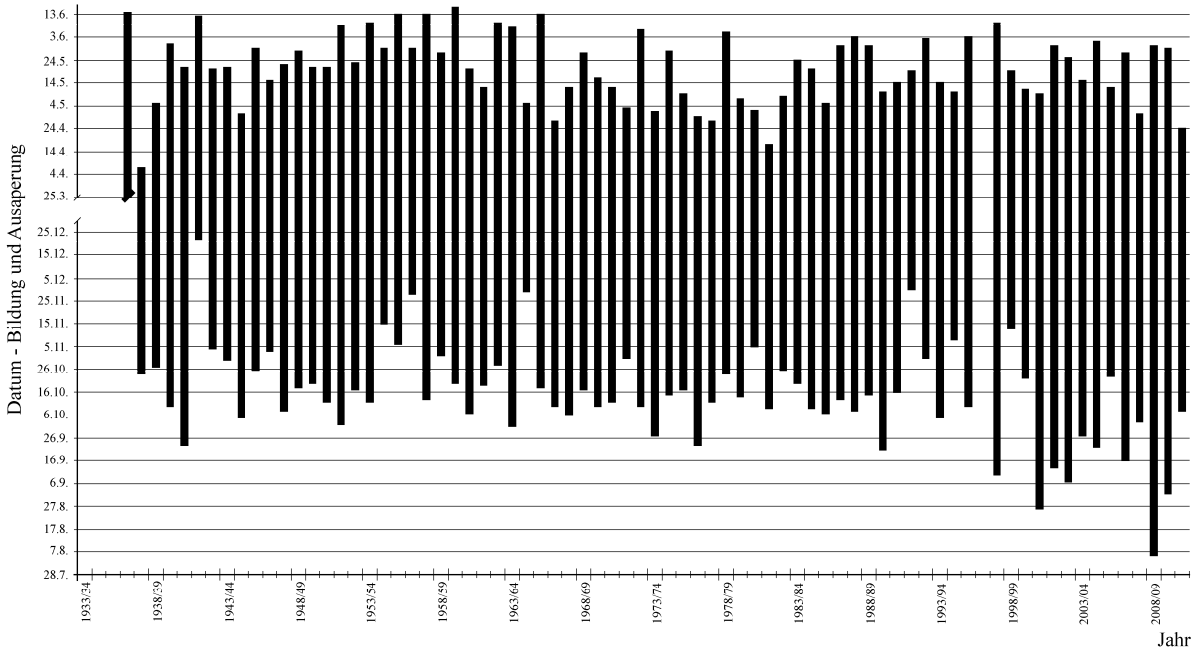
Schneedeckendaten - Ust-Gorelnik (1.943 m ü.d.M.)

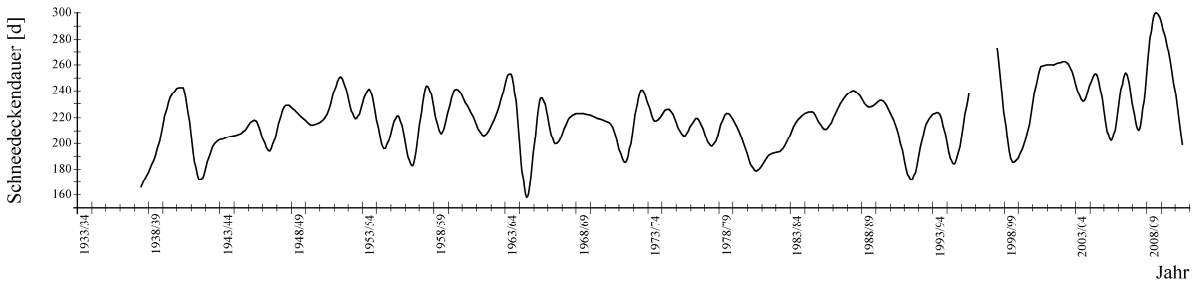


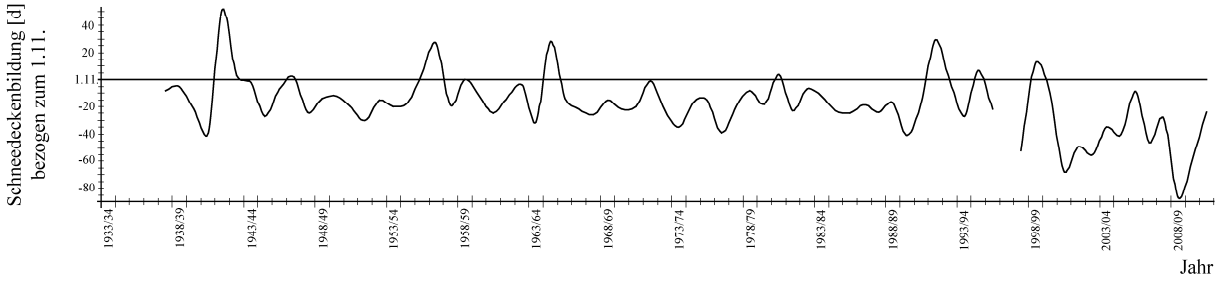
Schneedeckendaten - Bolschoje Almatinskoje Osero (2.516 m ü.d.M.)

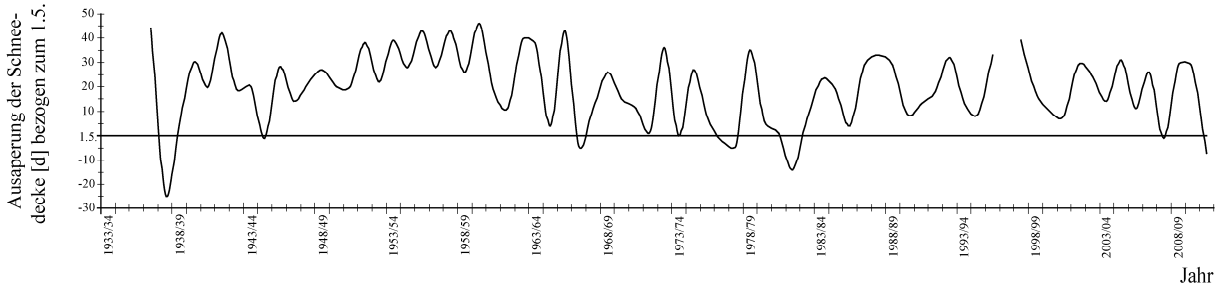


Schneedeckendaten - Mynshilki (3.017 m ü.d.M.)

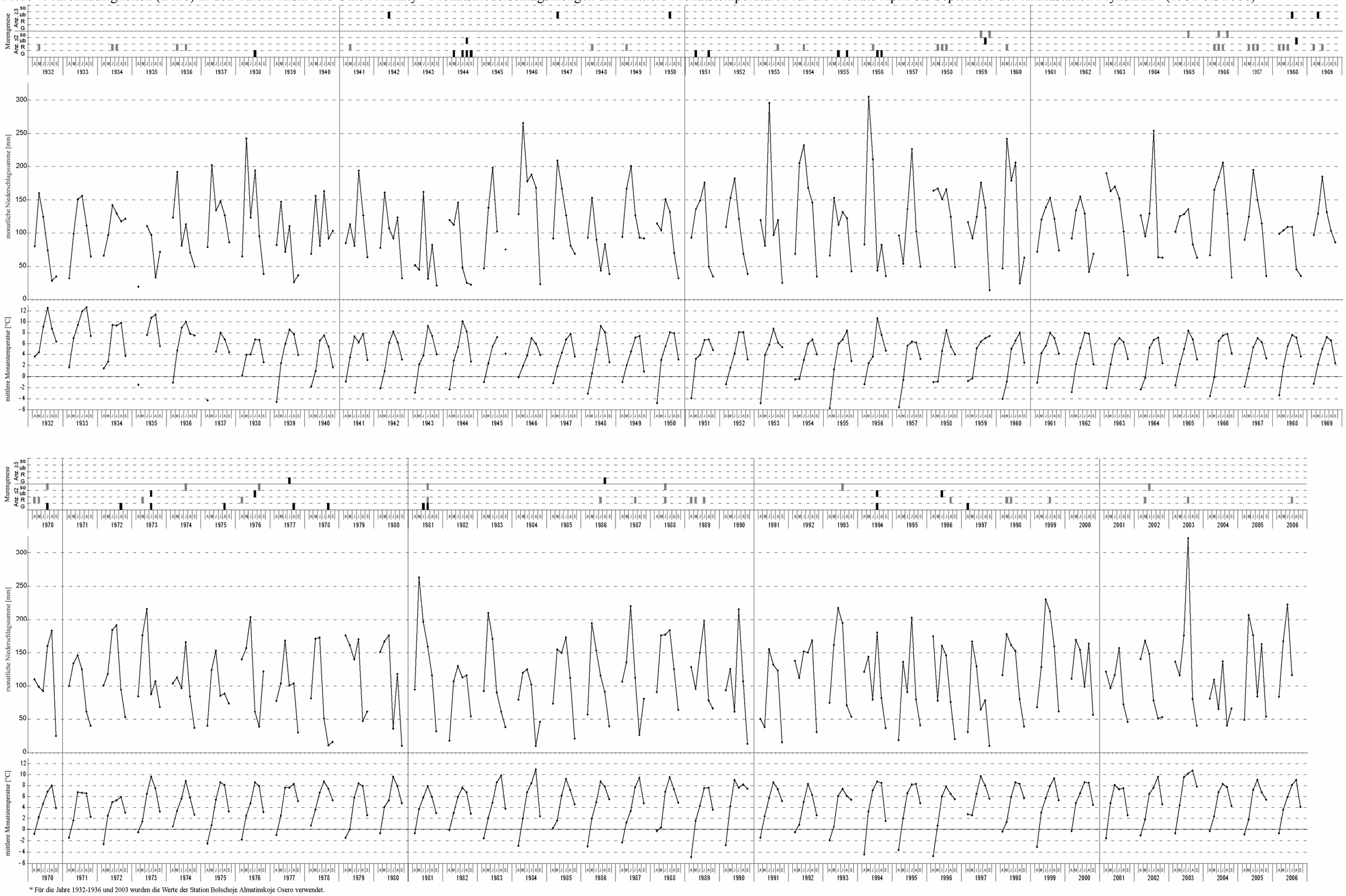








11.10 Murenhäufigkeiten (Σ126) in den Tälern Kishi und Ulken Almaty - Monatsniederschlagsmengen und mittlere Monatstemperaturen für die Monate April bis September der Klimastation Mynshilki* (1932 bis 2006)



* Für die Jahre 1932-1936 und 2003 wurden die Werte der Station Bolschoje Almatinskoje Osero verwendet.

11.11 Mittlere Monatstemperaturen und monatliche Niederschlagsmengen der Klimastationen Almaty, Ust-Gorelnik, Bolschoje Almatinskoje Osero, Mynshilki und Tujuksu (GI-AdW, KAZGIDROMET, KNMI CLIMATE EXPLORER 2012)

Jahr	Almaty (847 m ü.d.M.)																								
	mittlere Temperaturen [°C]												monatliche Niederschlagsmengen [mm]												
	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Σ Jahr
1879	-9,8	-6,1	4,5	12,4	18,8	24,3	24,6	21,2	14,5	7,5	-1,5	-4,1	28	25	19	92	33	24	40	40	31	43	33	47	455
1880	-10,2	-10,9	2,0	7,0	15,8	21,4	22,3	20,1	14,0	10,6	1,5	-6,7	38	21	72	65	151	21	32	53	4	26	26	35	544
1881	-4,8	-6,0	1,1	13,8	16,3	18,6	22,7	21,1	14,9	6,4	-2,0	-11,4	14	51	50	102	62	89	40	28	73	47	110	21	687
1882	-8,4	-8,9	-2,1	9,7	16,2	20,0	21,5	20,4	15,3	3,2	-1,1	-7,7	68	34	33	154	126	77	24	28	33	123	12	16	728
1883	-10,7	-14,0	2,8	7,9	16,3	21,3	21,8	21,6	14,3	6,7	-3,4	-6,0	30	4	37	58	37	89	29	4	20	30	12	37	387
1884	-6,6	-7,0	-2,6	12,0	15,5	20,0	22,6	20,0	14,9	6,6	-3,9	-5,1	46	46	48	51	150	29	22	0	41	16	16	17	482
1885	-10,5	-11,8	1,5	11,3	16,8	22,3	-	23,2	16,6	8,4	0,5	-4,2	10	7	34	57	5	100	-	6	19	45	79	48	-
1886	-	-13,7	1,3	8,2	13,6	19,3	22,5	-	-	6,5	-2,7	-6,7	-	18	109	123	208	120	43	-	-	74	60	46	-
1887	-13,2	-7,5	0,7	13,5	12,5	19,1	22,2	19,6	14,9	10,8	2,3	-4,9	25	20	48	102	82	58	68	53	20	26	52	47	601
1888	-4,5	-5,7	5,6	11,3	17,0	20,7	25,0	21,8	15,4	10,9	0,5	-3,7	29	45	58	29	68	28	23	5	31	36	71	38	461
1889	-11,9	-5,3	2,2	11,3	12,2	21,7	22,0	21,1	14,2	5,1	-3,9	-11,5	15	17	81	139	89	75	57	8	0	62	48	52	643
1890	-7,9	-10,0	-6,7	9,0	15,0	19,5	23,0	19,8	14,4	8,2	1,9	-4,4	42	33	21	105	82	38	14	67	48	45	57	5	557
1891	-12,6	-12,2	-1,9	7,7	15,4	19,4	21,5	21,7	15,7	6,6	-1,1	-3,3	36	25	23	118	114	40	32	31	30	41	78	51	619
1892	-5,6	-5,7	-6,2	9,7	16,8	19,8	22,7	21,8	15,7	8,2	-3,5	-2,8	46	63	76	111	116	34	20	30	39	51	9	5	600
1893	-13,1	-9,9	3,8	12,2	15,8	22,8	23,8	22,6	18,5	7,8	0,8	-2,4	38	5	63	167	44	24	2	12	0	81	30	92	558
1894	-11,4	-3,3	3,2	7,3	14,9	22,2	24,0	20,8	16,0	5,7	-1,7	-9,9	18	10	64	124	38	64	14	5	0	45	54	28	464
1895	-11,8	-5,4	4,6	11,7	15,7	19,2	23,0	19,3	16,5	5,1	-1,0	-9,0	5	34	74	145	149	40	19	73	29	49	39	58	714
1896	-3,0	-6,0	1,3	8,3	17,5	20,1	22,2	19,6	13,3	6,8	0,4	-9,2	87	15	45	201	90	106	112	60	43	10	23	40	832
1897	-11,9	-7,5	-4,1	8,1	14,0	19,2	23,1	20,2	15,7	7,0	1,3	-6,2	13	16	43	104	70	54	41	14	57	48	92	30	582
1898	-8,1	-11,8	-5,0	7,6	14,1	18,4	20,7	19,1	13,4	8,7	-2,9	-5,1	62	32	99	108	100	161	62	45	12	36	77	15	809
1899	-6,9	-3,9	2,3	9,9	16,5	20,4	20,9	21,9	15,1	8,6	-0,3	-7,8	11	37	72	136	44	36	18	17	17	22	41	51	502
1900	-15,9	-14,5	0,2	9,0	18,3	19,9	23,4	20,5	15,3	8,9	2,5	-2,7	33	28	84	93	61	92	28	72	19	48	59	8	625
1901	-10,6	-10,7	2,8	9,7	14,1	17,4	21,4	20,5	15,3	3,4	2,6	-3,9	36	1	143	105	172	69	32	17	42	145	70	37	869
1902	-4,9	-4,7	1,2	9,5	16,0	20,4	20,6	21,1	15,3	8,3	0,0	-2,6	65	41	67	100	145	64	89	18	58	62	110	48	867
1903	-8,3	-4,0	-5,1	6,3	14,5	17,4	21,3	20,1	16,2	8,1	-3,1	-7,8	22	55	28	33	130	95	66	11	47	27	38	17	569
1904	-11,2	-2,6	1,0	6,8	17,9	20,2	20,8	20,6	14,3	4,5	1,8	-1,6	16	22	28	80	98	78	32	38	20	77	59	22	570
1905	-8,3	-11,0	-7,8	5,8	15,3	19,0	21,8	20,5	15,2	9,3	3,2	-5,7	66	6	23	132	144	93	66	52	17	14	50	33	696
1906	-10,4	-9,2	0,9	8,1	14,5	21,5	21,7	20,8	15,3	7,7	-1,2	-4,4	24	17	69	87	123	33	37	70	17	37	46	43	603
1907	-6,6	-8,2	-1,1	9,9	15,3	17,6	20,8	20,2	14,7	5,7	-2,1	-5,0	70	3	59	169	120	91	21	19	42	85	52	50	781
1908	-6,6	-9,7	-2,9	8,8	16,3	18,9	23,5	21,4	15,2	4,6	0,2	-4,7	48	38	46	94	136	75	15	57	39	90	79	31	748
1909	-11,8	-4,0	-1,5	14,5	17,4	19,2	22,2	22,2	14,4	6,0	5,5	-4,6	19	21	43	61	63	61	52	1	40	57	5	10	433
1910	-4,2	-6,6	0,2	9,7	17,3	20,0	23,5	21,1	14,4	6,8	-3,1	-8,7	32	24	72	61	23	49	23	2	3	32	14	4	339
1911	-7,3	-3,3	2,4	12,4	16,2	21,3	21,2	19,9	16,0	5,0	0,4	-8,2	48	57	98	87	89	43	57	45	42	83	50	16	715
1912	-7,8	-2,7	-0,4	14,3	16,1	20,4	21,4	18,8	14,0	10,2	0,4	-5,5	28	64	78	24	99	80	30	2	14	31	30	46	526
1913	-5,6	-4,7	0,3	6,7	17,4	20,1	23,8	19,8	15,8	8,9	-0,4	-2,1	57	39	19	65	80	477	2	0	26	38	67	20	890
1914	-1,9	-3,3	1,5	11,1	14,9	21,7	22,5	22,2	16,7	7,5	1,0	-5,1	31	35	134	117	164	49	32	29	22	41	41	35	730
1915	-	-	-	-	17,6	22,4	23,3	23,8	19,8	8,9	3,4	-0,3	37	24	54	78	102	37	34	6	1	48	4	42	467
1916	-4,9	-8,7	1,9	12,4	17,5	19,2	23,5	24,4	17,8	9,4	-4,9	-5,1	28	24	80	130	46	76	44	6	68	28	37	32	599
1917	-3,6	-1,0	0,2	8,3	21,2	20,2	24,1	23,5	16,6	8,6	2,4	-7,0	15	59	65	31	14	38	6	9	7	38	11	20	313
1918	-6,1	-5,7	1,0	-	-	20,3	22,7	23,4	-	-	-	-	8	21	84	57	87	5	76	3	4	102	73	55	575
1919	-	-3,8	0,9	12,5	17,1	-	-	22,8	14,3	11,6	2,9	-3,8	29	24	67	45	83	56	32	0	30	2	43	22	433
1920	-	-11,6	-1,1	9,2	15,3	21,3	22,5	21,5	15,9	9,0	-1,0	-11,9	24	30	50	59	28	63	55	31	51	97	100	23	611
1921	-6,3	-4,3	-0,5	10,0	13,0	18,5	22,2	20,9	16,2	9,9	1,2	-3,0	46	66	71	142	102	64	66	62	26	97	37	39	818
1922	-6,5	-4,7	3,7	11,3	16,9	20,5	22,3	21,3	17,4	10,8	2,7	-2,0	15	42	50	78	84	45	81	35	0	51	18	30	529
1923	-9,7	-5,0	1,8	10,4	15,5	20,8	21,5	25,6	14,7	10,1	2,9	-5,8	9	39	132	105	101	42	78	4	51	71	57	18	707
1924	-5,4	-3,7	0,0	11,5	13,6	18,4	24,3	23,4	17,0	9,8	1,4	-3,1	26	42	53	135	95	49	32	10	43	55	38	22	600
1925	-6,1	-8,7	4,5	9,6	16,5	20,7	23,9	23,3	18,8	11,6	1,7	2,0	28	2	85	86	73	33	19	8	0	35	58	52	479
1926	-5,0	-3,4	5,5	9,3	16,1	20,7	22,4	23,0	17,3	9,7	-1,1	-5,1	26	52	43	75	49	47	87	14	20	36	58	23	530
1927	-8,2	-6,5	-0,8	13,0	16,3	21,4	25,4	23,4	17,1	12,7	1,4	-3,2	30	18	47	18	82	3	8	33	38	68	83	38	466
1928	-7,7	-2,8	-0,3	10,0	17,7	21,5	22,2	21,2	14,9	9,7	1,7	-9,3	39	20	48	139	142	69	67	51	67	53	52	31	778
1929	-12,1	-5,9	3,4	15,1	14,5	20,2	23,0	21,0	18,0	6,6	0,6	-12,8	26	14	34	69	120	50	48	24	24	28	37	21	495
1930	-11,2	-5,9	3,6	8,6	16,9	21,5	24,6	21,6	15,4	8,2	4,0	-8,1	10	42	13	129	114	49	9	53	8	62	26	43	558
1931	-9,6	-16,8	1,9	9,8	14,2	20,1	21,9	22,9	20,2	11,4	0,0	-4,8	33	7	35	98	128	80	23	18	1	23	46	31	523
1932	-4,8	-3,2	5,0	13,3	16,3	20,8	25,2	20,0	16,7	8,4	0,1	-8,8	30	23	20	85	103	38	29	3	28	94	62	19	534
1933	-10,6	-4,7	-1,4	13,0	17,8	20,1	24,0	24,3	16,2	7,9	2,9	-2,7	14	30	41	43	51	77	30	6	14	30	28	49	413
1934	-11,3	-1,0	1,9	7,3	13,8	21,1	20,9	21,4	13,4	8,4	-1,8	-3,3	8	71	76	138	134	63	85	48	70	42	10	51	796
1935	-10,6	-2,2	2,3	9,9	17,1	20,3	23,1	24,1	15,9	10,4	-4,5	-11,2	9	13	95	54	43	75	54	4	49	53	62	66	577
1936	-9,7	-6,2	-1,5	8,8	15,3	21,0	22,9	19,3	17,1	14,2	2,5	-4,9	11	38	48	91	57	20	51	44	29	36	41	11	477
1937	-9,1	-6,1	-1,1	8,0	15,5	19,2	23,6	21,0	18,3	10,3	-4,3	-6,6	64	20	31	92	174	29	51	25	21	28	50	19	604
1938	-5,9	-3,1	2,2	14,1	18,9	20,1	23,4	22,1	16,8	9,1	1,9	-8,4	39	34	54	30	73	66	22	13	7	38	51	40	467
1939	-6,8	-3,3	0,6	8,6	17,1	22,7	24,7	23,2	18,3	8,9	1,7	0,4	30	30	45	132	94	4	40	5	30	50	96	29	585
1940	-6,0	-3,1	4,1	12,8	15,0	22,8	24,3	21,9	16,1	11,2	2,0	0,6	50	25	80	54	134	7	36	26	45	132	62	37	688
1941	-3,8	-1,9	5,5	12,4	17,8	23,8	22,5	23,3	17,5	12,5	2,6	-1,3	32	47	130	80	64	33	37	35	24	11	115	61	669
1942	-4,0	-12,1	3,7	9,4	15,3	21,2	23,9	21,0	17,2	10,2	2,5	-3,2	17	12	136	169	148	119	14	53	13	35	57	11	784
1943	-6,2	-6,5	0,5	10,5	18,0	20,0	25,9	23,7	17,5	9,2	-2,7	-4,3	3	51	63	70	24	52	3	41	22	31	62	92	514
1944	-5,9	-1,9	7,5	11,4	17,9	21,7	27,0	23,3	16,3	7,5	-1,7	-13,4	11	19	39	87	31	12	6	4	38	51	42	8	348
1945	-7,2	-10,9	-1,4	12,6	17,3	20,8	23,0	24,5	17,5	13,1	-0,5	-3,6	33	34	74	55	105	80	14	2	28	43	76	33	577
1946	-5,1	-0,5	-0,4	12,3	16,7	18,7	22,5	20,4	18,0	13,2	-1,1	-8,0	11	55	43	126	127	78	34	63	24	64	73	13	711
1947	-6,0	-6,1	7,4	12,6	15,6	19,0	21,6	22,5	16,5	9,5	5,3	-7,8	24	12	57	92	198	111	89	11	64	44	62	63	827
1948	-3,5	-5,3	3,2	9,2	16,0	20,0	25,2	22,4	16,5	10,3	0,7	-6,1	18	35	77	139	97	43	23	3	34	44	18	53	584
1949	-6,2	-2,4	0,2	11,1	15,8	19,9	22,4	22,1	14,2	7,8	-0,9	-6,9	22	32	107	153	101	91	38	21	35	29	13	2	644
1950	-4,3	-5,3	3,2	9,2	18,8	21,6	24,6	23,0	16,8	8,3	-3,1	-9,1	32	17	92	55	61	52	34	41	20	29	44	14	491
1951	-7,8	-14,0	-2,2	12,1	18,6	19,5	23,7	22,4	18,5	9,6	-0,4	-0,3	36	28	23	38	163	32	25	12	49	138	75	49	668
1952	-3,6	-3,9	2,2	10,2	15,1	19,6	23,1	22,9	16,5	8,9	-6,5	-8,5	11	37	54	143	119	82	43	25	24	51	38	35	662

Jahr	Almaty (847 m ü.d.M.)																								
	mittlere Temperaturen [°C]												monatliche Niederschlagsmengen [mm]												
	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Σ Jahr
1953	-5,2	-0,8	3,1	10,0	18,1	20,6	24,1	20,8	19,5	6,8	-2,1	-4,8	49	47	104	50	34	103	40	29	15	106	68	29	674
1954	-7,6	-6,2	-2,0	10,8	14,6	17,4	21,3	22,3	16,6	11,6	-0,6	-10,6	41	21	69	72	64	137	52	58	40	0	36	42	632
1955	-7,9	-2,9	0,9	7,6	16,4	22,7	24,1	24,2	17,7	9,3	4,3	-2,0	4	38	64	81	115	3	32	10	11	0	42	75	475
1956	-9,9	-4,6	1,3	12,5	16,5	18,6	26,4	22,7	17,7	10,7	6,3	-4,7	19	47	57	123	101	85	4	15	18	35	19	31	554
1957	-9,2	-8,2	2,9	8,1	15,3	22,0	22,3	21,7	17,8	9,6	0,5	-1,9	27	17	92	72	46	89	78	11	13	76	63	38	622
1958	-5,5	0,3	4,9	9,5	13,1	18,2	23,2	20,2	16,7	9,0	-1,1	-2,4	49	40	121	156	217	118	59	81	8	24	49	57	979
1959	-5,2	-5,1	0,0	12,6	13,9	21,0	21,3	22,1	20,9	10,3	-1,4	-8,3	25	48	104	155	71	49	38	46	2	49	63	41	691
1960	-3,6	-1,9	-2,1	8,7	12,3	21,0	22,2	22,5	16,5	9,1	-1,7	-4,8	36	22	42	98	200	38	86	3	17	50	37	31	660
1961	-6,0	-4,9	3,5	13,2	19,3	20,8	23,8	22,1	17,5	6,6	1,5	-3,2	42	37	63	109	71	106	36	35	74	61	40	15	689
1962	-6,6	-1,5	7,5	10,1	16,8	21,0	24,4	23,7	16,8	9,5	-2,4	-3,8	32	8	38	49	107	93	14	6	52	44	78	26	547
1963	-2,4	0,2	5,8	7,9	16,5	21,6	23,5	21,5	15,7	10,7	3,2	-3,0	15	42	92	172	142	78	23	40	8	99	76	39	826
1964	-7,5	-9,4	3,0	10,6	15,5	20,4	22,2	22,4	16,0	7,8	3,9	-7,4	37	42	138	146	85	54	46	35	11	18	57	40	709
1965	-5,8	-5,2	2,2	12,0	17,8	21,5	25,3	22,1	16,3	9,8	4,3	-3,1	17	43	55	75	67	53	29	31	23	72	84	10	559
1966	-4,1	-1,1	3,4	9,3	14,2	22,9	23,0	23,2	18,4	8,4	-1,9	-6,6	38	50	142	50	135	42	66	13	16	76	62	82	772
1967	-7,2	-5,8	2,0	11,7	16,8	20,2	23,0	20,4	15,2	8,9	-1,0	-1,5	33	40	31	37	67	112	22	64	19	47	10	7	489
1968	-3,6	-5,9	6,2	8,4	16,3	21,1	23,6	21,8	15,0	8,7	1,6	-6,6	31	5	81	126	33	18	31	28	17	30	82	25	507
1969	-14,5	-14,1	0,9	10,9	15,8	20,1	23,0	20,4	14,7	8,7	1,9	-0,6	58	18	131	109	185	47	41	53	61	151	22	14	890
1970	-6,3	-1,9	0,6	11,1	16,1	20,4	22,5	22,0	16,7	9,6	0,3	-4,6	33	31	60	106	88	31	37	54	8	38	69	25	580
1971	-7,7	-5,1	1,3	10,7	15,4	22,3	22,3	22,3	16,7	11,6	5,2	2,3	25	56	37	152	109	20	19	10	16	30	11	29	514
1972	-8,4	-10,6	0,0	10,8	16,3	20,2	20,6	20,4	16,0	9,2	3,2	-5,5	44	12	111	193	116	61	70	41	19	49	94	27	837
1973	-6,5	-4,3	1,1	11,8	14,8	21,1	24,8	22,2	15,4	9,4	4,7	-1,9	36	61	47	137	128	102	12	29	97	31	44	11	735
1974	-8,5	-10,0	2,2	11,5	17,4	21,6	25,3	20,9	16,3	8,9	3,1	-11,3	33	19	34	183	58	29	7	49	9	10	50	15	496
1975	-4,2	-2,6	4,4	11,8	15,5	21,5	24,9	23,2	17,8	9,2	-1,8	-4,2	16	59	54	41	83	33	24	9	46	40	33	54	492
1976	-1,6	-4,5	-0,7	10,6	17,3	20,8	24,3	23,1	16,4	7,7	-2,2	-7,4	19	35	41	113	133	46	5	3	59	100	46	48	648
1977	-10,5	-5,1	3,3	12,1	17,6	24,0	23,3	22,4	18,2	8,7	4,0	-3,2	40	41	42	52	40	62	13	44	21	105	17	75	552
1978	-7,2	-6,1	2,1	13,3	16,6	20,9	24,1	21,1	18,8	9,5	0,7	0,6	27	31	48	87	160	104	16	4	5	44	57	55	638
1979	-7,3	-0,3	0,9	9,7	13,5	19,6	23,2	21,9	15,8	11,6	0,1	0,6	52	52	42	177	147	195	53	5	48	46	34	30	881
1980	-6,6	-6,2	0,0	11,9	17,0	20,4	24,1	22,4	17,0	10,8	6,8	0,1	22	40	83	162	115	78	6	19	8	18	97	36	684
1981	-4,6	-4,6	6,1	11,7	16,6	20,6	23,1	21,3	16,9	7,5	-0,3	-4,5	36	49	106	155	143	95	41	20	35	42	43	30	795
1982	-3,5	-3,0	2,0	13,2	18,9	21,4	22,9	22,3	16,2	9,6	-0,3	-4,7	10	27	61	28	57	59	42	31	42	120	42	9	528
1983	-2,8	0,8	3,8	12,3	15,4	20,8	24,5	24,6	17,4	9,2	3,9	-2,7	25	37	71	30	193	42	10	23	9	54	71	12	577
1984	-8,8	-10,7	3,1	9,3	16,4	22,5	24,2	25,1	16,6	9,3	2,3	-14,7	30	15	125	110	35	38	23	0	32	100	99	33	640
1985	-7,2	-2,0	-1,9	12,3	15,5	21,0	24,8	21,5	16,7	8,4	-0,8	-2,4	26	65	79	119	155	58	12	54	8	103	61	25	765
1986	-3,1	-3,6	0,1	10,6	16,4	20,1	23,7	21,9	18,5	8,3	0,6	-2,4	11	14	97	94	103	63	42	24	50	76	53	62	688
1987	-1,9	-0,1	3,4	9,7	16,3	18,1	23,3	24,1	17,1	4,4	0,3	-0,2	56	69	101	161	94	94	41	1	51	79	67	43	856
1988	-4,1	-8,7	0,1	12,5	14,0	21,9	23,6	20,5	17,7	8,6	5,7	0,3	54	33	46	103	141	44	91	40	23	40	40	50	703
1989	-5,3	-6,2	2,2	8,1	15,0	19,5	23,2	22,6	16,8	10,4	0,7	1,8	39	46	32	149	93	17	23	5	38	81	49	42	613
1990	-5,6	-3,6	3,3	10,8	17,3	23,4	23,0	22,6	18,9	10,1	3,0	-1,6	47	14	83	108	119	38	50	22	2	78	17	53	632
1991	-5,2	-4,8	1,2	11,9	16,5	21,9	25,0	22,4	18,4	11,2	3,1	-1,8	31	39	39	14	24	43	38	29	3	25	10	61	355
1992	-2,3	-0,7	1,0	12,9	14,1	19,9	23,4	20,4	14,4	9,3	4,6	-1,3	32	47	64	87	149	74	31	58	33	30	23	83	709
1993	-4,6	-2,4	3,2	10,6	13,6	21,2	23,0	20,6	16,6	8,8	-1,2	-3,8	13	50	97	105	76	85	86	31	27	28	74	39	708
1994	-6,1	-6,4	1,9	8,6	16,8	22,2	24,1	23,5	15,0	9,4	6,4	-2,4	31	39	60	218	65	17	25	27	4	13	100	67	665
1995	-7,4	-1,0	2,8	11,8	16,4	22,5	23,9	23,0	18,0	9,2	4,4	-3,6	18	27	53	1	85	9	79	50	16	90	27	33	487
1996	-7,6	-4,5	-0,7	8,3	15,7	21,0	23,6	22,3	18,0	9,7	0,0	-0,4	22	53	49	164	88	40	40	21	37	65	29	30	638
1997	-2,1	-3,5	4,8	15,0	16,6	21,8	25,5	22,9	19,3	14,9	-1,3	-4,3	50	30	42	47	168	33	23	42	1	9	77	36	557
1998	-5,8	-2,2	-0,4	11,1	14,8	21,0	24,2	24,3	18,5	10,6	4,5	-1,3	22	47	75	129	176	85	43	25	29	25	51	78	784
1999	-4,3	1,7	0,4	10,8	16,9	20,3	22,4	24,1	18,2	12,1	2,1	-0,3	43	35	97	95	84	73	101	18	43	18	71	39	716
2000	-3,4	-3,0	3,9	14,5	18,8	22,0	25,0	24,4	18,6	6,2	0,5	-0,4	50	55	31	36	59	59	2	34	71	145	27	33	602
2001	-5,2	-1,6	6,7	10,8	20,2	24,0	23,5	22,9	16,6	8,5	5,0	-6,1	31	33	77	114	30	42	31	17	15	116	51	53	610
2002	-2,0	-0,4	7,3	9,7	15,7	21,1	22,8	24,2	18,3	11,6	5,3	-5,4	66	47	154	177	166	102	47	25	27	35	32	58	936
2003	-1,9	-2,5	3,1	7,3	15,6	20,4	21,2	22,1	18,0	11,1	1,3	-2,3	35	52	82	125	128	131	128	63	10	34	126	30	944
2004	-3,0	-0,1	5,2	12,3	17,4	22,1	23,6	23,2	18,1	10,0	5,8	-3,1	43	57	79	83	124	59	55	14	37	47	87	59	744
2005	-5,9	-7,6	7,3	13,0	17,2	23,6	26,4	22,0	20,2	12,5	3,4	-2,5	29	35	99	84	150	32	17	74	4	4	30	48	606
2006	-8,5	1,8	7,6	13,3	17,5	22,4	24,1	24,5	17,7	13,3	5,5	-2,3	27	55	74	139	75	72	62	-	52	79	-	22	-
2007	-2,8	0,5	3,6	14,9	17,4	22,9	24,6	23,4	19,6	9,3	5,2	-4,3	24	39	45	109	164	35	37	42	17	32	54	53	651
2008	-10,5	-4,4	9,2	12,9	20,7	24,8	25,8	25,2	18,4	10,7	3,8	-2,2	8	56	80	52	77	17	45	14	16	107	38	22	532
2009	-2,6	-0,9	6,3	10,8	16,4	21,3	24,0	22,5	16,6	11,4	2,3	-2,2	16	41	70	222	88	47	23	65	54	13	72	39	750
2010	-1,6	-4,8	4,0	12,1	16,4	21,8	23,6	23,4	17,6	11,9	5,8	-2,4	67	61	127	78	74	79	28	25	32	116	33	43	763
2011	-8,8	-2,5	1,8	14,3	17,8	22,6	24,4	24,1	19,1	11,4	2,7	-4,2	10	60	73	74	98	59	42	-	-	-	-	-	-

Jahr	Ust-Gorelnik (1.943 m ü.d.M.)																								
	mittlere Temperaturen [°C]												monatliche Niederschlagsmengen [mm]												
	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Σ Jahr
1936	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,4	-0,1	-6,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	44	-	4	-
1937	-9,1	-5,0	-4,0	0,8	7,7	11,1	14,9	13,3	10,4	4,1	-6,8	-5,4	59	20	37	114	196	117	94	78	53	53	43	7	871
1938	-5,5	-4,8	-3,4	6,6	10,8	11,3	14,6	13,6	9,4	3,9	-1,6	-5,8	28	38	43	58	183	112	72	48	15	45	28	40	710
1939	-5,8	-4,0	-2,1	1,3	9,1	13,7	16,0	14,9	10,6	3,8	-0,3	-1,5	27	16	44	109	192	32	86	9	36	48	80	26	705
1940	-5,5	-3,6	-2,2	5,0	7,9	14,3	15,4	13,1	8,6	5,7	0,0	-2,1	33	25	40	93	253	46	140	43	113	157	54	32	1.029
1941	-5,2	-3,3	1,5	5,3	10,3	15,2	13,6	14,9	9,9	7,7	-1,2	-3,4	25	51	110	147	219	76	125	86	61	40	175	73	1.188
1942	-4,5	-8,7	-0,2	3,3	7,6	13,2	15,4	12,7	9,4	4,5	0,0	-5,1	12	7	118	122	260	172	52	92	36	28	51	10	960
1943	-6,1	-6,0	-4,4	2,6	9,3	11,2	17,4	15,0	10,0	3,1	-3,2	-4,4	15	32	71	77	49	174	4	71	30	30	35	77	665
1944	-6,4	-3,3	3,2	4,2	10,3	13,1	17,7	15,3	9,1	2,5	-3,7	-11	14	14	22	128	104	77	17	15	21	32	40	4	488
1945	-7,9	-11,0	-4,0	5,3	9,9	12,6	14,3	16,0	10,5	7,2	-2,7	-4,2	25	28	74	60	150	155	96	10	27	54	58	40	777
1946	-5,5	-0,4	-2,9	5,7	9,2	11,1	14,0	12,4	10,2	7,7	-3,7	-7,2	15	32	63	207	328	180	112	155	37	46	54	15	1.244
1947	-5,6	-5,2	2,6	5,1	8,1	11,1	13,2	14,1	9,5	3,2	2,1	-6,2	30	4	78	126	289	220	146	37	78	55	55	53	1.171
1948	-3,6	-5,1	-1,8	2,2	7,9	11,8	16,8	14,8	8,9	4,6	-1,2	-8,2	22	33	76	151	165	84	21	44	56	32	16	58	758
1949	-6,1	-5,3	-4,3	4,5	8,3	11,3	13,8	14,0	7,3	2,3	-4,7	-6,6	18	30	87	166	230	214	104	62	90	27	15	10	1.053
1950	-5,4	-6,4	-1,4	1,2	10,4	12,7	15,4	14,3	9,2	3,7	-4,8	-7,4	52	10	88	119	147	136	78	60	33	42	44	8	817
1951	-8,0	-12	-2,6	3,7	10,3	10,9	14,4	14,2	11,5	4,9	-1,7	-1,8	27	25	20	80	164	157	81	16	48	144	87	34	883
1952	-4,5	-4,3	-2,5	4,0	7,7	11,4	14,8	14,7	9,2	3,7	-6,7	-5,4	10	59	32	191	147	192	98	45	25	63	30	24	916

Jahr	Ust-Gorelnik (1.943 m ü.d.M.)																								
	mittlere Temperaturen [°C]												monatliche Niederschlagsmengen [mm]												
	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Σ Jahr
1953	-5,2	-0,8	-1,6	1,7	10,1	12,4	15,6	12,5	11,8	1,1	-3,7	-5,0	33	66	100	142	88	257	80	73	21	124	58	28	1.070
1954	-7,4	-6,2	-3,2	4,9	6,8	9,3	13,0	13,7	9,4	5,5	-3,0	-7,6	39	19	45	107	198	297	101	150	43	0	43	40	1.082
1955	-6,4	-3,7	-1,6	0,3	8,1	13,5	14,6	15,5	9,8	3,8	1,7	-2,6	4	48	52	84	183	91	74	79	33	1	43	64	756
1956	-7,4	-4,6	-2,4	5,1	8,8	10,3	17,8	14,2	10,8	5,8	2,7	-5,7	24	26	56	113	302	242	16	72	35	27	22	19	954
1957	-8,5	-7,8	0,5	0,5	6,9	13,1	13,5	12,7	9,6	3,8	-2,4	-3,8	37	16	128	101	54	95	171	51	26	55	62	30	826
1958	-4,7	-3,1	0,4	3,6	5,6	10,0	15,0	12,2	9,6	4,7	-4,4	-3,3	32	40	95	253	279	181	118	127	42	30	46	48	1.291
1959	-4,8	-6,9	-2,8	4,9	6,0	12,4	12,9	13,8	13,4	5,1	-3,3	-6,6	23	44	88	244	94	98	169	96	3	74	60	31	1.024
1960	-4,4	-1,3	-4,6	1,8	5,1	12,4	13,4	14,0	9,1	4,7	-3,6	-4,1	32	43	51	68	278	142	186	25	30	83	35	21	994
1961	-5,8	-8,2	-1,4	5,3	11,4	12,8	15,0	13,4	10,4	1,0	-1,5	-3,4	41	35	87	91	115	130	99	79	80	48	29	25	859
1962	-6,2	-2,3	3,0	3,0	8,8	12,4	15,2	15,1	8,8	3,4	-5,6	-3,6	22	12	27	111	151	151	65	27	66	33	78	14	757
1963	-1,5	-1,5	0,4	2,8	8,8	13,1	14,4	13,0	8,9	5,4	-0,3	-2,6	6	26	73	253	188	127	99	78	23	102	78	22	1.075
1964	-9,0	-6,3	-0,3	3,5	7,0	12,1	13,8	13,1	8,5	-	-	-	23	52	103	160	124	110	147	49	38	-	-	-	-
1965	-	-	-2,6	4,5	9,6	12,7	15,8	13,7	9,0	5,1	0,6	-2,6	-	-	53	125	156	92	71	72	58	81	160	8	-
1966	-3,2	-2,2	-2,1	1,7	6,4	14,3	14,6	15,0	10,5	-	-2,5	-5,2	69	56	178	102	148	164	131	66	28	66	40	123	1.171
1967	-6,2	-5,7	-0,2	-	8,1	12,2	14,2	12,5	8,8	2,8	-2,5	-2,1	35	31	23	-	114	206	141	120	31	48	18	6	-
1968	-4,7	-6,4	-0,1	2,3	8,1	12,6	14,8	14,0	9,2	2,6	-0,6	-6,3	22	11	86	116	78	70	74	29	37	52	91	20	686
1969	-12	-11	-0,8	4,5	8,4	12,1	14,6	12,6	8,4	3,9	-0,3	-1,4	69	22	137	127	208	118	94	71	62	123	27	22	1.080
1970	-6,7	-3,7	-4,2	5,1	9,1	12,0	14,2	14,4	9,6	4,5	-0,1	-4,7	31	31	62	122	104	60	139	130	31	37	46	32	825
1971	-7,5	-5,5	0,3	4,3	7,8	14,1	13,9	14,0	9,4	5,7	2,2	0,0	13	42	38	157	134	65	68	28	38	36	6	48	673
1972	-9,3	-12,0	-2,9	3,8	8,6	11,7	12,1	12,2	8,9	4,6	1,2	-6,2	26	10	69	171	142	157	127	66	35	53	69	13	938
1973	-8,3	-4,2	-3,0	4,9	7,4	13,1	16,6	14,2	8,6	4,9	2,5	-1,5	23	66	43	111	238	148	36	80	100	39	34	1	919
1974	-9,0	-11	-2,4	5,5	9,7	12,9	16,7	12,7	8,8	4,0	-0,5	-9,0	38	13	50	148	105	84	73	92	29	35	61	22	750
1975	-5,5	-6,3	-1,4	4,0	7,6	12,4	16,1	15,0	10,0	3,7	-3,3	-4,1	18	35	46	44	130	92	40	54	73	42	20	34	628
1976	-2,5	-8,0	-4,8	3,7	8,9	11,8	15,7	14,9	9,4	3,1	-3,3	-6,5	20	34	39	209	219	155	19	22	118	77	40	40	992
1977	-9,5	-5,2	0,4	5,2	9,4	15,0	14,5	14,3	11,1	4,7	2,1	-4,4	39	34	39	103	100	140	63	82	23	108	18	62	811
1978	-6,8	-7,5	-2,9	6,3	9,0	12,9	15,5	13,6	11,9	5,1	-2,7	-0,7	14	18	61	115	196	196	32	6	6	45	51	61	801
1979	-6,3	-2,2	-4,3	3,7	6,0	12,1	14,8	14,2	8,8	7,5	-0,6	-2,1	39	37	38	242	187	145	118	27	67	45	19	35	999
1980	-6,8	-7,5	-4,0	5,0	10,1	12,2	16,0	14,4	10,4	5,9	2,2	-0,5	17	37	60	198	203	162	10	59	12	17	91	19	885
1981	-5,6	-5,9	0,7	5,0	9,3	12,5	14,6	12,6	9,1	1,8	-1,2	-3,0	38	33	86	141	250	177	124	80	36	80	31	29	1.105
1982	-3,8	-5,6	-2,6	6,0	10,3	12,9	14,3	13,5	8,6	4,6	-3,2	-3,6	10	27	49	28	85	95	93	68	42	98	37	6	638
1983	-4,7	-3,2	-2,1	4,8	7,8	12,0	15,7	16,8	10,0	4,3	1,3	-3,6	15	37	46	66	319	141	54	18	26	42	60	10	834
1984	-8,5	-12	-0,9	2,5	8,4	13,8	15,6	17,5	9,0	4,2	-0,8	-12	15	13	82	118	77	81	34	1	37	74	107	21	660
1985	-5,3	-2,7	-4,7	6,1	8,2	13,0	16,1	13,2	9,7	3,3	-1,7	-2,9	14	58	81	88	215	142	106	100	12	103	52	23	994
1986	-4,4	-4,9	-4,7	2,6	8,6	11,7	15,6	13,6	11,5	4,1	-2,0	-4,4	6	15	92	56	244	151	70	47	45	71	33	70	900
1987	-3,4	-3,4	-1,1	2,6	7,8	9,7	14,6	15,7	10	-0,9	-1,8	-0,7	56	46	128	152	160	185	235	6	96	80	59	52	1.254
1988	-5,2	-7,6	-3,2	5,5	6,3	13,6	15,6	12,4	10,1	2,8	3,8	-1,1	51	26	45	145	241	148	153	75	60	37	39	31	1.052
1989	-7,5	-9,9	-1,4	0,6	7,2	10,8	14,1	14,5	9,2	5,2	1,6	-1,4	34	38	36	178	119	83	90	27	80	105	42	50	881
1990	-6,8	-5,6	-1,9	3	9,8	16,2	14,3	14,3	11,6	5,3	0,8	-4,1	39	22	78	128	138	47	129	64	9	84	68	15	822
1991	-6,2	-6,3	-2,9	4,6	8,4	12,8	15,9	13,6	11	5,2	0,5	-3,5	43	29	50	38	39	137	79	72	9	28	20	38	581
1992	-4,5	-3,6	-5,1	5	6,4	11,5	15,1	12,3	7,8	4,1	3,4	-2,8	30	39	53	150	138	146	74	144	44	20	21	76	936
1993	-6,9	-5,3	2,9	3,5	6,3	12,6	14,3	12,4	10	3	-2	-4	16	40	84	124	182	272	195	56	35	29	87	51	1.171
1994	-6,1	-8,5	0,2	1,3	9,2	13,7	15,3	15,1	7	4,3	3,2	-4,9	26	31	55	185	134	58	81	47	17	3	71	35	741
1995	-7	-4,4	-2	3,2	8,2	13,7	14,7	14,2	10,1	3,4	2,1	-5,3	14	24	47	6	189	52	138	84	42	99	34	19	747
1996	-8,7	-6,3	-4,5	0,8	7,3	12,4	14,5	13,4	10,9	3,8	-2,6	-2,4	13	36	45	246	116	119	113	52	16	60	22	45	881
1997	-4,6	-6,3	-1,8	7,5	8,6	13,1	16,3	14,2	11,4	8,4	-3,1	-4,9	42	28	37	48	188	96	87	88	4	18	-	20	-

Jahr	Bolschoje Almatinskoje Osero (2.516 m ü.d.M.)																								
	mittlere Temperaturen [°C]												monatliche Niederschlagsmengen [mm]												
	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Σ Jahr
1932	-	-7,7	-1,1	3,6	4,4	9,1	12,5	8,7	6,4	-	-4,3	-12,3	-	20	23	80	160	124	74	28	35	-	18	12	-
1933	-11,1	-7,1	-5,5	1,7	7,0	9,4	11,9	12,6	7,4	1,3	-2,0	-5,7	6	-	47	32	99	151	156	111	65	38	19	43	-
1934	-13,8	-6,7	-5,3	1,5	2,7	9,4	9,3	9,8	3,7	0,7	-6,5	-8,0	6	45	81	66	97	142	129	117	121	28	32	51	915
1935	-12,5	-5,3	-4,6	-1,5	-	7,6	10,7	11,3	5,5	1,8	-8,2	-10,4	8	8	71	19	-	110	97	33	72	70	50	72	-
1936	-12,5	-8,6	-7,2	-1,1	4,7	8,9	10,0	7,8	7,5	4,9	-2,6	-9,1	12	18	26	123	192	81	113	71	50	51	61	4	802
1937	-12,0	-8,2	-7,6	-2,7	4,2	7,6	11,1	9,9	7,5	1,7	-9,0	-7,3	60	14	41	101	193	134	124	103	77	38	37	5	927
1938	-8,5	-8,4	-5,9	3,1	7,4	8,1	10,4	10,1	6,0	1,7	-4,0	-8,2	27	35	23	55	171	92	128	63	28	26	26	45	719
1939	-9,1	-7,0	-4,8	-1,5	5,7	10,0	12,2	11,1	7,5	1,7	-2,9	-4,5	31	11	40	77	145	34	72	17	28	43	60	25	583
1940	-8,6	-6,6	-4,9	1,7	4,8	10,7	11,4	9,3	5,6	2,9	-2,2	-3,6	24	24	31	79	198	78	125	69	98	102	36	25	889
1941	-7,7	-6,1	-1,4	2,2	7,4	11,3	9,7	11,2	6,6	5,2	-3,7	-5,8	24	58	97	102	134	57	154	90	71	29	138	57	1.011
1942	-7,5	-12,0	-3,2	0,8	4,6	9,9	11,7	9,2	6,5	1,9	-2,0	-7,8	12	7	107	92	204	70	72	86	22	26	53	7	758
1943	-8,5	-9,2	-7,3	-0,6	5,6	7,5	13,1	11,2	7,2	0,7	-5,1	-6,8	12	21	69	57	36	137	18	56	26	21	29	66	548
1944	-9,3	-6,6	-0,2	0,9	7,0	9,3	13,9	11,5	6,1	0,1	-5,6	-13,2	12	16	20	114	106	78	24	18	20	37	38	4	487
1945	-10,6	-14,0	-6,6	2,1	6,4	8,8	10,5	11,9	7,4	4,5	-5,0	-6,4	18	33	68	36	103	158	78	49	65	35	48	34	725
1946	-9,1	-3,4	-5,9	3,0	6,0	7,7	10,5	9,1	7,2	4,9	-5,9	-10,0	13	23	61	134	252	165	135	130	22	28	36	14	1.013
1947	-8,4	-8,0	-0,6	1,7	4,9	7,8	10,1	10,9	6,8	0,8	-0,1	-8,6	29	3	58	93	182	169	90	50	69	64	47	40	894
1948	-6,4	-8,3	-4,9	-0,7	4,4	8,5	13,3	11,6	6,0	2,3	-3,5	-10,4	17	24	57	84	122	65	37	60	37	27	9	34	573
1949	-8,7	-8,2	-7,1	1,7	5,0	8,1	10,4	10,5	4,5	0,3	-7,0	-9,6	13	15	58	94	173	152	114	85	88	17	11	22	842
1950	-7,4	-9,1	-4,3	-1,3	7,1	9,9	12,1	11,7	6,6	1,0	-6,1	-8,5	33	11	76	119	99	114	152	63	33	57	46	8	811
1951	-9,8	-13,3	-4,8	0,2	7,2	7,5	11,0	11,0	8,8	2,9	-	-	23	23	14	92	132	135	66	42	31	116	71	21	766
1952	-7,2	-6,4	-4,5	2,0	5,6	8,5	12,1	12,2	6,6	2,1	-7,6	-7,4	12	57	21	150	151	18	90	60	24	41	27	19	670
1953	-7,9	-3,6	-3,5	-1,2	7,7	9,9	13,0	10,0	9,3	-1,0	-5,9	-7,0	27	48	67	108	79	259	70	112	23	85	45	25	948
1954	-9,4	-8,3	-5,4	2,7	4,1	6,8	10,2	11,1	7,3	3,3	-4,9	-9,8	28	21	28	76	215	228	119	121	37	2	55	33	963
1955	-	-	-	-	-	-	-	-	6,4	1,4	-1,0	-5,2	5	40	45	71	164	92	116	94	35	5	46	76	789
1956	-9,9	-7,2	-4,5	2,2	5,8	7,2	14,7	11,5	7,9	3,3	0,2	-8,0	25	20	48	92	271	183	20	60	24	14	20	21	798
1957	-10,5	-10,0	-2,2	-2,3	2,4	9,6	10,1	9,9	6,8	1,6	-4,4	-6,1	19	23	154	102	48	87	175	68	37	40	48	25	826
1958	-6,9	-6,3	-2,3	1,6	2,6	8,3	12,3	9,1	7,3	2,3	-6,7	-6,0	28	31	79	201	182	136	165	121	45	24	42	42	1.096
1959	-7,4	-9,4	-5,1	2,6	3,4	9,0	9,7	10,7	10,8	2,7	-5,3	-8,9	26	36	78	149	97	102	142	126	10	74	56	30	926
1960	-7,3	-4,1	-6,5	-0,7	2,4	9,4	10,3	11,6	6,1	2,3	-5,4	-6,2	24	73	47	54	230	155	156	18	52	67	30	30	936
1961	-8,1	-10,4	-4,1	2,5	8,2	9,5	11,5	10,9	7,4	-1,6	-2,9	-6,4	37	24	77	81	135	137	89	91	74	48	22	26	841
1962	-9,1	-5,4	0,1	0,4	5,6	9,1	12,1	12,1	5,8	1,5	-7,6	-5,7	16	10	24	92	156	156	91	38	60	33	89	6	771

Jahr	Bolschoje Almatinskoje Osero (2.516 m ü.d.M.)																								
	mittlere Temperaturen [°C]												monatliche Niederschlagsmengen [mm]												
	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Σ Jahr
1963	-4,4	-4,4	-1,9	0,9	6,0	10,0	11,0	10,1	6,5	2,5	-2,2	-4,9	2	16	57	222	161	154	117	75	21	100	73	18	1.016
1964	-11,8	-8,9	-2,7	0,6	3,6	9,0	10,4	11,1	5,8	-0,4	-2,5	-7,8	13	66	76	157	99	124	211	45	45	14	20	23	893
1965	-7,2	-9,0	-5,3	1,7	6,2	8,9	12,8	10,7	6,3	2,4	-2,2	-5,5	15	21	45	97	129	110	97	95	58	71	110	12	860
1966	-6,1	-4,8	-4,7	-0,6	3,6	10,4	11,5	11,8	7,8	0,4	-5,1	-7,9	55	60	160	82	174	158	134	103	33	75	37	129	1.200
1967	-8,9	-7,9	-3,0	1,6	4,8	8,8	10,9	9,9	6,4	0,6	-4,9	-4,4	29	22	13	76	112	187	114	88	36	39	21	2	739
1968	-7,3	-9,2	-2,9	-0,1	5,1	9,3	11,5	11,1	7,1	0,6	-3,6	-8,7	15	12	65	98	94	88	64	33	32	47	73	21	642
1969	-13,2	-12,8	-2,6	1,8	5,6	9,0	11,2	10,1	6,0	1,6	-2,0	-4,2	90	25	116	107	119	135	114	94	68	78	15	24	985
1970	-8,9	-6,7	-6,5	2,5	6,1	8,4	10,8	11,8	7,2	2,2	-2,2	-7,2	19	17	45	106	91	80	135	145	22	30	40	31	761
1971	-9,8	-8,3	-2,2	1,9	5,0	10,8	10,5	10,6	6,3	2,7	-0,9	-2,8	13	41	39	124	142	107	97	54	32	24	13	45	731
1972	-11,0	-14,0	-5,4	0,9	5,6	8,5	8,9	9,2	6,3	2,7	-1,5	-8,1	14	11	43	119	145	169	154	82	44	52	52	14	899
1973	-10,5	-6,7	-5,4	2,5	4,6	10,0	13,4	11,1	6,3	2,5	0,0	-4,5	12	84	40	85	188	171	62	97	76	33	32	6	886
1974	-11,5	-12,4	-5,0	3,3	6,7	9,3	13,0	9,4	5,9	1,9	-3,3	-11,1	34	9	43	110	99	89	87	87	42	53	67	25	745
1975	-8,0	-8,7	-4,3	0,9	4,3	9,1	12,4	11,5	6,8	1,2	-5,8	-6,6	20	25	54	40	113	134	80	99	65	37	29	24	720
1976	-5,1	-10,0	-6,6	1,0	5,8	8,4	12,2	11,5	6,4	1,1	-6,0	-9,1	13	31	45	159	171	194	42	22	107	53	31	34	902
1977	-11,9	-7,9	-2,2	2,3	6,1	11,4	11,2	11,2	8,3	2,3	-0,5	-7,4	34	30	32	72	82	112	62	77	23	75	20	58	677
1978	-9,5	-9,9	-5,4	3,6	6,5	10,0	12,3	10,7	8,8	2,4	-4,7	-3,3	7	19	33	80	171	168	35	6	9	31	37	56	652
1979	-8,3	-4,9	-6,5	1,2	3,1	9,3	11,8	11,3	5,9	4,7	-2,3	-4,7	32	18	34	188	131	116	133	37	57	38	20	35	839
1980	-9,1	-9,6	-5,9	2,3	7,2	8,7	13,1	11,3	8,0	3,5	-0,2	-3,6	16	30	45	155	138	144	29	87	12	26	81	15	778
1981	-8,1	-8,3	-1,8	2,4	6,5	9,3	11,3	9,3	6,0	-0,6	-3,8	-5,9	48	27	68	90	246	151	132	78	31	65	33	26	995
1982	-6,9	-8,7	-5,1	3,0	6,7	9,4	11,0	10,2	5,9	2,3	-5,0	-6,2	10	22	36	22	82	121	96	93	49	64	33	8	636
1983	-7,2	-6,2	-5,4	1,5	5,2	8,5	12,5	13,6	7,0	1,6	-1,1	-6,6	10	23	37	81	230	114	81	48	31	42	48	6	751
1984	-11,1	-13,7	-3,1	0,0	5,2	10,3	12,0	14,4	5,6	1,8	-3,0	-14,3	15	14	68	98	103	100	71	5	40	49	83	23	669
1985	-8,5	-5,6	-7,4	3,5	5,0	9,8	12,8	10,4	7,5	1,2	-4,1	-5,4	10	62	69	73	163	132	139	92	16	94	42	22	914
1986	-7,2	-7,5	-7,2	-0,2	5,5	8,6	12,3	10,9	8,8	2,2	-4,2	-6,7	6	17	64	59	184	127	96	77	34	48	34	56	800
1987	-6,2	-5,8	-3,1	0,3	4,7	6,7	11,4	12,9	7,5	-2,8	-4,0	-3,4	56	38	116	112	123	193	80	25	78	65	55	68	1.009
1988	-7,7	-9,4	-5,5	2,7	3,5	10,2	12,7	9,8	7,6	0,6	1,0	-3,5	41	25	40	111	189	131	202	94	57	44	23	23	981
1989	-9,9	-12,6	-3,7	-2,3	4,1	7,3	10,8	11,2	6,4	2,7	-3,9	-4,2	27	24	13	170	109	119	-	47	80	88	37	48	-
1990	-9,0	-8,1	-4,8	0,2	7,3	12,2	11,1	11,4	9,3	2,8	-1,8	-6,7	24	24	46	106	111	46	189	89	10	75	67	17	801
1991	-8,8	-9,1	-4,8	1,8	5,6	9,1	12,4	10,8	8,0	2,6	-1,8	-5,7	33	19	43	46	32	154	100	88	11	25	22	32	604
1992	-6,8	-6,4	-7,8	2,3	3,9	8,3	11,8	9,4	5,6	2,4	0,7	-5,1	29	28	36	159	122	125	122	130	37	22	22	88	919
1993	-9,7	-7,1	-5,6	1,1	3,7	9,5	11,0	9,5	8,0	0,6	-4,1	-6,0	10	33	74	83	158	197	198	80	41	25	74	42	1.015
1994	-8,4	-10,4	-2,3	-1,4	6,5	10,7	12,2	11,9	4,1	2,1	0,7	-7,3	20	22	57	118	137	57	130	51	30	7	72	29	729
1995	-9,2	-7,1	-3,8	0,0	5,0	10,4	11,7	11,5	7,9	1,7	-0,2	-7,6	13	21	42	-	125	66	154	72	34	63	17	9	-
1996	-11,4	-7,8	-5,8	-1,6	4,3	9,3	11,6	10,5	8,7	1,7	-4,5	-4,6	16	20	44	180	81	128	108	59	27	52	25	60	799
1997	-6,9	-8,9	-3,4	5,1	5,8	10,0	13,3	11,8	8,6	5,8	-5,0	-7,2	56	23	24	30	168	96	67	64	11	7	22	20	588
1998	-8,5	-6,5	-5,2	2,6	4,6	9,3	12,0	12,0	8,8	3,5	-0,4	-4,0	37	31	64	131	214	138	174	77	29	18	39	98	1.051
1999	-7,1	-3,3	-6,4	-0,1	6,4	8,8	10,8	12,8	8,0	3,0	-2,8	-4,0	22	23	68	76	150	142	183	101	51	54	35	81	986
2000	-7,8	-9,1	-4,8	3,1	8,0	10,0	12,1	11,9	7,8	-0,4	-4,4	-4,9	37	25	22	85	144	106	76	143	42	91	29	33	832
2001	-9,7	-6,1	-0,9	1,6	8,8	11,7	10,8	10,8	5,8	2,1	-0,1	-7,1	26	16	36	141	91	86	142	60	36	79	22	52	787
2002	-6,5	-5,5	-1,3	1,4	5,0	9,6	11,1	13,0	7,7	4,2	-1,0	-8,2	37	20	88	165	175	139	72	49	43	72	32	25	916
2003	-4,9	-6,6	-4,4	-0,7	4,4	9,5	10,2	10,7	7,8	3,4	-3,7	-6,8	22	54	37	137	116	176	322	80	40	73	126	14	1.197
2004	-7,6	-5,4	-2,9	2,5	5,9	10,3	11,5	11,4	7,6	1,7	-0,6	-6,2	49	36	69	92	111	76	151	24	49	62	77	40	836
2005	-9,4	-9,3	0,1	2,3	4,9	11,0	12,8	9,9	8,6	3,2	-3,0	-5,8	30	38	67	55	209	124	86	122	45	24	34	24	858
2006	-11,4	-4,1	-1,0	2,6	7,0	9,3	11,4	12,3	6,7	4,3	-1,5	-5,9	19	31	48	94	171	211	112	6	68	70	26	15	870
2007	-6,5	-5,3	-4,0	5,8	7,3	10,8	11,8	11,3	7,9	0,4	0,3	-9,4	11	11	47	94	161	113	139	46	18	34	36	24	733
2008	-13,0	-10,2	0,3	2,0	9,0	11,6	12,6	12,5	7,0	2,1	-3,1	-5,1	6	52	57	60	117	71	102	57	33	63	28	18	665
2009	-5,9	-7,0	-2,0	1,2	5,4	8,7	11,5	10,7	6,7	2,9	-3,6	-5,9	10	56	59	166	204	104	67	127	141	30	83	39	1.085
2010	-6,1	-8,0	-1,8	2,7	5,2	9,4	11,3	11,9	7,2	3,3	0,3	-4,7	47	64	78	91	100	175	163	95	45	109	17	34	1.017
2011	-10,5	-7,4	-4,7	3,7	7,1	10,1	12,1	-	-	-	-	-	5	53	54	56	176	239	109	129	32	52	47	27	978

Jahr	Mynshilki (3.017 m ü.d.M.)																								
	mittlere Temperaturen [°C]												monatliche Niederschlagsmengen [mm]												
	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Σ Jahr
1936	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,6	-6,6	-11,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	49	26	2	-
1937	-14,0	-10,0	-9,4	-4,3	-	4,5	8,0	6,8	4,4	-1,7	-12,0	-10,4	42	12	37	79	202	134	148	126	86	33	44	9	952
1938	-10,8	-10,2	-8,2	0,2	3,9	4,0	6,8	6,7	2,6	-2,5	-7,5	-10,8	29	31	34	65	243	123	194	95	39	54	33	59	999
1939	-11,1	-8,9	-7,8	-4,6	2,4	6,0	8,6	7,7	3,9	-1,2	-7,2	-8,2	42	12	42	82	147	72	110	26	37	44	70	19	703
1940	-10,3	-9,9	-7,4	-1,8	1,0	6,6	7,5	5,4	1,7	-0,7	-6,7	-8,9	19	23	24	69	156	81	163	92	103	83	23	29	865
1941	-10,9	-9,5	-4,8	-0,9	3,5	7,3	6,3	7,8	3,0	1,3	-	-9,0	22	46	57	85	113	81	194	126	64	35	65	56	944
1942	-10,9	-14,0	-6,2	-2,1	1,0	6,2	8,2	6,3	3,1	-1,7	-5,3	-10,5	11	7	88	78	161	107	92	123	32	30	42	8	779
1943	-10,5	-10,9	-9,4	-2,9	2,2	3,8	9,2	7,4	4,0	-2,6	-7,8	-9,7	12	21	61	52	45	162	31	82	21	23	22	45	577
1944	-11,9	-9,4	-3,7	-2,3	2,9	5,3	10,1	8,2	2,7	-3,9	-9,1	-15,4	13	11	24	119	112	146	48	25	22	43	49	9	621
1945	-13,1	-16,6	-9,0	-1,0	2,4	5,5	7,2	-	4,1	0,4	-7,8	-10,1	24	41	59	47	138	198	102	-	75	29	57	29	-
1946	-11,0	-6,5	-8,8	-0,1	1,9	3,8	7,0	6,0	3,9	0,9	-9,0	-12,6	11	29	74	128	266	178	188	168	23	23	33	20	1.141
1947	-11,5	-10,2	-4,0	-1,2	1,8	4,3	6,8	7,8	3,6	-3,1	-4,4	-11,8	29	12	63	92	209	167	126	81	69	78	70	46	1.042
1948	-9,5	-11,3	-7,4	-3,1	0,6	4,9	9,2	8,1	2,6	-1,1	-6,9	-12,1	18	26	57	93	153	90	44	83	39	29	10	38	680
1949	-10,4	-10,4	-9,0	-1,0	2,0	4,5	7,1	7,4	0,9	-2,5	-10,0	-12,5	17	15	64	94	167	201	126	93	92	12	17	27	925
1950	-9,9	-12,3	-7,7	-4,8	3,0	5,5	8,1	7,9	3,1	-2,4	-9,0	-12,1	29	17	81	114	104	151	131	70	32	51	45	8	833
1951	-12,4	-15,2	-7,8	-3,9	3,2	3,9	6,7	6,8	4,8	-0,3	-7,1	-7,9	25	19	17	93	136	149	176	50	35	108	64	17	889
1952	-9,9	-9,7	-7,4	-1,4	1,6	4,2	8,1	8,1	3,1	-1,3	-10,1	-10,1	15	36	21	109	153	182	121	69	39	29	26	17	817
1953	-11,5	-7,4	-6,6	-4,8	3,9	5,8	8,7	6,2	5,3	-4,6	-8,9	-9,8	23	37	57	119	81	296	97	119	25	79	40	24	997
1954	-12,7	-10,7	-7,7	-0,5	-0,4	3,0	6,0	6,8	4,0	-0,6	-8,6	-13,1	27	20	29	69	205	232	168	146	35	6	62	24	1.023
1955	-12,3	-10,0	-6,8	-5,7	1,3	6,0	6,8	8,4	2,8	-1,7	-4,4	-8,1	11	31	39	66	153	112	131	122	43	7	37	53	805
1956	-13,4	-9,7	-7,0	-1,4	2,4	3,6	10,6	7,6	4,7	-0,1	-3,5	-11,1	16	19	52	83	305	211	44	82	36	19	20	12	899
1957	-13,5	-12,9	-5,2	-5,5	-0,6	5,6	6,4	6,2	3,2	-1,0	-7,1	-9,2	22	19	102	96	54	136	226	102	50	29	40	17	893
1958	-10,1	-9,4	-5,6	-1,0	-0,9	4,6	8,5	5,4	4,0	-1,2	-9,2	-8,7	22	23	60	164	167	151	166	124	49	27	37	35	1.025
1959	-10,7	-12,3	-7,8	-0,8	-0,3	5,1	6,4	7,0	7,4	-0,4	-8,6	-11,5	19	24	58	116	92	124	176	138	14	62	42	26	891
1960	-10,6	-7,2	-9,3	-4,0	-0,9	5,0	6,6	8,0	2,5	-1,4	-8,4	-9,1	15	42	36	47	242	179	206	24	63	37	28	17	936
1961	-11,5	-13,1	-7,5	-1,1	4,2	5,6	8,0	7,0	4,1	-4,7	-6,6	-10,2	38	19	57	72	120	139	153	121	74	41	21	19	874

Jahr	Mynshilki (3.017 m ü.d.M.)																								
	mittlere Temperaturen [°C]												monatliche Niederschlagsmengen [mm]												
	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Σ Jahr
1962	-12,4	-8,7	-3,6	-2,8	2,2	5,2	8,0	7,8	2,2	-1,6	-11,0	-8,8	12	10	22	92	134	155	129	42	69	30	85	3	783
1963	-8,3	-7,9	-5,2	-2,1	2,2	5,9	7,0	6,3	3,2	-1,0	-5,5	-7,5	1	17	51	190	163	170	152	102	37	86	69	16	1.054
1964	-14,5	-12,1	-5,8	-2,3	-0,2	5,2	6,7	7,1	2,4	-3,5	-5,9	-9,9	10	36	68	126	95	129	254	64	63	12	18	19	894
1965	-10,2	-12,2	-8,1	-1,6	2,2	5,0	8,4	6,8	3,1	-0,7	-5,7	-9,2	14	17	38	102	125	128	136	83	63	73	92	8	879
1966	-9,7	-8,1	-7,8	-3,5	-0,1	6,5	7,5	7,8	4,2		-8,6	-11,0	51	50	131	67	165	184	206	129	33	43	38	100	1.197
1967	-12,5	-11,0	-6,5	-1,8	1,5	5,3	7,0	6,3	3,3	-2,6	-8,6	-7,3	23	16	19	90	124	195	150	114	36	37	18	3	825
1968	-10,9	-12,4	-5,7	-3,4	1,8	5,5	7,6	7,1	3,6	-2,8	-6,9	-11,3	9	15	63	99	104	109	109	46	36	55	74	21	740
1969	-15,8	-15,7	-5,2	-1,3	2,2	5,0	7,2	6,6	2,4	-1,6	-5,4	-7,7	70	21	113	97	129	185	131	103	86	81	15	27	1.058
1970	-12,2	-10,4	-9,6	-0,8	2,3	4,7	6,9	8,0	3,9	-1,1	-5,8	-10,1	18	13	38	110	99	92	160	183	25	28	42	29	837
1971	-12,6	-11,2	-5,4	-1,5	1,7	6,8	6,7	6,6	2,3	-0,8	-4,8	-6,1	8	32	27	100	134	146	125	61	40	26	22	30	751
1972	-12,6	-16,2	-7,4	-2,6	2,5	5,0	5,3	5,9	3,1	-0,6	-5,3	-10,1	9	8	47	101	118	184	191	94	53	46	42	15	908
1973	-12,8	-9,8	-7,8	-0,5	1,5	6,5	9,6	7,5	3,3	-1,1	-3,6	-8,4	6	54	35	84	176	216	87	107	68	29	29	7	898
1974	-13,6	-14,9	-7,6	0,5	3,4	5,6	8,8	5,8	2,7	-1,2	-6,8	-14,0	40	9	41	104	113	97	166	84	37	47	54	18	810
1975	-11,0	-11,5	-7,1	-2,5	0,8	5,4	8,6	8,1	3,3	-1,7	-8,7	-9,8	15	21	52	40	124	153	85	88	73	26	23	17	717
1976	-8,2	-11,8	-8,8	-1,8	2,5	4,8	8,6	7,9	3,2	-1,8	-8,4	-11,8	12	28	34	140	157	204	61	39	122	52	24	27	900
1977	-14,2	-10,9	-5,3	-1,0	2,5	7,6	7,6	8,3	5,2	-0,8	-4,4	-10,1	29	25	28	77	104	168	101	104	30	75	27	53	821
1978	-12,5	-12,5	-8,3	0,7	3,6	6,7	8,7	7,4	5,3	-0,4	-7,5	-5,7	6	18	31	81	171	173	51	11	16	32	36	43	669
1979	-10,6	-8,0	-8,8	-1,5	0,0	5,8	8,4	7,9	2,6	1,6	-5,4	-7,6	30	19	34	176	161	140	170	47	61	30	22	28	918
1980	-11,5	-10,7	-8,4	-0,7	4,1	5,3	9,6	7,9	4,8	0,7	-2,9	-6,9	6	19	39	151	167	176	36	118	10	27	80	12	841
1981	-10,5	-10,4	-4,6	-0,7	3,7	5,8	7,9	5,9	3,0	-3,3	-6,9	-8,8	38	20	59	94	263	196	159	116	32	51	34	19	1.081
1982	-9,2	-11,4	-7,2	-0,1	3,0	5,9	7,6	6,8	2,9	-0,6	-7,3	-8,7	9	14	34	18	107	130	113	116	54	58	28	5	686
1983	-9,5	-9,4	-8,5	-1,6	2,1	4,9	8,6	9,8	3,8	-1,2	-4,2	-9,5	7	19	29	92	210	171	90	61	38	36	32	7	792
1984	-13,5	-15,3	-5,6	-2,9	2,0	6,8	8,4	10,9	2,4	-1,2	-5,9	-16,0	7	11	60	79	120	125	102	10	46	38	78	18	694
1985	-10,8	-8,4	-9,3	0,2	1,7	6,2	9,2	7,2	4,6	-1,7	-7,2	-8,1	47	52	8	73	155	150	173	112	21	74	41	19	925
1986	-10,3	-9,7	-9,5	-3,0	2,0	5,0	8,7	7,8	5,5	-0,9	-6,9	-9,2	7	15	57	57	194	153	116	91	39	49	29	58	865
1987	-9,3	-8,3	-5,6	-2,3	1,3	3,4	7,7	9,4	4,8	-5,4	-6,8	-5,9	45	26	88	107	136	220	112	27	80	75	45	78	1.038
1988	-10,0	-11,8	-7,6	-0,3	0,3	6,9	9,5	7,3	4,9	-2,4	-2,7	-6,2	35	25	37	90	176	177	184	125	64	45	23	17	997
1989	-11,9	-14,3	-6,4	-4,9	1,6	4,3	7,5	7,6	3,6	-0,4	-7,0	-8,8	26	20	7	128	95	150	198	78	66	84	36	36	924
1990	-10,8	-10,8	-7,5	-2,8	4,2	9,0	7,6	8,2	7,4	0,2	-4,2	-8,5	16	19	35	93	126	61	216	107	13	75	52	15	828
1991	-11,6	-12,0	-7,3	-1,5	2,4	5,7	8,6	7,3	5,2	-0,5	-4,4	-8,2	26	12	43	50	38	155	132	123	16	31	16	28	671
1992	-8,6	-9,3	-10,1	-0,5	0,9	5,0	8,3	6,3	2,6	-0,9	-3,0	-7,8	22	24	30	138	112	152	150	169	31	20	24	73	944
1993	-12,3	-9,3	-8,3	-1,9	0,5	6,1	7,4	6,1	5,4	-2,3	6,3	-8,6	5	30	70	75	162	218	195	70	54	24	74	31	1.005
1994	-11,3	-12,7	-5,6	-4,4	3,3	7,1	8,7	8,5	1,6	-1,0	-2,7	-9,9	18	14	51	122	144	79	180	81	37	9	76	28	838
1995	-12,2	-10,0	-6,6	-3,6	2,0	6,6	8,2	8,3	4,8	-1,4	-4,1	-10,7	6	11	35	19	136	90	203	80	41	59	15	7	702
1996	-14,2	-10,2	-8,5	-4,7	0,7	6,0	7,8	6,5	5,5	-1,3	-7,8	-8,1	12	19	37	174	78	160	146	75	20	51	21	48	840
1997	-9,5	-12,2	-5,7	2,8	2,6	6,5	9,7	8,0	5,6	2,8	-7,5	-9,7	50	18	24	31	166	130	64	78	10	8	16	18	612
1998	-11,0	-8,5	-7,3	-0,4	1,4	5,9	8,6	8,3	5,7	0,9	-3,3	-7,1	30	28	59	116	178	162	153	80	39	21	40	73	978
1999	-9,8	-5,7	-8,8	-3,1	3,1	5,7	7,9	9,3	5,3	0,0	-5,6	-7,1	22	20	55	68	128	230	213	160	62	61	30	41	1.090
2000	-10,4	-12,3	-7,5	-0,3	4,8	6,6	8,6	8,5	4,5	-3,2	-7,5	-7,8	23	18	20	111	170	154	99	163	57	83	31	37	966
2001	-12,2	-9,1	-3,8	-1,6	4,8	8,1	7,3	7,5	2,6	-0,9	-3,3	-9,9	-	-	-	122	97	117	157	72	46	81	-	48	-
2002	-9,9	-8,3	-4,3	-1,1	1,8	6,5	7,6	9,6	4,6	0,8	-4,5	-10,5	29	-	80	140	168	148	78	51	53	-	-	14	-
2003	-7,9	-9,6	-7,3	-3,5	1,2	6,4	7,3	7,4	4,7	-0,5	-6,5	-9,7	-	-	-	123	131	-	-	-	-	-	112	12	-
2004	-10,0	-8,8	-6,0	-0,3	2,4	6,8	8,3	7,7	4,3	-1,0	-3,9	-8,7	40	37	64	81	110	65	137	41	66	42	72	40	794
2005	-12,0	-12,0	-2,9	-0,9	1,8	7,2	9,0	6,8	5,4	0,3	-6,2	-9,0	24	33	62	49	207	176	84	163	54	33	25	22	931
2006	-13,2	-7,1	-4,1	-0,7	3,6	5,9	8,1	9,0	4,1	1,1	-4,7	-8,0	15	27	49	83	167	223	116	-	65	77	21	11	854
2007	-9,5	-7,8	-6,9	2,5	4,1	7,6	8,4	8,1	4,8	-2,8	-2,5	-11,0	6	11	47	82	196	119	169	150	21	26	32	18	876
2008	-14,4	-12,1	-2,9	-1,1	5,6	8,4	9,1	9,0	4,2	0,1	-5,8	-7,5	3	39	58	56	113	104	135	47	30	55	24	14	677
2009	-8,4	-9,6	-4,8	-1,2	1,9	5,2	7,9	7,3	3,6	0,2	-6,3	-8,5	12	48	58	131	166	108	66	143	142	27	74	-	-
2010	-8,8	-10,4	-4,8	-0,5	1,9	6,1	8,1	8,7	4,1	0,0	-3,1	-7,7	47	49	63	69	105	179	156	120	52	105	13	25	983
2011	-12,9	-9,2	-7,0	0,4	3,8	6,7	8,7	-	-	-	-	-	9	44	32	47	185	224	98	-	-	-	-	-	-

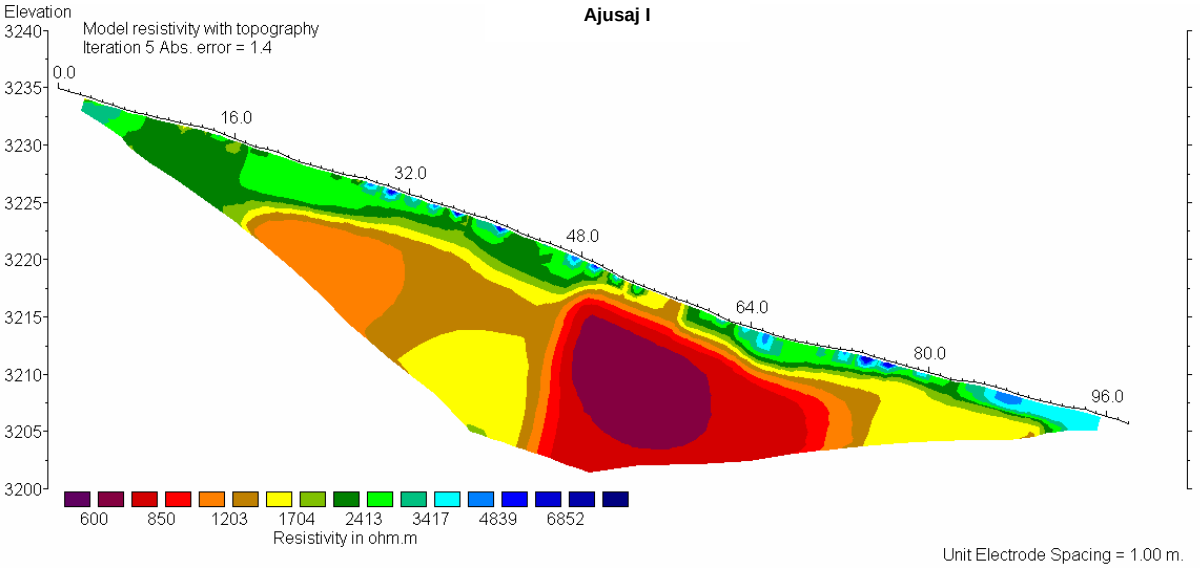
Jahr	Tujuksu (3.434 m ü.d.M.)																								
	mittlere Temperaturen [°C]												monatliche Niederschlagsmengen [mm]												
	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Σ Jahr
1972	-	-	-	-	-	2,3	2,6	4,0	1,0	-2,8	-7,4	-11,9	14	42	36	114	126	250	242	119	88	70	58	35	1.194
1973	-14,0	-12,7	-10,4	-2,5	-1,2	3,2	7,7	5,5	1,4	-3,4	-6,2	-10,9	14	118	31	122	225	291	113	102	89	39	71	15	1.230
1974	-16,2	-16,8	-10,0	-1,7	0,9	2,8	6,0	3,8	0,2	-3,7	-9,9	-16,5	48	13	59	123	122	117	191	90	83	91	94	44	1.075
1975	-14,1	-14,0	-9,3	-4,8	-1,5	2,6	6,5	5,9	0,8	-3,8	-10,5	-12,4	38	39	103	69	182	263	138	168	126	33	38	24	1.221
1976	-11,3	-14,0	-11,1	-4,3	-0,1	1,8	5,8	5,9	0,8	-4,1	-10,9	-14,7	9	42	70	181	168	211	149	40	128	68	67	53	1.186
1977	-16,3	-13,9	-7,5	-3,8	-0,1	4,9	5,2	6,3	3,3	-2,9	-7,4	-12,8	39	32	43	90	129	179	81	132	31	114	50	58	978
1978	-15,6	-15,7	-10,7	-2,2	1,1	4,0	6,7	6,1	2,9	-2,8	-10,0	-8,6	9	39	41	98	224	166	54	18	37	52	32	92	862
1979	-13,4	-10,7	-11,0	-4,0	-2,5	5,7	2,8	5,7	-0,1	-0,9	-8,3	-10,3	37	12	69	290	217	186	125	69	98	100	22	52	1.277
1980	-14,1	-13,1	-10,2	-3,3	-2,5	2,4	7,3	5,4	2,5	-1,5	-5,4	-9,4	36	29	56	210	215	233	55	153	28	52	116	11	1.194
1981	-13,0	-12,6	-7,0	-3,1	1,4	3,0	5,3	3,5	0,8	-5,6	-10,1	-11,7	48	32	88	107	317	210	174	132	47	92	54	36	1.337
1982	-11,2	-13,6	-9,5	-2,5	0,5	3,0	5,2	4,5	0,4	-3,2	-9,2	-11,2	11	26	41	30	131	159	123	147	81	77	44	8	878
1983	-11,6	-12,4	-11,0	-3,9	-0,5	2,0	5,7	7,8	1,7	-3,1	-7,1	-11,7	16	25	37	140	286	210	107	90	56	57	48	14	1.086
1984	-16,3	-17,4	-8,1	-5,3	-0,4	3,8	6,2	9,0	-0,7	-3,5	-8,5	-18,1	15	21	91	110	147	162	139	4	64	50	109	21	933
1985	-12,8	-11,3	-11,2	-2,4	-1,0	3,1	6,5	5,1	2,5	-3,8	-10,0	-10,7	12	69	73	71	160	183	235	144	41	126	65	32	1.211
1986	-13,0	-12,0	-11,5	-5,7	-0,9	1,9	6,2	5,6	2,8	-3,2	-9,0	-11,2	6	18	55	64	216	150	112	109	51	55	63	46	944
1987	-11,9	-10,8	-8,0	-4,5	-1,2	1,0	5,1	7,3	2,7	-7,7	-9,2	-8,3	55	32	125	118	131	257	148	32	106	90	85	87	1.267
1988	-12,4	-14,4	-10,2	-3,1	-2,7	3,5	7,1	5,1	2,5	-4,9	-5,5	-8,8	42	29	37	87	182	161	173	122	64	59	26	25	1.007
1989	-14,4	-16,6	-9,1	-7,8	-1,1	1,2	4,6	5,2	1,4	-2,9	-9,6	-9,3	24	26	16	127	96	205	185	96	101	119	32	45	1.071
1990	-13,2	-13,3	-9,4	-5,2	1,6	6,3	4,9	6,2	4,6	-2,4	-7,4	-10,4	17	28	35	108	124	59	266	122	16	115	68	24	983
1991	-13,9	-14,3	-9,4	-4,3	-0,2	6,3	4,9	6,2	4,6	-3,4	-7,6	-10,9	34	19	72	73	49	184	167	157	18	30	26	25	854
1992	-11,0	-12,6	-12,1	-2,9	-1,6	3,5	5,9	4,3	0,6	-3,4	-6,6	-10,1	33	21	32	167	111	159	146	155	53	28	39	81	1.025
1993	-14,3	-11,3	-10,6	-4,4	-2,3	3,1	4,5	4,1	3,4	-4,4	-8,4	-10,9	5	35	56	82	159	222	282	74	66	28	98	36	1.143
1994	-13,5	-14,8	-8,2	-7,1	0,5	4,1	6,7	6,0	-0,5	-3,5	-	-	16	20	77	129	145	84	169	86	49	10	-	-	-
1995	-16,8	-14,7	-9,3	-6,3	-0,6	3,6	5,5	6,0	2,4	-3,8	-7,0	-13,1	20	9	40	17	140	114	225	94	35	71	18	2	784
1996	-16,8	-12,5	-10,8	-6,8	-2,2	2,9	5,5	4,6	3,7	-3,9	-10,4	-10,8	29	20	38	172	97	176	162	97	22	68	32	95	1.007

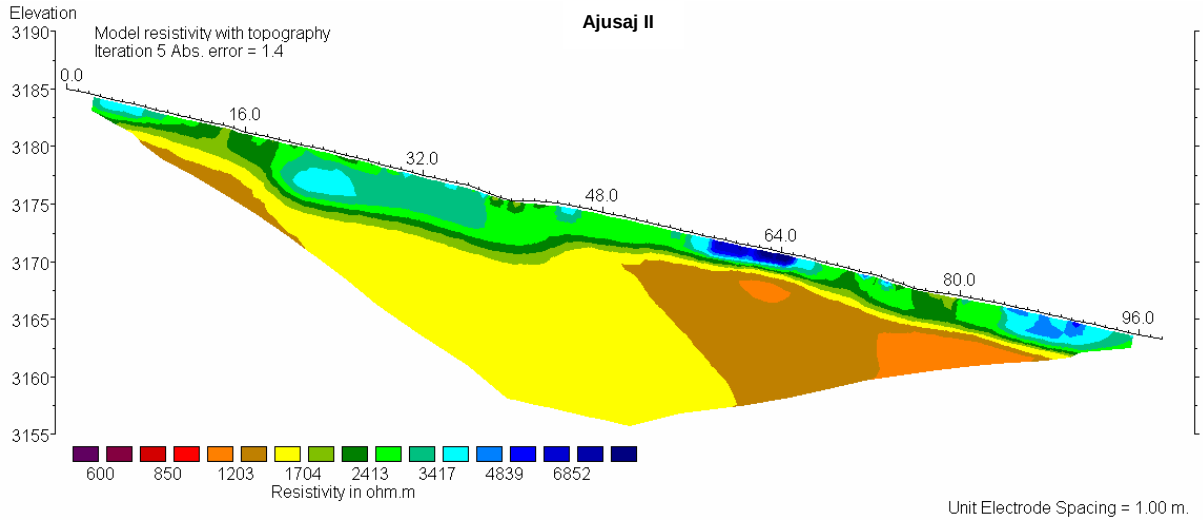
Jahr	Tujuksu (3.434 m ü.d.M.)																								
	mittlere Temperaturen [°C]												monatliche Niederschlagsmengen [mm]												
	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Σ Jahr
1997	-11,9	-14,9	-8,1	0,6	0,0	3,8	7,5	6,2	3,6	0,0	-9,9	-12,1	57	22	25	33	165	159	85	78	16	9	19	17	684
1998	-13,8	-10,5	-9,8	-2,5	-1,0	3,3	6,1	5,8	3,5	-1,4	-6,0	-9,6	34	28	58	136	209	175	200	90	57	26	46	84	1.142
1999	-12,8	-8,5	-11,5	-5,2	0,5	2,6	5,2	6,8	3,2	-2,5	-8,4	-9,7	17	17	58	78	130	182	215	144	43	83	30	56	1.053
2000	-12,2	-15,1	-10,3	-3,3	1,8	3,8	6,2	6,1	2,4	-5,3	-10,3	-10,2	28	15	0	131	207	139	109	202	70	104	40	30	1.074
2001	-14,7	-12,0	-6,2	-4,3	1,8	5,2	4,9	5,7	0,6	-3,2	-6,1	-12,6	23	23	29	131	139	109	119	63	43	73	18	63	832
2002	-12,3	-10,7	-7,1	-3,5	-0,9	3,7	5,2	7,5	2,6	-2,2	-7,1	-12,4	28	12	61	189	205	150	80	61	55	120	40	20	1.021
2003	-10,4	-11,3	-9,7	-5,8	-2,2	3,6	4,8	5,2	2,3	-3,6	-9,5	-12,0	18	37	34	122	122	232	337	70	79	126	124	15	1.315
2004	-13,0	-11,8	-8,3	-2,3	-0,2	4,2	5,8	5,3	1,6	-3,0	-6,5	-11,3	47	29	72	77	109	73	166	57	81	59	86	45	898
2005	-14,1	-14,3	-7,0	-1,8	-1,2	3,8	6,2	4,4	2,8	-2,6	-8,7	-11,6	48	48	70	53	217	123	138	177	61	43	38	27	1.043
2006	-14,8	-9,6	-7,2	-3,4	0,7	2,7	5,8	7,5	2,3	-1,3	-7,3	-10,2	29	28	42	82	212	220	134	14	90	92	30	17	989
2007	-11,6	-10,2	-8,7	0,2	1,7	5,2	5,8	6,3	2,8	-5,2	-5,1	-13,3	11	13	56	93	227	147	195	104	28	33	31	20	957
2008	-16,6	-14,5	-5,4	-3,8	2,6	5,8	6,5	6,6	2,0	-2,2	-8,4	-9,7	7	45	54	149	127	100	148	68	49	63	34	26	869
2009	-10,8	-12,0	-7,6	-3,4	-0,7	2,5	5,4	5,5	1,6	-2,2	-9,1	-11,1	17	51	68	114	200	138	84	153	175	24	86	38	1.149
2010	-11,5	-12,4	-7,3	-3,0	-0,6	3,3	5,8	6,7	2,2	-2,2	-9,1	-10,6	47	76	92	109	121	192	204	128	50	115	23	28	1.184
2011	-15,9	-11,0	-9,0	-1,9	1,4	4,0	6,5	6,3	3,6	-2,5	-	-	16	44	37	40	211	247	120	148	35	58	-	-	-

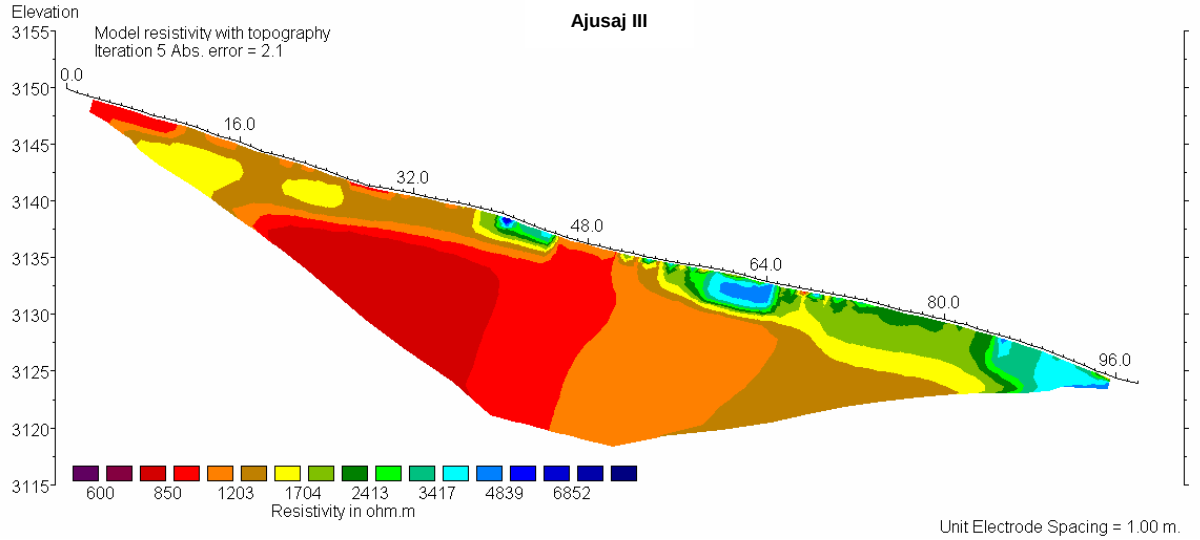
11.12 Grundeinstellung des Inversionsmodells (Einstellungen Res2DInv)

Initial damping factor is 0,160.
Minimum damping factor is 0,015.
Line search is always used.
Convergence limit is 1,0.
Minimum change in RMS error is 0,5.
Number of iterations is 5.
Vertical to horizontal flatness ratio is 1,2.
User defined increase in layer thickness.
Number of nodes between adjacent electrodes is 4.
Smoothness constrain is only used on changes in model resistivity values.
Number of topographical datum points is not reduced.
Topographical modeling is to be carried out.
Least-squares linear topographical trend to be removed.
Jacobian matrix is recalculated after each iteration.
Increase of damping factor with depth is 1,05.
Finite element method is used for topographic modeling.
Robust data inversion constrain is used with cutoff factor 0,05.
Robust model inversion constrain is used with cutoff factor 0,005.
Extended model is not used.
Effect of side blocks is severely reduced.
Finer mesh is used.
Damping factor is optmised at each iteration.
No inter-model constrain is used in time-lapse inversion.
Simultaneous time-laps inversion is used.
Thickness of first layer is 0,5.
Factor to increase thickness layer with depth is 1,1.
Finite element method is used.
Width of blocks used is 1 times the unit electrode spacing.
All models blocks must have the same width.
RMS convergence limit is 2,0 precent.
Logarithm of apparent resistivity values are used fort he inversion.
Resistivity/IP data are inverted sequentially.
Do not proceed automatically in sequential IP inversion.
IP damping factor is 0,1.
Automatic IP damping factor is not used.
Cutoff factor for borehole data is 0,003.
Upper resistivity cutoff limit is 50.
Lower resistivity cutoff limit is 0,02.
Average resistivity used.
Model refinement used.

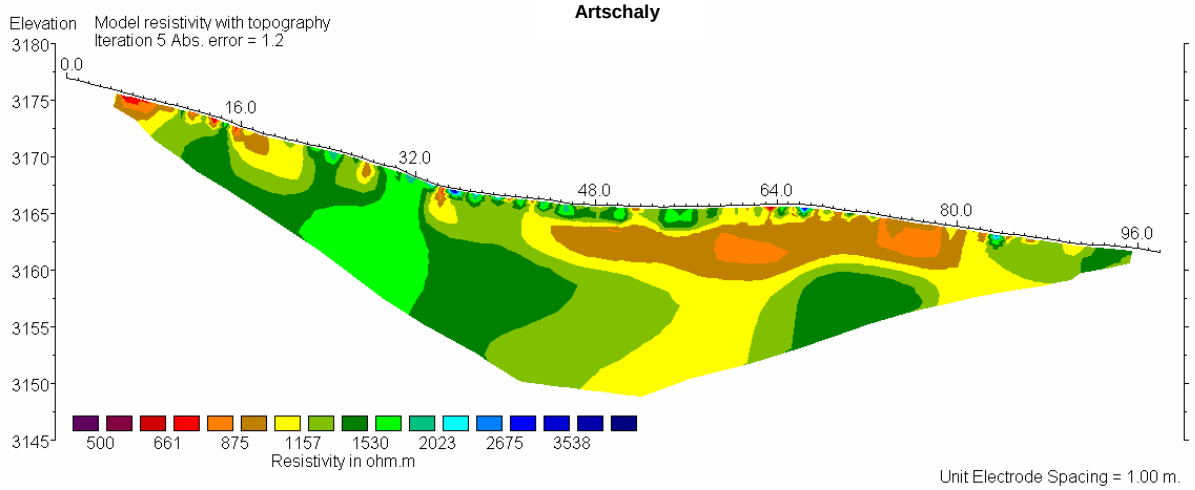
11.13 Widerstandstomogramme der Gleichstromgeoelektrikmessungen



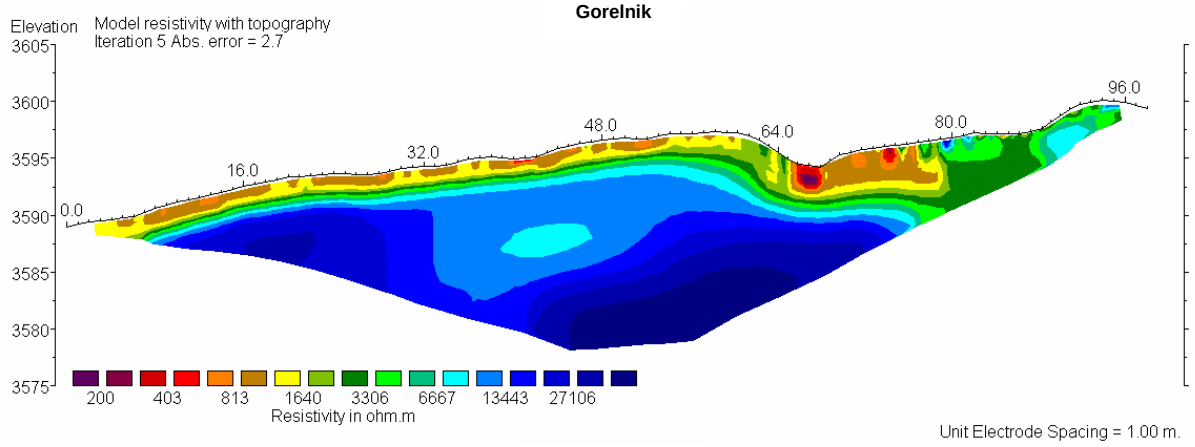




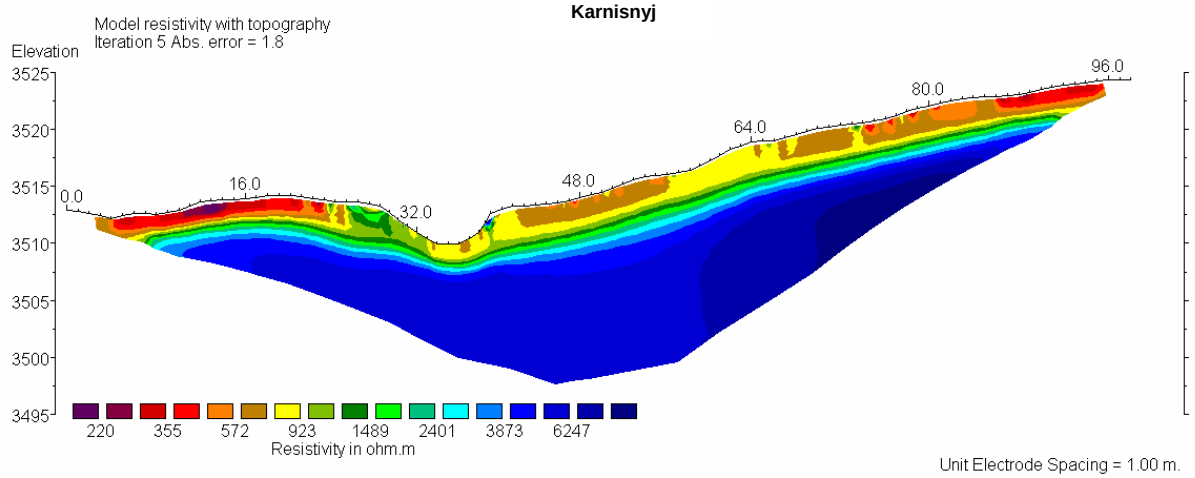
Artschaly



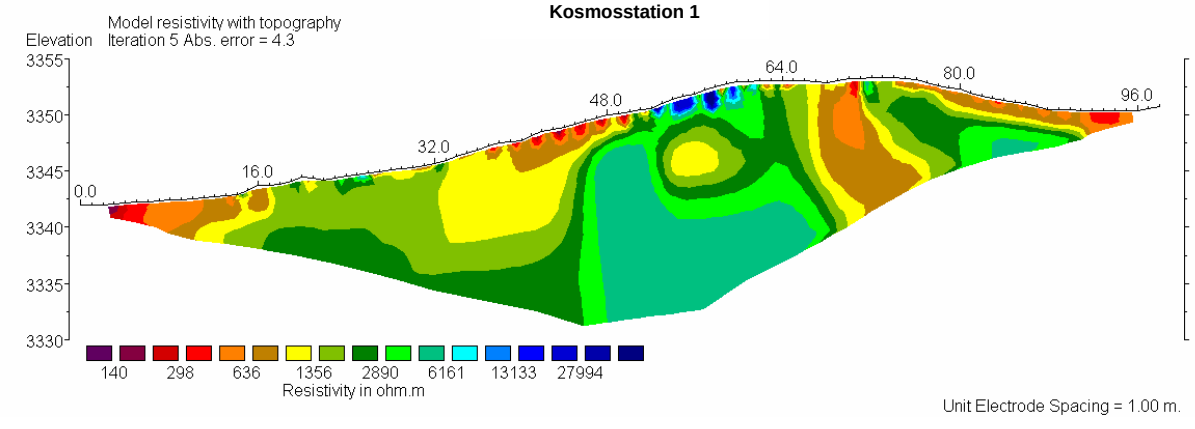
Gorelnik



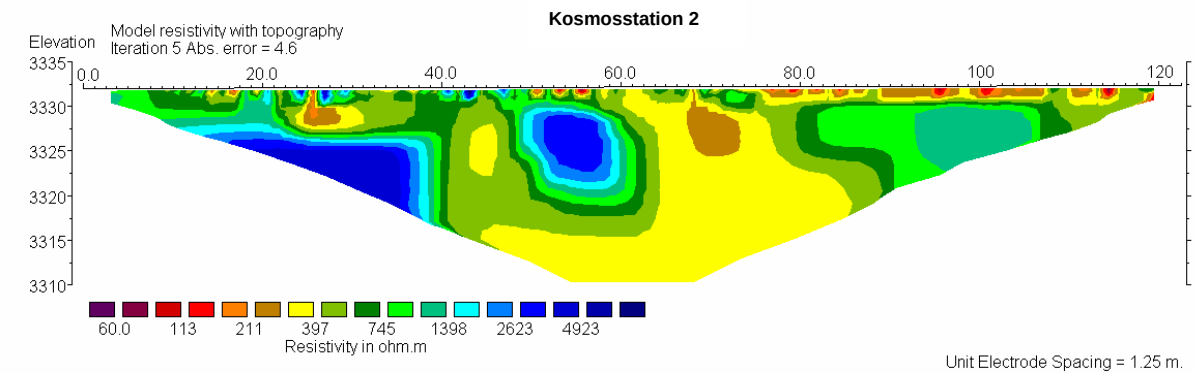
Karnisnyj



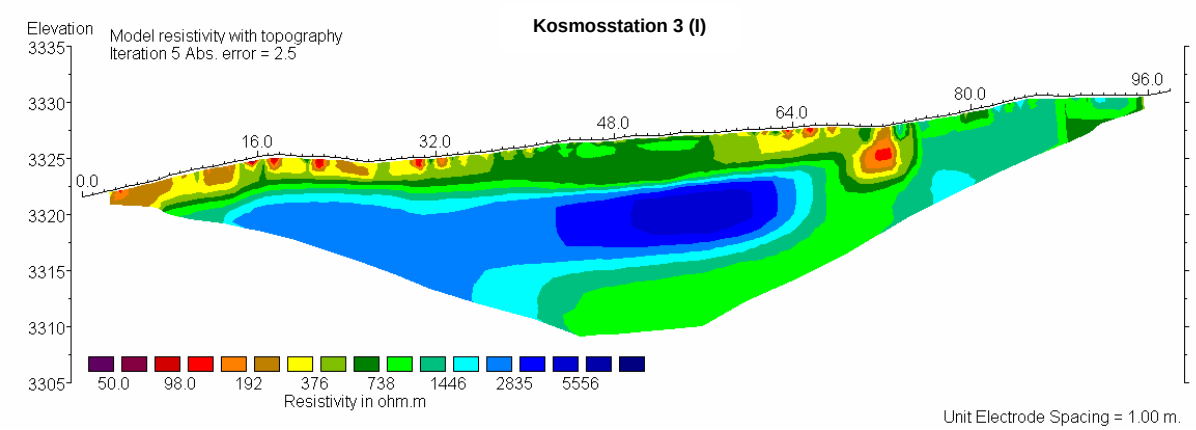
Kosmosstation 1



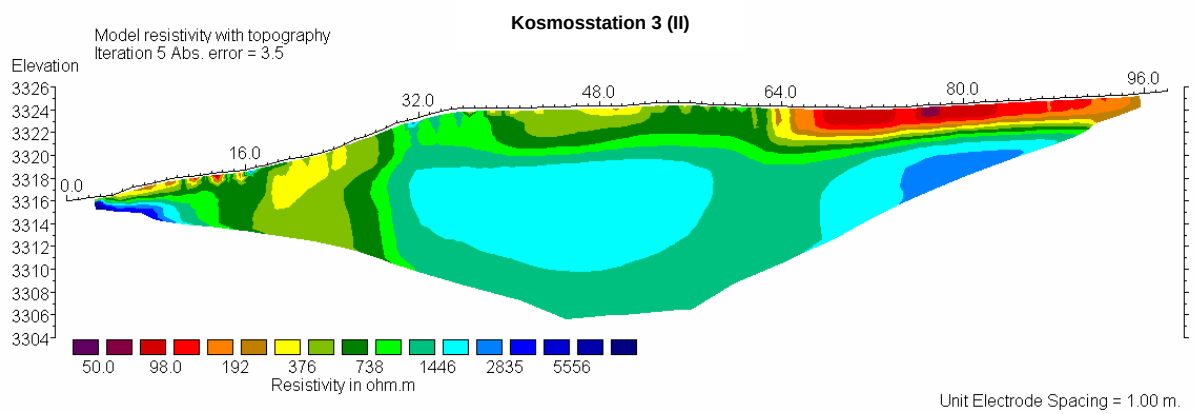
Kosmosstation 2



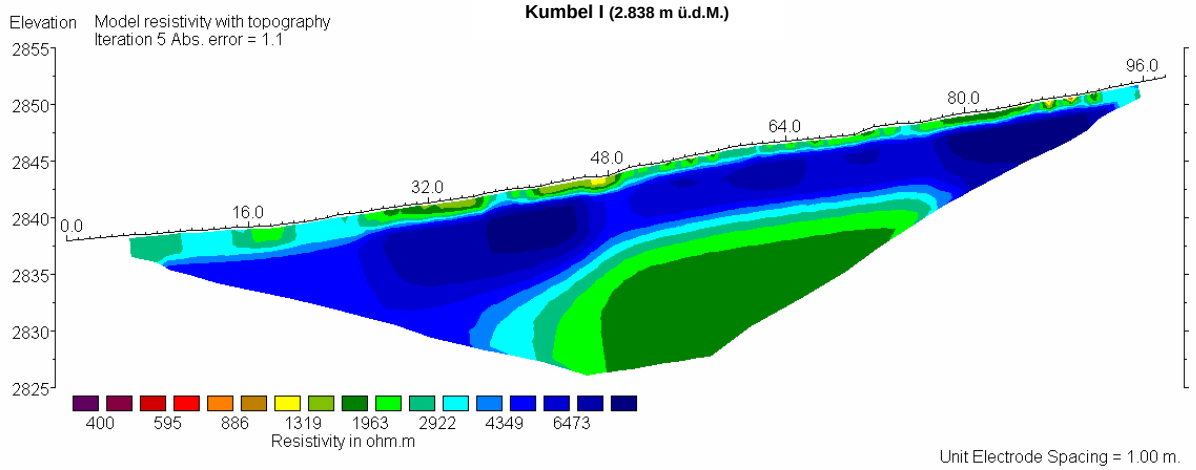
Kosmosstation 3 (I)



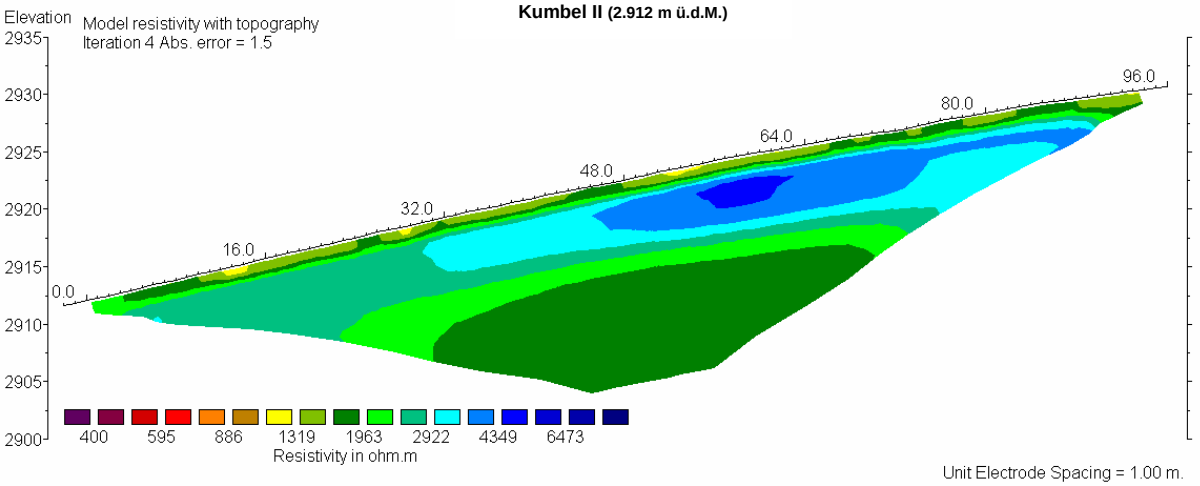
Kosmosstation 3 (II)



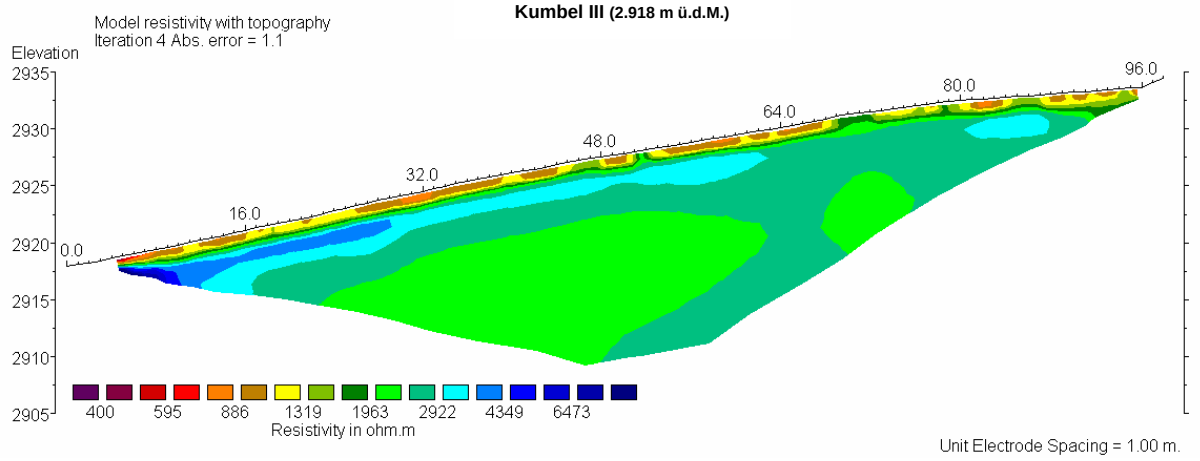
Kumbel I (2.838 m ü.d.M.)



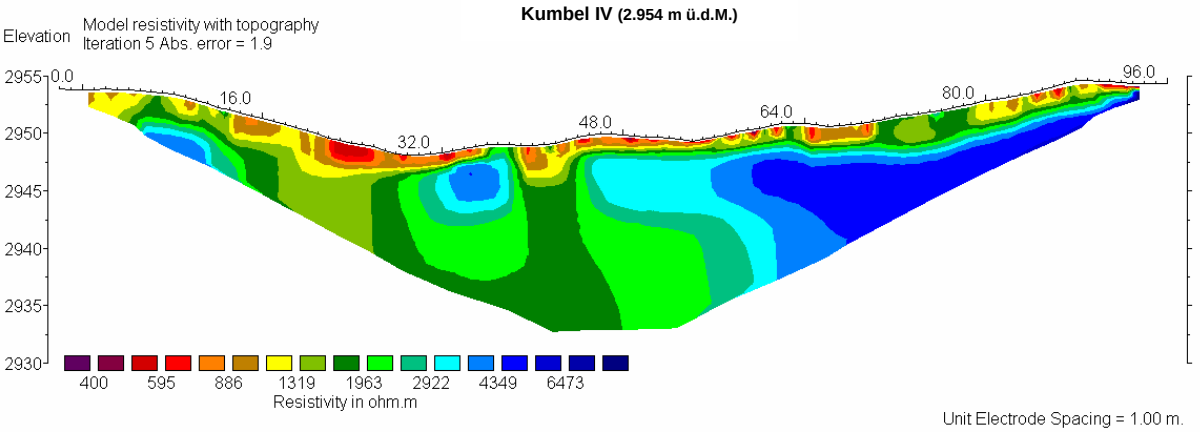
Kumbel II (2.912 m ü.d.M.)



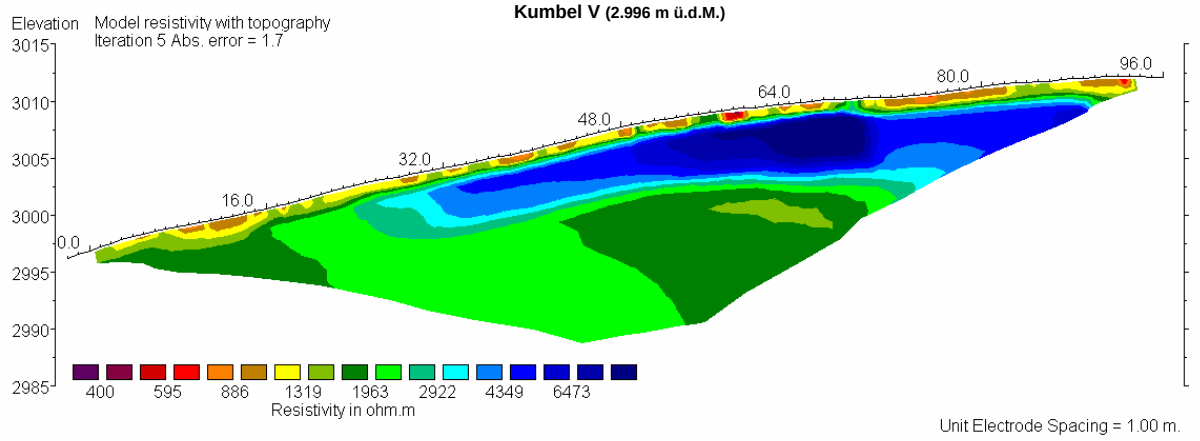
Kumbel III (2.918 m ü.d.M.)

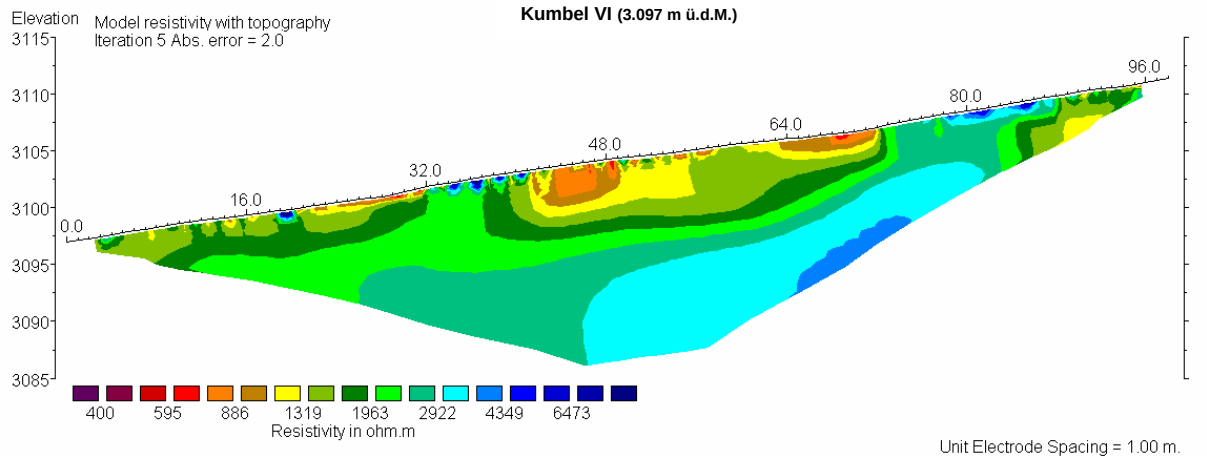


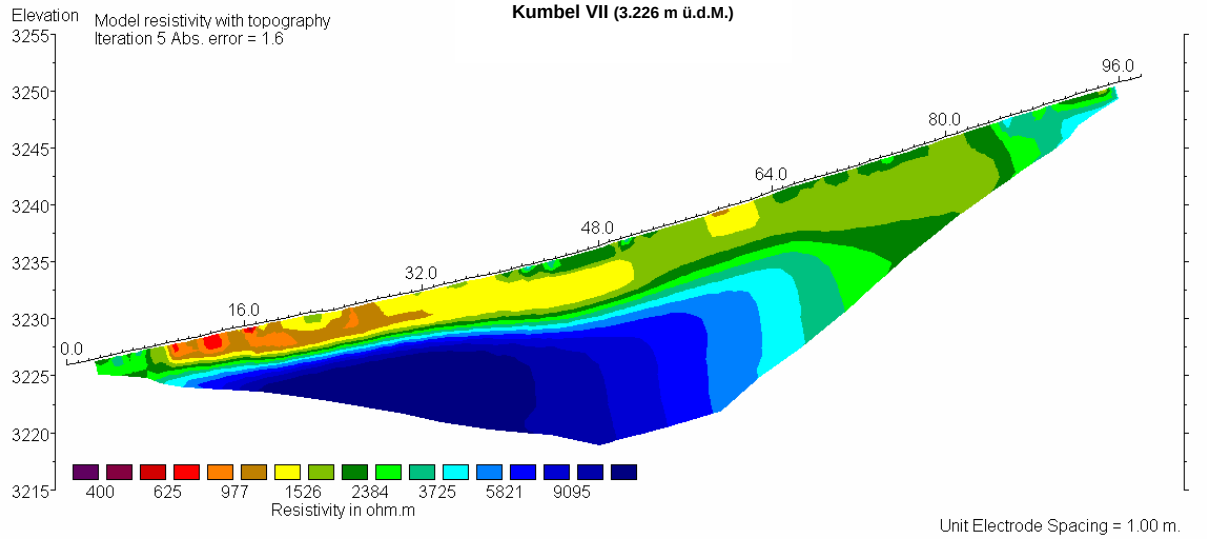
Kumbel IV (2.954 m ü.d.M.)

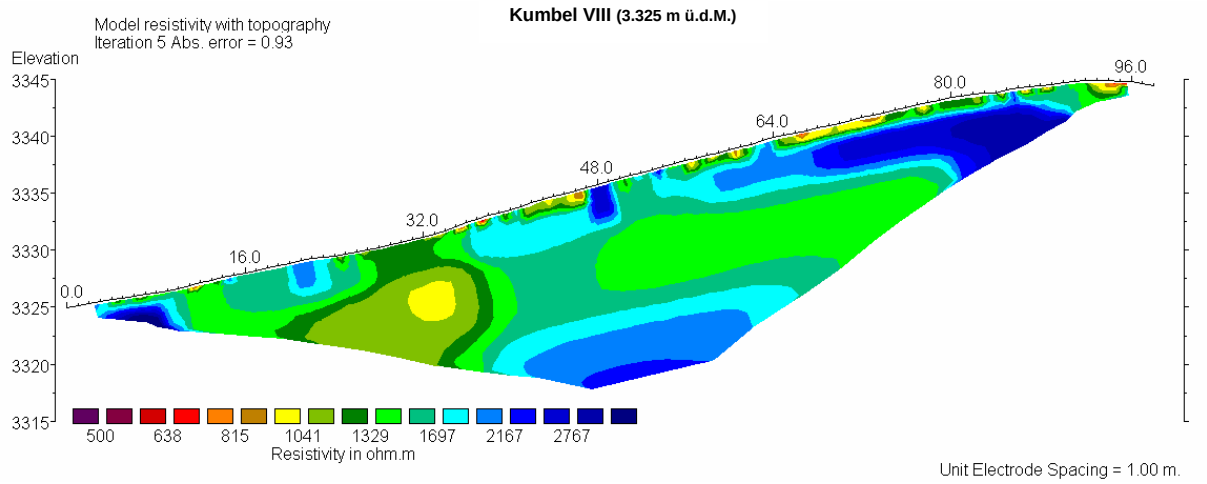


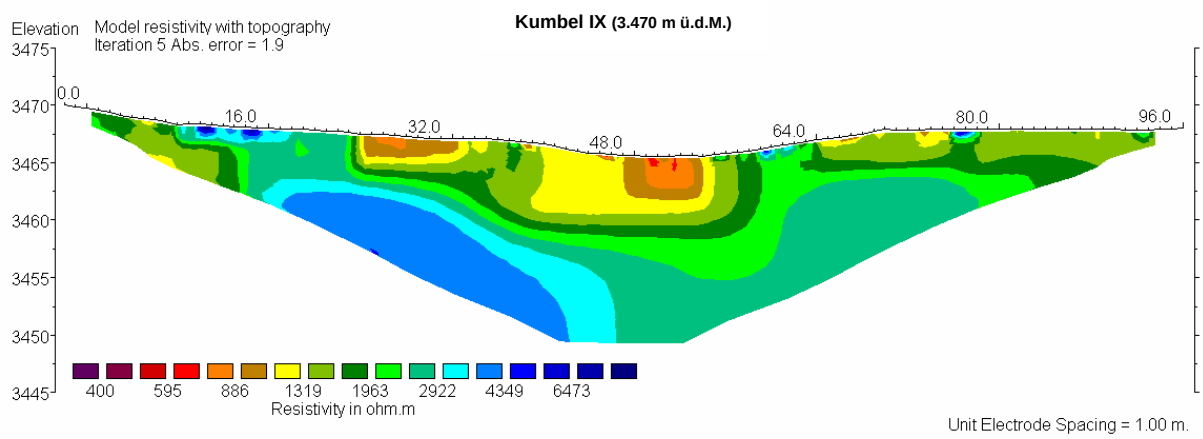
Kumbel V (2.996 m ü.d.M.)

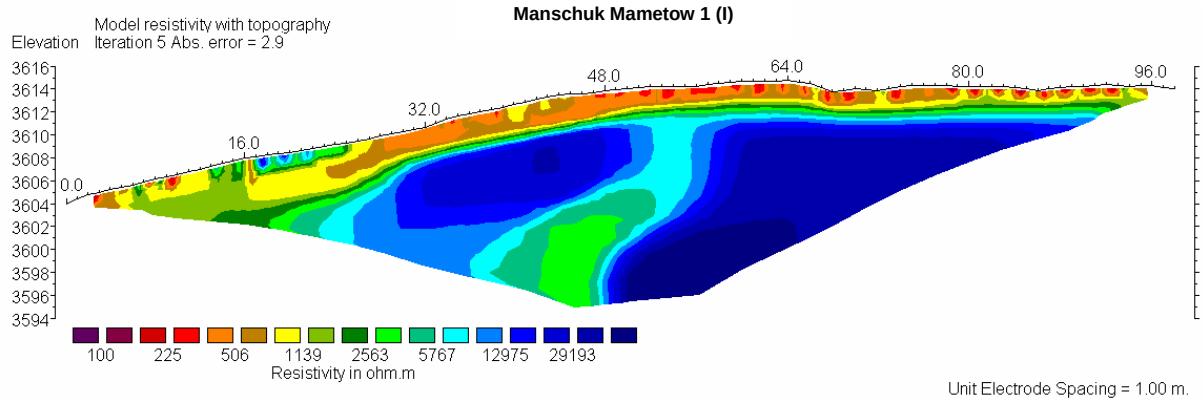


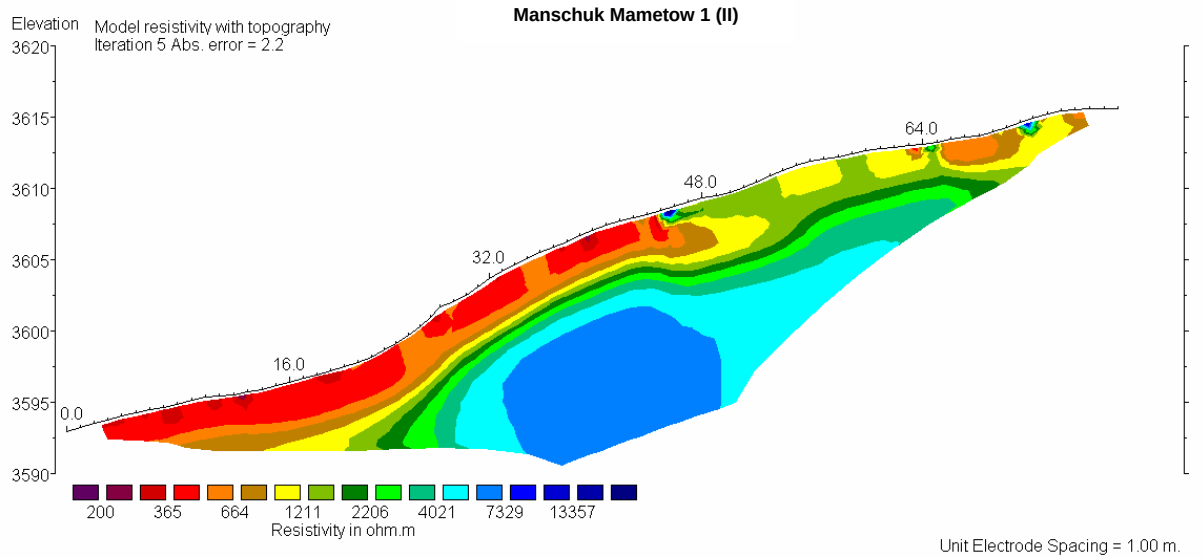

Kumbel VI (3.097 m ü.d.M.)
Elevation
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 2.0
3115
3110
3105
3100
3095
3090
3085
0.0
16.0
32.0
48.0
64.0
80.0
96.0
400
595
886
1319
1963
2922
4349
6473
Resistivity in ohm.m
Unit Electrode Spacing = 1.00 m.

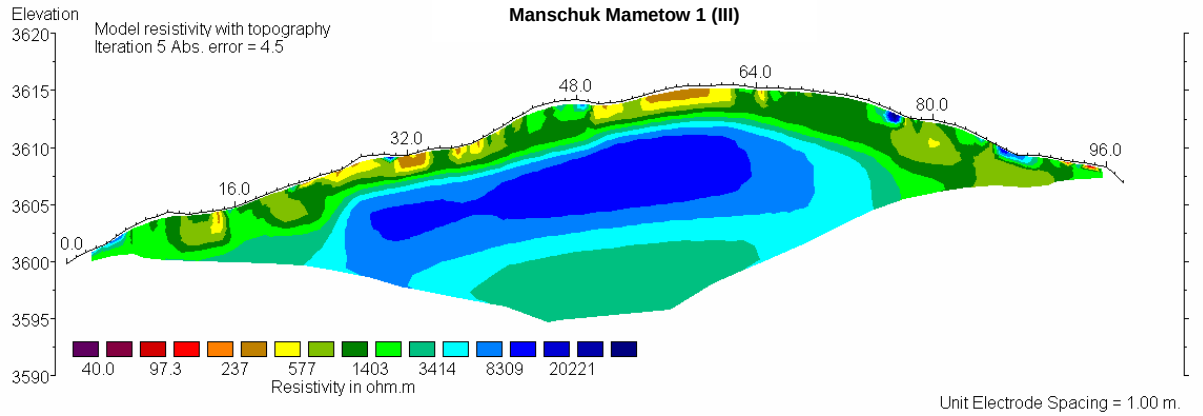

Kumbel VII (3.226 m ü.d.M.)
Elevation
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 1.6
3255
3250
3245
3240
3235
3230
3225
3220
3215
0.0
16.0
32.0
48.0
64.0
80.0
96.0
400
625
977
1526
2384
3725
5821
9095
Resistivity in ohm.m
Unit Electrode Spacing = 1.00 m.


Kumbel VIII (3.325 m ü.d.M.)
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 0.93
Elevation
3345
3340
3335
3330
3325
3320
3315
0.0
16.0
32.0
48.0
64.0
80.0
96.0
500
638
815
1041
1329
1697
2167
2767
Resistivity in ohm.m
Unit Electrode Spacing = 1.00 m.

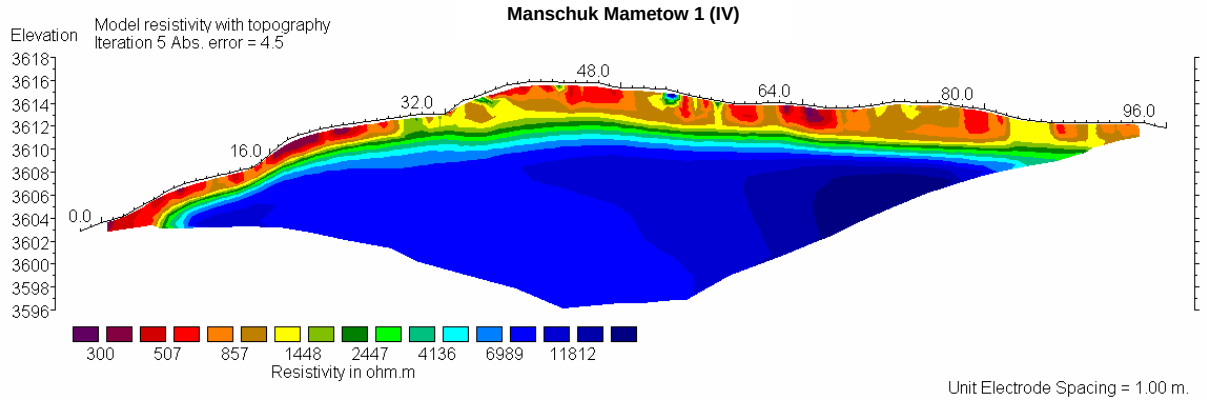

Kumbel IX (3.470 m ü.d.M.)
Elevation
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 1.9
3475
3470
3465
3460
3455
3450
3445
0.0
16.0
32.0
48.0
64.0
80.0
96.0
400 595 886 1319 1963 2922 4349 6473
Resistivity in ohm.m
Unit Electrode Spacing = 1.00 m.


Manschuk Mametow 1 (I)
Elevation
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 2.9
3616
3614
3612
3610
3608
3606
3604
3602
3600
3598
3596
3594
0.0
16.0
32.0
48.0
64.0
80.0
96.0
100 225 506 1139 2563 5767 12975 29193
Resistivity in ohm.m
Unit Electrode Spacing = 1.00 m.


Manschuk Mametow 1 (II)
Elevation
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 2.2
3620
3615
3610
3605
3600
3595
3590
0.0
16.0
32.0
48.0
64.0
200 365 664 1211 2206 4021 7329 13357
Resistivity in ohm.m
Unit Electrode Spacing = 1.00 m.

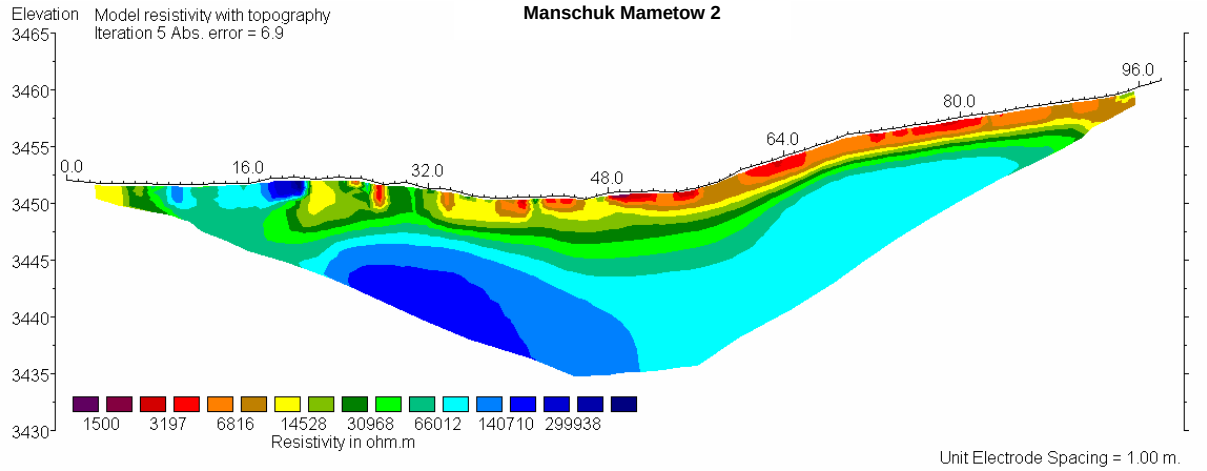

Manschuk Mametow 1 (III)
Elevation
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 4.5
3620
3615
3610
3605
3600
3595
3590
0.0
16.0
32.0
48.0
64.0
80.0
96.0
40.0 97.3 237 577 1403 3414 8309 20221
Resistivity in ohm.m
Unit Electrode Spacing = 1.00 m.

Manschuk Mametow 1 (IV)



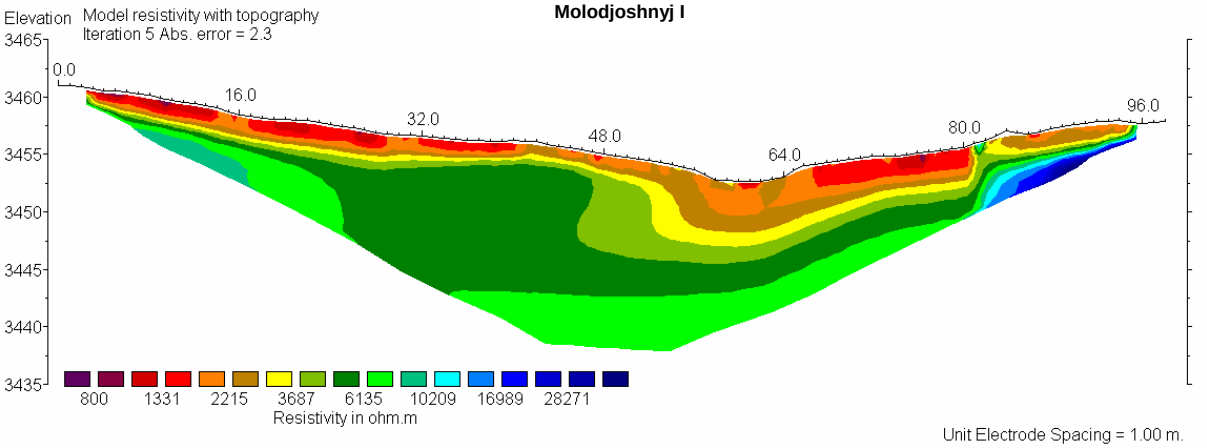
Unit Electrode Spacing = 1.00 m.

Manschuk Mametow 2



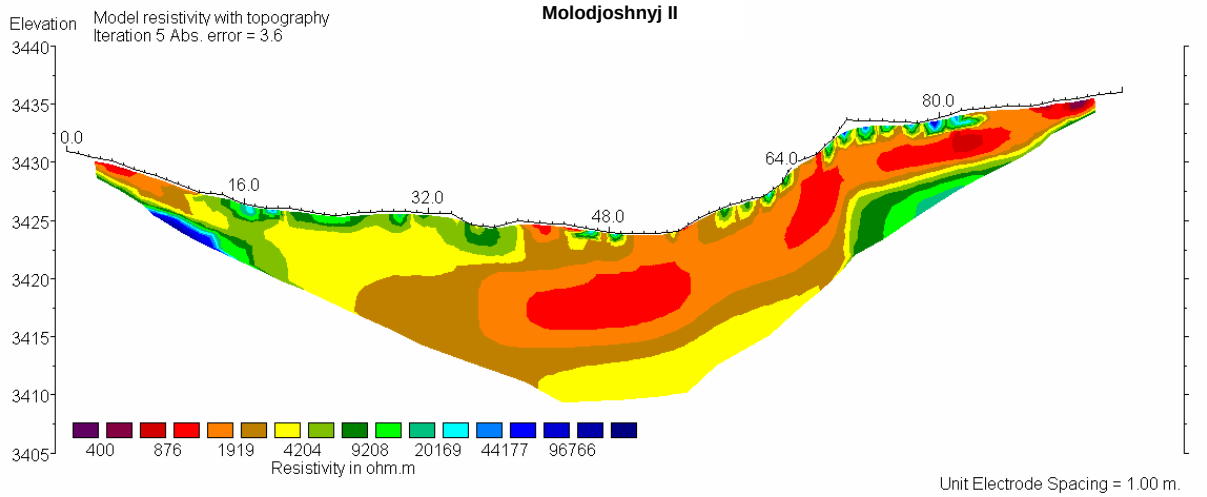
Unit Electrode Spacing = 1.00 m.

Molodjoshnyj I



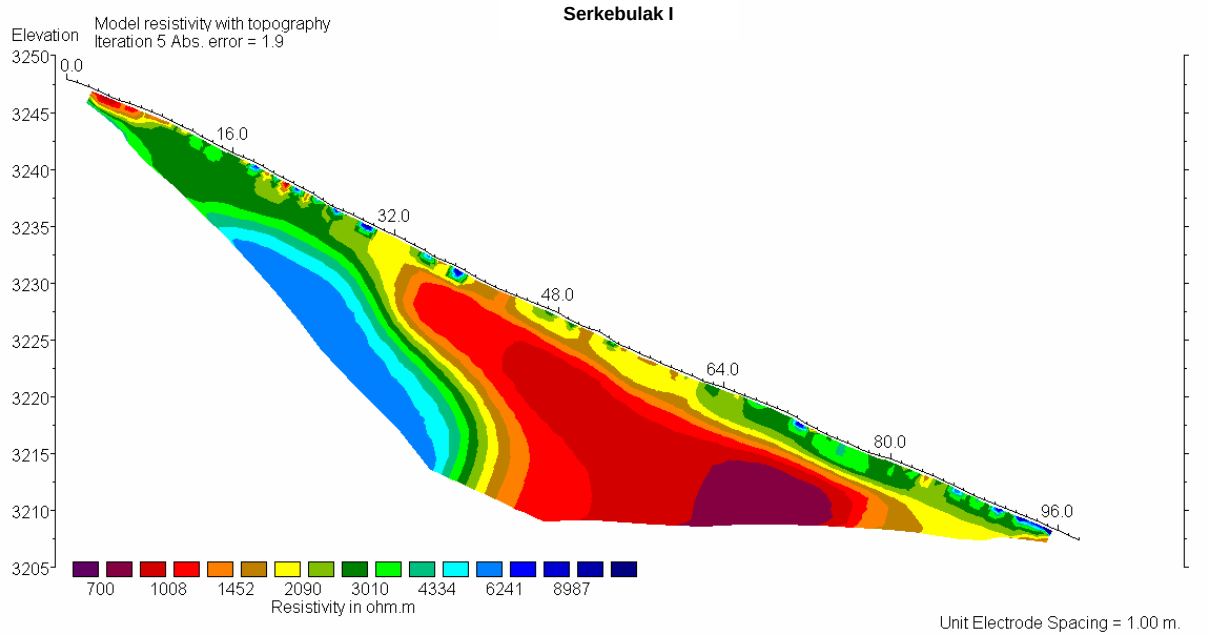
Unit Electrode Spacing = 1.00 m.

Molodjoshnyj II

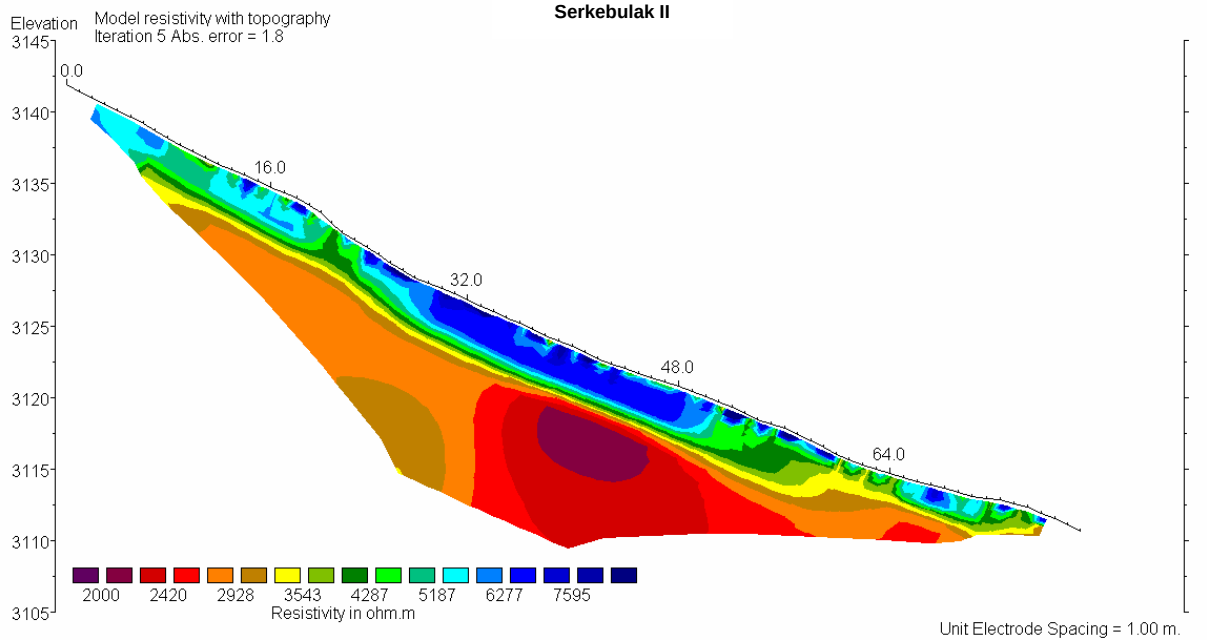


Unit Electrode Spacing = 1.00 m.

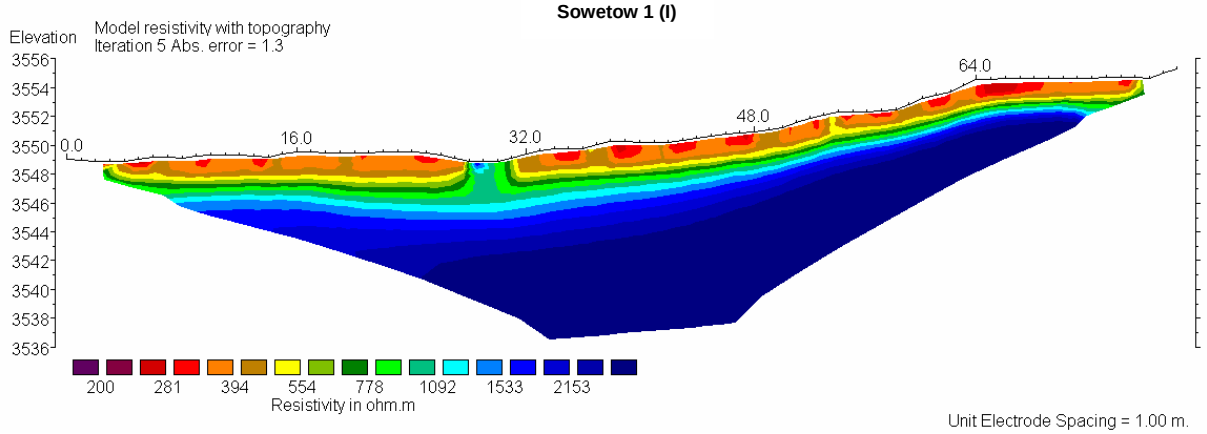
Serkebulak I



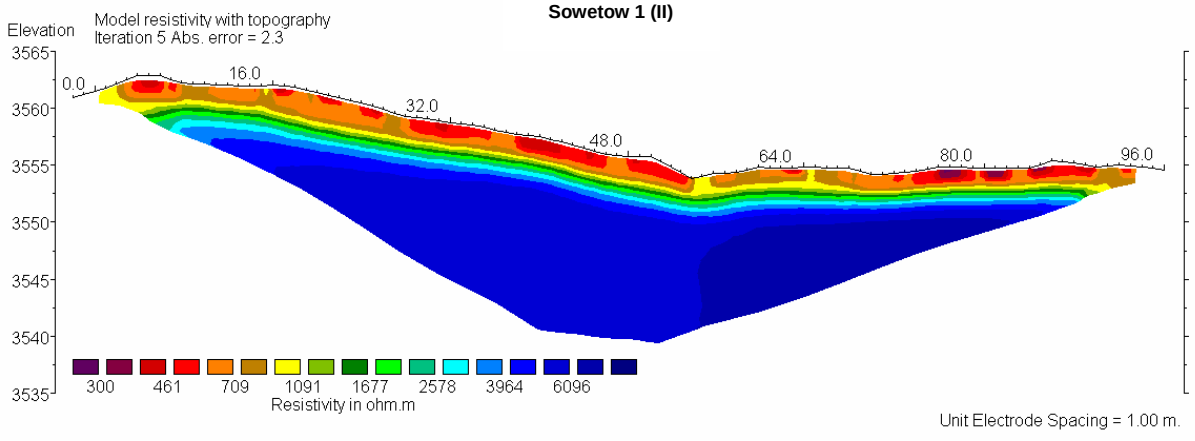
Serkebulak II



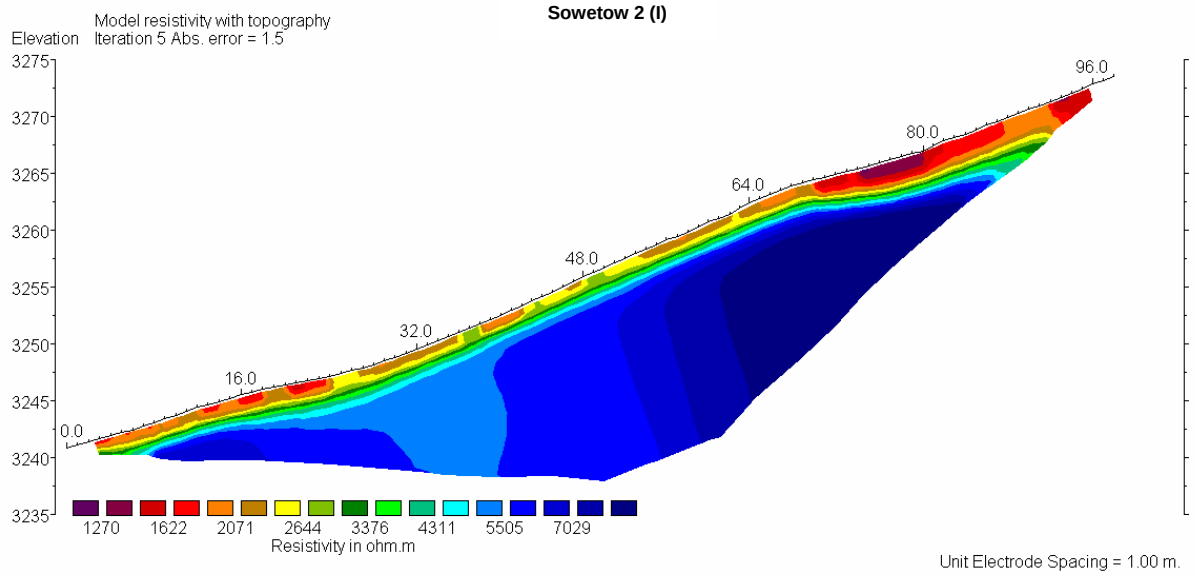
Sowetow 1 (I)



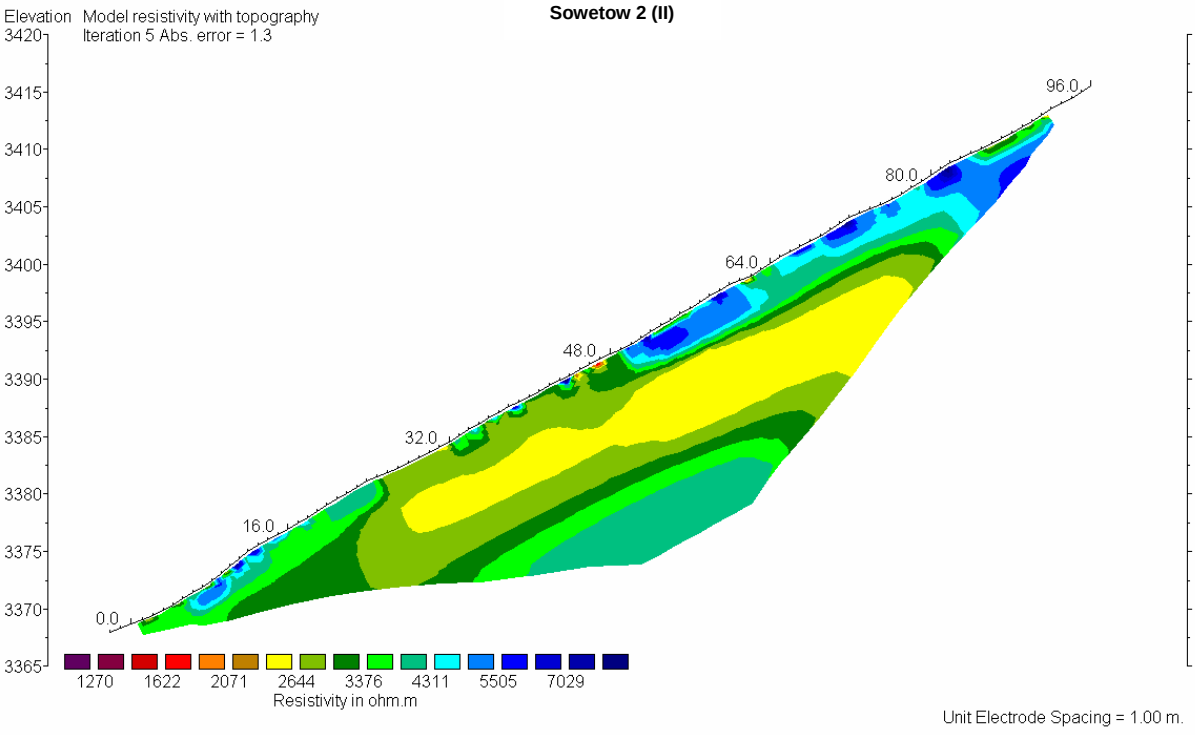
Sowetow 1 (II)

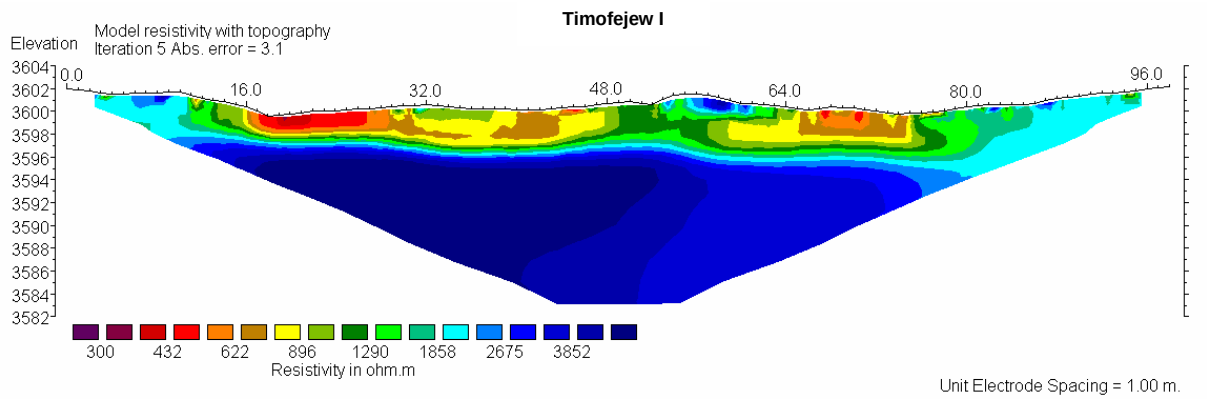


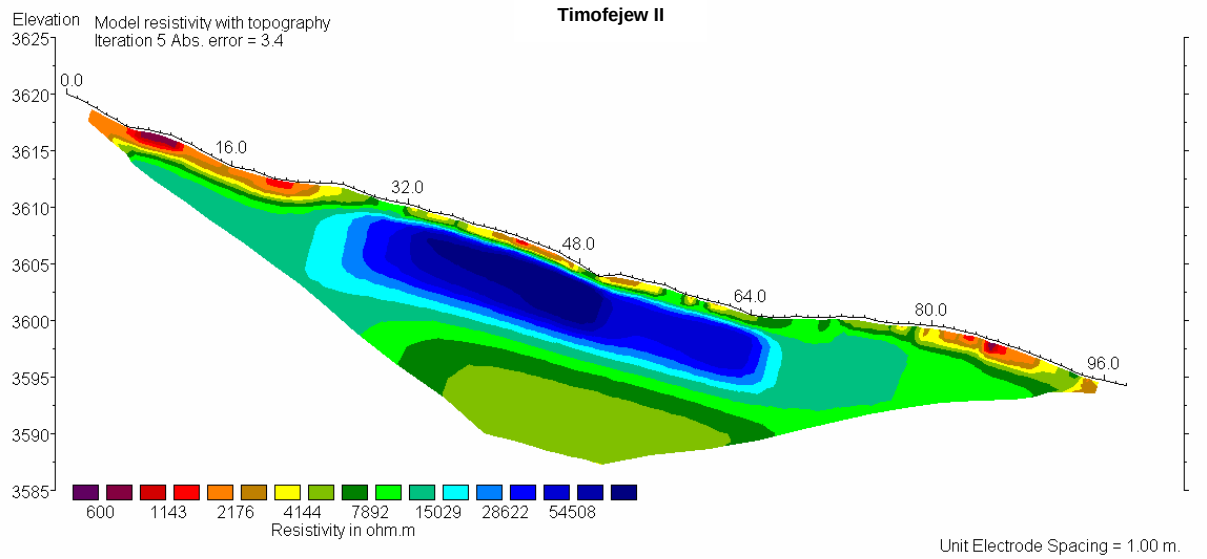
Sowetow 2 (I)

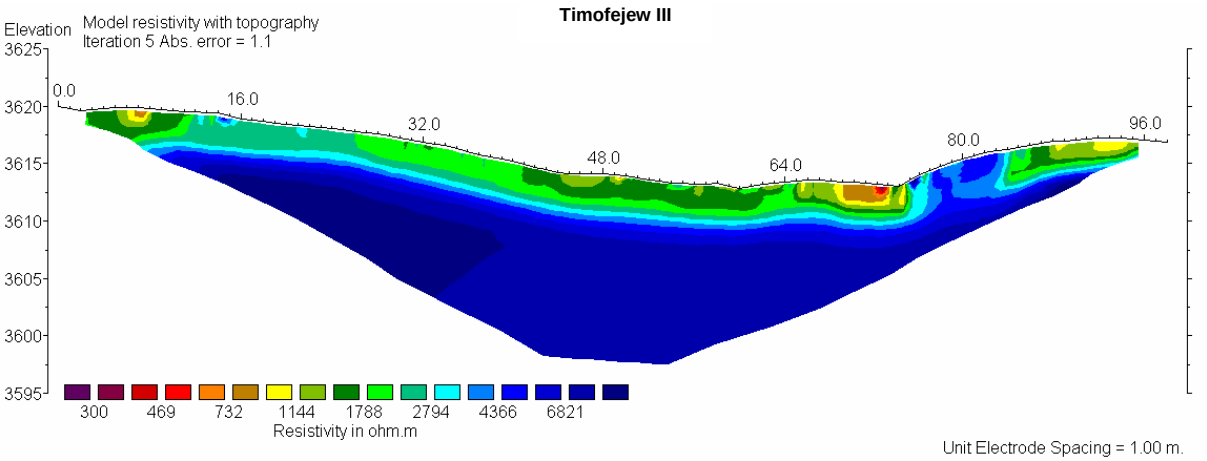


Sowetow 2 (II)

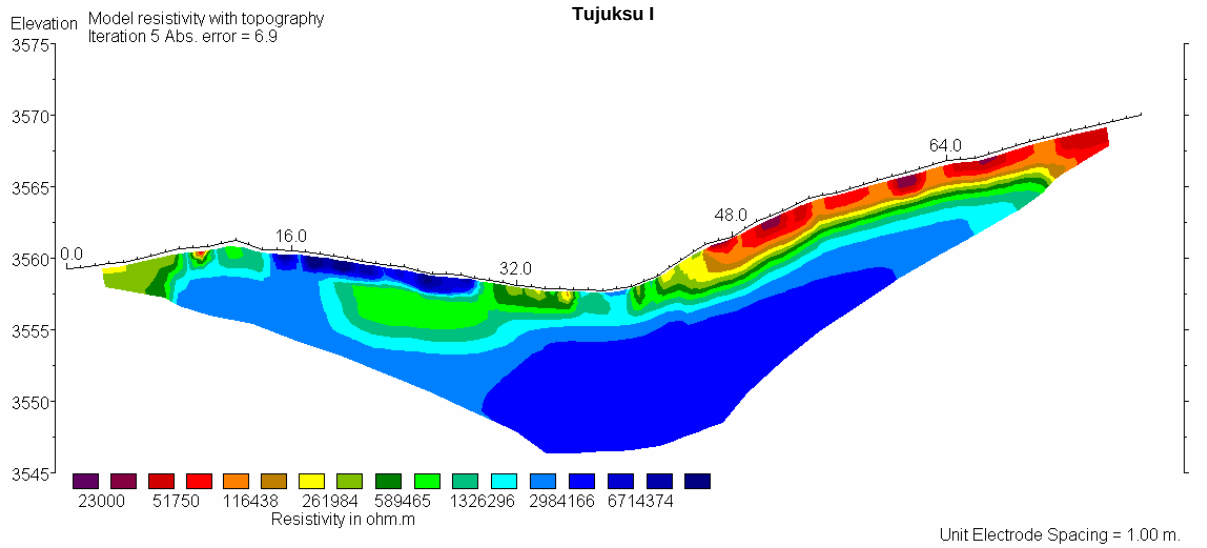



Timofejew I
Elevation
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 3.1
3604
3602
3600
3598
3596
3594
3592
3590
3588
3586
3584
3582
0.0
16.0
32.0
48.0
64.0
80.0
96.0
300
432
622
896
1290
1858
2675
3852
Resistivity in ohm.m
Unit Electrode Spacing = 1.00 m.

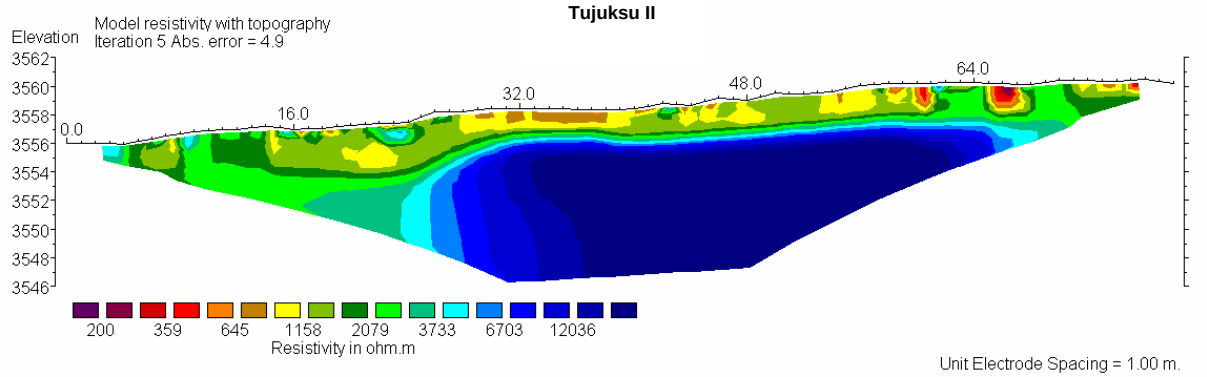

Timofejew II
Elevation
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 3.4
3625
3620
3615
3610
3605
3600
3595
3590
3585
0.0
16.0
32.0
48.0
64.0
80.0
96.0
600
1143
2176
4144
7892
15029
28622
54508
Resistivity in ohm.m
Unit Electrode Spacing = 1.00 m.


Timofejew III
Elevation
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 1.1
3625
3620
3615
3610
3605
3600
3595
0.0
16.0
32.0
48.0
64.0
80.0
96.0
300
469
732
1144
1788
2794
4366
6821
Resistivity in ohm.m
Unit Electrode Spacing = 1.00 m.

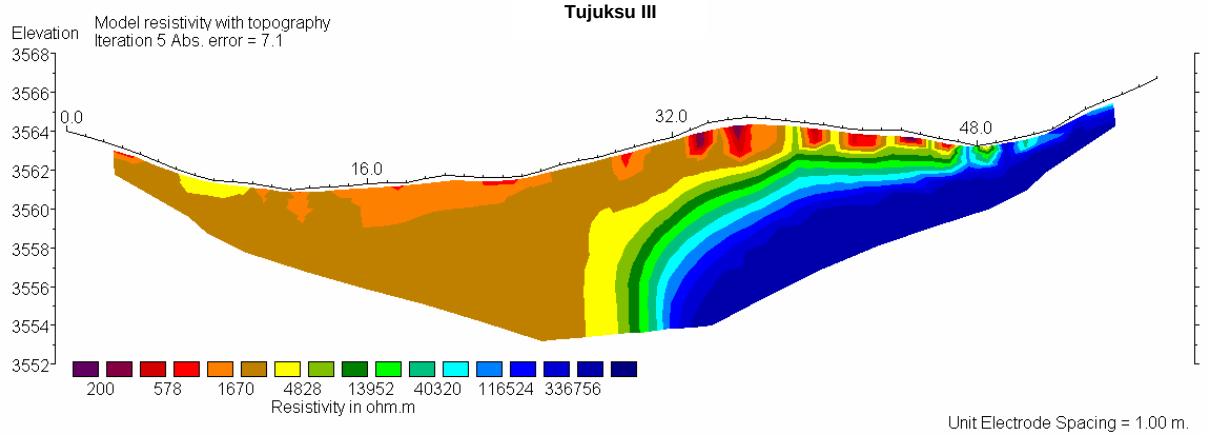
Tujuksu I



Tujuksu II



Tujuksu III



Profilbezeichnung	Interpretation	Lagebeschreibung/Datenbearbeitung	Messinformation und -parameter	
Ajusaj I	— WB der Widerstandsmessung reicht oberflächennah bis etwa 8.000 Ωm — in 2,5 - 5,0 m Tiefe ist ein deutlicher Übergang der Widerstände (1.700 Ωm) über das ganze Profil erkennbar, jedoch nehmen die Widerstandswerte mit zunehmender Tiefe ab → geringe Durchfeuchtung des Untergrunds in der Tiefe — mittig des Profils hebt sich ein Bereich mit ca. 600 Ωm hervor — Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen Permafrostzone → das Profil lässt jedoch keinen Permafrost erkennen	— Profil liegt mittig im Einzugsgebiet an einem nach Norden exponierten Hang — Einzugsgebiet ist von mehreren kleinen, periodisch wasserführenden Abflussrinnen durchschnitten — Murenanrisskante befindet sich unterhalb des Profils in ca. 150 m Entfernung — Oberfläche ist nahezu vollständig mit Gras bewachsen, ein Angießen war nicht nötig — WB = 650 - 7.700 Ωm mit 391 Datenpunkten und log1,19 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	17.07.2011 43,05518N | 76,89116E 3.235 | SSW-NNE 50 | 2 | 98
Ajusaj II	— Profil zeigt eine ähnliche Verteilung der Widerstände wie Profil Ajusaj I; hohe Widerstände oberflächennah und abnehmende Widerstände mit zunehmender Tiefe — deutet auf einen abnehmenden Feuchtegehalt des Untergrundes mit zunehmender Tiefe hin — Profil liegt nach GORBUNOV& SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) im Grenzbereich zur diskontinuierlichen Permafrostzone → jedoch ist der Untergrund entlang des Profils frostfrei	— Profil liegt unterhalb des Profils Ajusaj I in 50 m Entfernung zur Murenanrisskante — Oberfläche ist nahezu flächig mit Gras bewachsen → kein Angießen — hohe Widerstandswerte ausschließlich oberflächennah, somit für die Interpretation der Untergrundstruktur unberücksichtigt, für einen besseren Vergleich mit den Profilen Ajusaj I und Ajusaj III wurde die Skalierung angepasst (log1,19) — WB = 1.000 - 14.400 Ωm mit 392 Datenpunkten	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	17.07.2011 43,06065N | 76,89209E 3.185 | S-N 50 | 2 | 98
Ajusaj III	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) im Grenzbereich der diskontinuierlichen Permafrostzone — einzelne Bereiche sind oberflächennah durch höhere Widerstandswerte charakterisiert — eine durchgängige Abgrenzung der Widerstände ist nicht erkennbar — es dominieren flächig über das ganze Profil die Widerstände mit < 1.430 Ωm — Profil deutet keinen Permafrost an	— Profil befindet sich mittig im Einzugsgebiet an einem nach Norden exponierten Hang — Murenanrisskante befindet sich östlich des Profils in ca. 20 m Entfernung — Oberfläche ist nahezu flächig mit Gras bewachsen, ein Angießen war somit nicht nötig — WB = 700 - 7.400 Ωm mit 392 Datenpunkten und log1,19 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	17.07.2011 43,06505N | 76,89447E 3.150 | S-N 50 | 2 | 98
Artschaly	— unstrukturierte Widerstandsverteilung innerhalb des Profils — es dominieren Widerstandswerte < 1.500 Ωm — Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARCHENKO (2003) im Grenzbereich zur diskontinuierlichen Permafrostzone → jedoch ist der Untergrund entlang des Profils frostfrei	— Moränenoberfläche ist schwach in nordöstliche Richtung geneigt — Profil liegt mittig zwischen zwei Murenbahnen, mit jeweils ca. 30 m Abstand zu den Murenanrisskanten — Oberfläche ist vollständig mit Gras bewachsen → Elektroden mussten nicht angegossen werden — WB = 630 - 3.400 Ωm mit 385 Datenpunkten und log1,15 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	09.08.2011 43,01152N | 76,97995E 3.177 | W-E 50 | 2 | 98

Profilbezeichnung	Interpretation	Lagebeschreibung/Datenbearbeitung	Messinformation und -parameter	
Gorelnik	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone — durchgängig im Profil zeigt sich ein hochwiderständiger Bereich (> 2 kΩm) in 2 m Tiefe, im durchfeuchteten Bereich beginnt dieser erst in 5 - 6 m Tiefe — im Permafrostkörper variieren spezifische Widerstände bzw. Eisgehalte, welche gering und mit zunehmender Tiefe bis hoch zu bewerten sind	— Profil befindet sich im Senkenbereich der rezenten westexponierten Moräne des Gorelnik Gletschers — Höhe der Oberkante der umgebenden Moräne beträgt etwa 30 m — Profil beginnt unmittelbar am Ufer des Untersuchungsobjektes S4-Gorelnik — Oberfläche ist mit kleineren Blöcken und feinerem Material bedeckt, stellenweise (66 - 79 m PL) steht das Wasser bzw. ist das Feinsubstrat stark durchfeuchtet → Elektroden wurden nicht angegossen — WB = 0,1 - 49,5 kΩm mit 391 Datenpunkten und log1,42 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	06.08.2011 43,04543N | 77,04857E 3.589 | E-W 50 | 2 | 98
Karnisnyj	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone — deutliche Abgrenzung eines hochwiderständigen Bereiches (3.870 Ωm) durchgängig in 5 m Tiefe des Profils — kann als Permafrost mit sehr geringem Eisgehalt interpretiert werden — es hebt sich im Permafrostkörper ein Bereich mit höheren spezifischen Widerständen (8 kΩm) hervor, was auf einen höheren Eisgehalt hindeutet	— Profil befindet sich auf der rezenten westexponierten Moräne des Gletschers Karnisnyj, am Ufer des Untersuchungsobjektes S1-Karnisnyj — Profil verläuft entlang des Moränengrats und quert zwischen 34 m und 36 m senkrecht den Oberflächenabfluss des Sees — S1-Karnisnyj liegt südöstlich des Profils in 10 m Entfernung und max. 15 m tiefer von der gemessenen Oberfläche — grobblockiges Moränenmaterial, vereinzelt sandige Bereiche → alle Elektroden wurden angegossen — WB = 200 - 10.300 Ωm mit 392 Datenpunkten und log1,27 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	19.08.2010 43,02207N | 76,94722E 3.513 | NE-SW 50 | 2 | 98
Kosmosstation 1	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen Permafrostzone — Temperaturmessungen am Messpunkt "Lawinka K70" im September 2010 zeigen zwischen 3,30 m und 3,40 m beginnende Bodengefrornis an — bei 48 m Länge und in ca. 3,50 m Tiefe zeichnet sich ein widerständiger Bereich mit > 6 kΩm ab — anthropogen bedingte Störung in gleicher Tiefe bei 56 m des Profils — Eisgehalt des gefrorenen Untergunds wird in der Karte von SEVERSKIJ & GORBUNOV (1978) zwischen 10 - 20 % angegeben — diffuse Übergänge des Widerstands seitlich des hochwiderständigen Bereiches, verdeutlichen punktuelles Vorkommen des Permafrostes	— Profil liegt quer zum Sattel, welcher zugleich die Wasserscheide der Einzugsgebiete der Täler Prochodnaja und Ulken Almaty bildet — bei 51 m PL und in 5 m Abstand liegt der Messpunkt "Lawinka K70" — ober- und unterirdische Wasserleitungen queren das Profil — gute Elektrodenankopplung bei mäßiger Grasbedeckung, Vernässungsbereich zwischen 40 m und 50 m PL — schlechte Ankopplung zwischen 51 m und 55 m PL, da verdichteter Weg → Elektroden wurden angegossen — während der Messung leichter Nieselregen — WB = 0,1 - 140 kΩm mit 392 Datenpunkten und log1,46 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	18.08.2010 43,04065N | 76,94485E 3.342 | NE-SW 50 | 2 | 98

Profilbezeichnung	Interpretation	Lagebeschreibung/Datenbearbeitung	Messinformation und -parameter	
Kosmosstation 2	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen Permafrostzone — Temperaturmessungen an benachbarten Bohrmesspunkten im September 2009 zeigten eine Bodengefrornis in 5 m bzw. 6 m Tiefe — mittig im Profil in 2 m Tiefe hoher Widerstandsbereich mit > 3 kΩm → dieser Bereich eher kein Permafrost, da sich dieser zu dicht unterhalb der Erdoberfläche befindet — ebenso in 6 m Tiefe zwischen 10 m und 40 m des Profils Widerstandsbereich mit > 5 kΩm → dies würde mit Messwerten des Messpunktes „Stolowaja“ korrespondieren — Profildarstellung lässt keine eindeutige Interpretation von Permafrost zu	— Profil liegt horizontal inmitten der Kosmosstation und entlang des stark verdichteten Weges → schlechte Ankopplung, teilweise wurden die Elektroden angegossen — 1. Elektrode liegt am Wohnheim und endet am Wasserspeicherturm — bei 15 m und in 15 m Abstand befindet sich Messpunkt "Stolowaja" — bei 45 m und in 8 m Abstand befindet sich Messpunkt "Eling" — Messung erfolgte nach Regen → teils aufgeweichter Weg mit stehenden Pfützen ab 76 m bis Profilende → dort gute Ankopplung — WB = 53 - 8.850 Ωm mit 390 Datenpunkten und log1,37 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	18.08.2010 43,04295N | 76,94382E 3.332 | NW-SE 50 | 2,5 | 122,5
Kosmosstation 3 (I)	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen Permafrostzone — Eisgehalt nach SEVERSKIJ & GORBUNOV (1978) < 10 % — MARČENKOS Daten zeigen beginnenden gefrorenen Untergund in 4,2 m Tiefe — Widerstandswerte stimmen mit Werten von NEMOV (1979, 1993) überein — linsenhafter lokaler Permafrostkörper mit geringer Tiefenerstreckung und geringem Eisgehalt — zwischen 70 m und 73 m zeichnen sich quer zum Profil verlaufende Wasser- oder Stromleitungen knapp unterhalb der Oberfläche ab	— Profil liegt an einem nach Osten schwach geneigem Hang — bei 53 m PL und in 3 m Abstand befindet sich Messpunkt „K2 Cosmostation“ von MARČENKO — Oberfläche mit Gras bedeckt → kein Angießen der Elektroden — bei 39 m PL kreuzt Profil Kosmosstation 3 (II) — WB = 40-4.600 Ωm mit 392 Datenpunkten und log1,4 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	18.08.2010 43,04328N | 76,94516E 3.321 | NE-SW 50 | 2 | 98
Kosmosstation 3 (II)	— am nordwestlichen Profilende zeigt sich ein oberflächennaher Vernässungsbereich mit geringen Widerständen — mittig in 5 m Tiefe 2 kΩm = Permafrostlinse mit geringem Eisgehalt — Permafrostkörper zeichnet sich am rechten Profilrand deutlich ab — auch hier Permafrost mit sehr geringem Eisgehalt	— Profil kreuzt mittig das Profil Kosmosstation 3 (I) — Oberfläche mit Gras bedeckt, ab 64 m PL Vernässungsbereich → kein Angießen der Elektroden — WB = 38 - 10.000 Ωm mit 392 Datenpunkten und log1,4 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	19.08.2010 43,04341N |76,94605E 3.316 | SE-NW 50 | 2 | 98

Profilbezeichnung	Interpretation	Lagebeschreibung/Datenbearbeitung	Messinformation und -parameter	
Kumbel I	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der inselhaften Permafrostzone — durchgängig im Profil in 1 - 2 m Tiefe ist eine scharfe Abgrenzung des > 5 kΩm widerständigen Bereiches erkennbar — dieser kann jedoch nicht als Permafrost interpretiert werden, da dieser zu nah an die Oberfläche reicht, was für diese Höhenlage selbst in nordexponierten Lagen unwahrscheinlich erscheint, zudem weist dieser Bereich keine flächige Verbreitung auf — möglicherweise ist dieser Effekt in der Darstellung durch das Entfernen der ersten Datenebene bedingt — mit vergleichbaren Profilen (Kosmosstation 3 (I+II)) bei ähnlicher Oberflächenbedeckung, Neigung und Exposition, jedoch höher gelegen, reicht der Permafrostkörper lediglich bis 4,5 m Tiefe an die Oberfläche — inwiefern es sich bei den drei hochwiderständigen Bereichen (> 9 kΩm) in etwa 4 m Tiefe um einzelne Permafrostkörper handelt bzw. um größere Gesteinsblöcke, kann nicht eindeutig geklärt werden. — möglicherweise deuten diese Bereiche saisonale Gefrornis an	— Profil befindet sich auf einer pleistozänen nordexponierten Moräne, mittig zwischen zwei Murenbahnen (in je 30 m Abstand) — Murenbahnen laufen in 20 m Entfernung unterhalb des Profils zusammen — Oberfläche durchgängig mit dichtem Gras bewachsen → kein Angießen — stellenweise Zusammenhäufung mehrerer großer Steine knapp unter der Oberfläche — erste Datenebene wurde vollständig entfernt — WB = 640 - 9.000 Ωm mit 369 Datenpunkten und log1,22 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	11.08.2010 43,07288N | 77,02466E 2.838 | N-S 50 | 2 | 98
Kumbel II	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der inselhaften Permafrostzone — zwischen 48 m und 78 m der PL zeichnet sich in ca. 3 m Tiefe ein Bereich mit höheren Widerständen ab (4.300 Ωm) — eindeutige Interpretation des Bereiches als Permafrost ist nicht möglich — es ist hierbei nicht ausgeschlossen, dass es sich um einen Gesteinskörper handelt	— Profil befindet sich auf einer pleistozänen nordexponierten Moräne — östlich des Profils, in 30 m Entfernung, befindet sich der Murenanriss — Oberfläche durchgängig mit dichtem Gras bewachsen → kein Angießen — erste Datenebene weist sehr niederige Widerstandswerte auf — WB = 1.100 - 4.500 Ωm mit 391 Datenpunkten und log1,22 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	07.08.2011 43,06716N | 77,02129E 2.912 | NW-SE 50 | 2 | 98
Kumbel III	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der inselhaften Permafrostzone — nahezu durch das ganze Profil zeichnet sich in ca. 2 m Tiefe ein höherer Widerstandsbereich ab — die Existenz von Permafrost kann ausgeschlossen werden, da durch die ost- und westexponierten Hänge die Wärme tief in den Moränenkörper geleitet wird	— Profil befindet sich auf einer pleistozänen Moräne und verläuft entlang des Grats dieser Moräne, welche in N-S Richtung orientiert ist — die Hangbereiche der Moräne, links- und rechtseitig des Profils, sind somit west- und ostexponiert — östlich des Profils in 30 m Entfernung befindet sich der Murenanriss — Oberfläche ist vollständig mit Gras bewachsen → kein Angießen — erste Datenebene weist niedrigere Widerstandswerte auf — WB = 400 - 10.600 Ωm mit 390 Datenpunkten und log1,22 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	11.08.2010 43,07096N | 77,02681E 2.918 | N-S 50 | 2 | 98

Profilbezeichnung	Interpretation	Lagebeschreibung/Datenbearbeitung	Messinformation und -parameter	
Kumbel IV	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der inselhaften Permafrostzone — ab 48 m der PL zeichnet sich in ca. 5 m Tiefe ein Bereich mit höheren Widerständen (4.000 Ωm) ab — Profilanfang auf leicht geneigtem nach Süden exponierten Hang weist dahingehend keine deutliche Differenzierung der Widerstände auf — Bereich am Profilende (nordostexponiert) kann dennoch nicht eindeutig als Permafrost interpretiert werden	— Profil befindet sich auf einer pleistozänen Moräne — westlich des Profils in 20 m Entfernung befindet sich der Murenanriss — Oberfläche ist nahezu vollständig mit Gras bewachsen, vereinzelt liegen große Blöcke auf der Oberfläche → kein Angießen — WB = 260 - 9.300 Ωm mit 389 Datenpunkten und log1,22 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	11.08.2010 43,06735N | 77,02518E 2.954 | N-S 50 | 2 | 98
Kumbel V	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der inselhaften Permafrostzone — ab 28 m der PL zeichnet sich in ca. 2 m Tiefe ein Bereich mit höheren Widerständen (4.000 Ωm) ab — zu dicht an der Oberfläche, als dass dieser Bereich als Permafrost interpretiert werden kann	— Profil befindet sich auf einer pleistozänen Moräne — westlich des Profils in 60 m Entfernung fließt der Fluss Kumbel — Profil liegt nicht in unmittelbarer Nähe der Murenbahn — Oberfläche ist nahezu vollständig mit Gras bewachsen, vereinzelt liegen große Blöcke auf der Oberfläche → kein Angießen — da sich die hohen Widerstandswerte ausschließlich oberflächennah befinden und somit für die Interpretation der Untergrundstruktur unberücksichtigt bleiben können, wurde für einen besseren Vergleich mit den Profilen Kumbel I-IV die Skalierung angepasst (log1,22) — WB = 440 - 12.900 Ωm mit 388 Datenpunkten	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	11.08.2010 43,06178N | 77,02826E 2.996 | N-S 50 | 2 | 98
Kumbel VI	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der inselhaften Permafrostzone — kein deutlicher Übergang zu verschieden hohen Widerstandsbereichen — Existenz von Permafrost kann durch Nähe zum Terrassenrand ausgeschlossen werden, da am westexponierten Terrassenhang die Wärme tiefer in den Untergrund geleitet wird	— Profil befindet sich auf einer Terrasse in ca. 200 m Entfernung des Flusses Kumbel — Terrassenrand liegt in ca. 15 m Entfernung — Oberfläche durchgängig mit dichtem Gras bewachsen, jedoch weniger dicht wie bei den Profilen Kumbel I-V → kein Angießen — Anpassung der Skalierung für bessere Vergleichsmöglichkeit — WB = 500 - 13.800 Ωm mit 389 Datenpunkten und log1,22 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	13.08.2010 43,06005N | 77,03158E 3.097 | N-S 50 | 2 | 98
Kumbel VII	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen Permafrostzone — vom Profilanfang bis etwa 60 m PL deutlicher Anstieg der Widerstände in 5 - 6 m Tiefe bis auf ca. 14 kΩm — Bereich kann eindeutig als Permafrost mit geringem Eisgehalt interpretiert werden	— Profil wurde im Übergangsbereich der sich östlich des Flusses Kumbel befindlichen Terrasse und dem angrenzenden Hangbereich angelegt — Hang ist nach Westen exponiert, Terrassenrand ist 30 m entfernt — auf der Oberfläche befinden sich vereinzelt große Blöcke auf einer geschlossenen Grasdecke → kein Angießen — WB = 400 - 16.100 Ωm mit 392 Datenpunkten und log1,25 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	12.08.2010 43,05446N | 77,03380E 3.226 | NW-SE 50 | 2 | 98

Profilbezeichnung	Interpretation	Lagebeschreibung/Datenbearbeitung	Messinformation und -parameter	
Kumbel VIII	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen Permafrostzone — gesamter Wertebereich des spezifischen Widerstands 500 Ωm bis 3.800 Ωm ist zu gering, als dass sich entlang des Profils Permafrost befindet — einziger Bereich mit den höchsten Widerstandswerten befindet sich ab 60 m PL in max. 2 m Tiefe — diese Struktur ist eher auf einen Gesteinsblock im Untergrund zurückzuführen	— Profil befindet sich im Übergangsbereich zwischen Terrasse und westexponiertem Hang — Terrassenrand liegt unterhalb des Profils in 20 m Entfernung — Oberfläche mit Gras bewachsen, oberer Bereich etwa ab 60 m PL dichtere Grasdecke → kein Angießen — vereinzelt liegen große Blöcke auf der Oberfläche — WB = 500 - 3.800 Ωm mit 389 Datenpunkten und log1,13 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	12.08.2010 43,05071N | 77,03501E 3.325 | N-S 50 | 2 | 98
Kumbel IX	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen Permafrostzone — im Profil zeichnet sich keine Struktur ab, die auf Permafrost hindeutet (gleichmäßige Übergänge zu verschieden hohen Widerstandsbereichen)	— Profil befindet sich in 15 m Entfernung zu den jüngeren Moränen der Gletscher Gorelnik, Sowetow und Lokomotiv — die stark geneigte Moräne ähnelt einer aktiven Blockgletscherfront — der gesamte Bereich ist nahezu eben, das Profils durchquert mittig einen Vernässungsbereich — ab 66 m PL ist ein anthropogen aufgeschütteter und begradigter ebener Bereich aus feinem Substart — Oberfläche des restlichen Profils ist nur gering mit Gras bedeckt, mehrere große Blöcke liegen an der Oberfläche → alle Elektroden wurden angegossen — Anpassung der Skalierung für bessere Vergleichsmöglichkeit — WB = 570 - 9.300 Ωm mit 389 Datenpunkten und log1,22 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	12.08.2010 43,04585N | 77,03578E 3.470 | N-S 50 | 2 | 98
Manschuk Mametow 1 (I)	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone — in unmittelbarer Nähe des Profils wurde der oberflächliche Abfluss zur Seespiegelabsenkung eingetieft, in etwa 2 m Tiefe zeigte sich massives Eis mit Moränenmaterial — nach Untersuchungen von GORBUNOV et al. (1998:572) beträgt der Eisgehalt ab 2,25 m Tiefe in diesem Bereich bis zu 60 % — ab 20 m PL zeigt sich ein 2 - 6 m mächtiger Blockmantel, der sich vom hochwiderständigen Bereich (ca. 4 kΩm) abgrenzen lässt — Variabilität der Messwerte innerhalb des Permafrostkörpers durch unterschiedliche Eisgehalte — hohe Eisgehalte (mögliche Eislinsen) in den Bereichen mit Widerstandswerten von > 20 kΩm — gute Übereinstimmung der Widerstandswerte nach Untersuchungen von NEMOV (zitiert in GORBUNOV 1979:28)	— Profil befindet sich auf der rezenten Moräne des Gletschers Manschuk Mametow, verläuft auf dem Höhenzug der Moräne und liegt nahezu parallel zum Abfluss — nordwestlich in 40 m Entfernung und 30 m tiefer von der gemessenen Oberfläche liegt das Untersuchungsobjekt S6-Manschuk Mametow — 1. Elektrode liegt am tiefsten Punkt (in Abflussrichtung) — Oberfläche ist mit Schutt bedeckt → Angießen der Elektroden — Gesamtform der Moräne ähnelt in den Randbereichen einem Blockgletscher — teilweise geringfügiger Versatz der Elektroden senkrecht zum Profil — Profil Manschuk Mametow 1 (II) läuft spitz zum Profil Manschuk Mametow 1 (I) zu und endet dort bei 36 m — WB = 90 - 100.000 Ωm mit 392 Datenpunkten und log1,5 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	02.08.2010 43,07765N | 77,09857E 3.604 | SW-NE 50 | 2 | 98

Profilbezeichnung	Interpretation	Lagebeschreibung/Datenbearbeitung	Messinformation und -parameter	
Manschuk Mametow 1 (II)	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone — mittig im Profil, zwischen 28 - 63 m PL, in 6 m Tiefe befindet sich ein Permafrostkörper (5 - 7,3 kΩm) mit geringem Eisgehalt — vorderer Bereich des Profils oberflächennah gute Leitfähigkeit, da es sich um sehr feinsubstratiges, teilweise bewachsenes Material handelt — Oberfläche scheint in diesem Bereich abgesenkt zu sein → frei von Permafrost	— Profil verläuft entlang der Stirn der Moräne in Fallrichtung, Moräne ist nach Süden exponiert — Profil in NNE Richtung folgend, in ca. 40 m Entfernung und 30 m tiefer von der gemessenen Oberfläche liegt das Untersuchungsobjekt S6-Manschuk Mametow — Oberfläche ist mit Blöcken bedeckt → alle Elektroden wurden mit Salzlösung angegossen — Profilbeginn verläuft mittig durch eine Senke (steiler Anstieg), möglicher Bereich des Austauens — schneidet das Profil Manschuk Mametow 1 (I) bei der drittletzten Elektrode — WB = 200 - 31.700 Ωm mit 247 Datenpunkten und log1,35 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	02.08.2010 43,07730N | 77,09825E 3.593 | SSW-NNE 40 | 2 | 78
Manschuk Mametow 1 (III)	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone — zwischen 26 m und 74 m PL, in 3 - 4 m Tiefe beginnender Bereich hoher spezifischer Widerstände (über 4 kΩm) — mittig, in etwa 4 m Tiefe, hochwiderständiger Bereich (bis 13 kΩm) → Permafrost mit geringem Eisgehalt, darunter liegen die spezifischen Widerstände über 3 kΩm — dieser Bereich kann als Permafrost interpretiert werden, jedoch mit sehr geringem Eisgehalt — höchste spezifische Widerstände sind oberflächennah bei den Elektroden auf dem Schneefeld zu erkennen	— Profil liegt quer zum Profil Manschuk Mametow 1 (I), Kreuzungspunkt bei 60 m — am Profilende befinden sich die vorletzten Elektroden auf einem Schneefeld — Profil in NW Richtung folgend in ca. 10 m Entfernung von der letzten Elektrode liegt das Untersuchungsobjekt S6-Manschuk Mametow — Oberfläche von groben Blöcken bedeckt, welche mit feinerem Material verfüllt sind → alle Elektroden wurden mit Salzlösung angegossen — WB = 30 - 61.000 Ωm mit 382 Datenpunkten und log1,56 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	03.08.2010 43,07729N | 77,09883E 3.600 | SE-NW 50 | 2 | 98
Manschuk Mametow 1 (IV)	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone — über das gesamte Profil in 4 - 5 m Tiefe zeigt sich ein Bereich mit hohen spezifischen Widerständen (über 4 kΩm) — Bereich kann als Permafrost mit geringem bis sehr geringen Eisgehalt (Zunahme zum nordwestlichen Profilrand) interpretiert werden	— Profil liegt quer zum Profil Manschuk Mametow 1 (I), Kreuzungspunkt bei 85 m PL — Profil in nordwestliche Richtung folgend und in ca. 20 m Entfernung von der letzten Elektrode liegt das Untersuchungsobjekt S6-Manschuk Mametow — Oberfläche von groben Blöcken bedeckt, welche mit feinerem Material verfüllt sind — WB = 250 - 19.500 Ωm mit 386 Datenpunkten und log1,3 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	03.08.2010 43,07751N | 77,09938E 3.603 | SE-NW 50 | 2 | 98

Profilbezeichnung	Interpretation	Lagebeschreibung/Datenbearbeitung	Messinformation und -parameter
Manschuk Mametow 2	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen Permafrostzone — generell hohe Widerstandswerte der Messung, hinsichtlich der Verteilung lässt sich eine Struktur erkennen — ab 17 m PL und in etwa 4 m Tiefe Übergang zum höherwiderständigen Bereich von > 15 kΩm — Bereich kann als Permafrost mit hohem bis sehr hohem Eisgehalt (bzw. begrabenes Eis) interpretiert werden, Eisgehalt nimmt zum nordwestlichen Profilrand zu — Orientierung hierfür gab der Aufschluss am Grotteneingang → dort zeigte sich in etwa 4 m Tiefe unterhalb der Erdoberfläche ein Bereich anstehenden Eis-Gestein-Gemischs, geschätzer Eisanteil in diesem Moränenmaterial etwa 40 - 50 %	— Profil befindet sich auf einer ebenen pleistozänen Moräne im Vorfeld der rezenten Moräne des Gletschers Manschuk Mametow — mittig und nordöstlich des Profils fließt der Abfluss unterirdisch in eine Grotte ab — Oberfläche ist mit groben Blöcken bedeckt, die nicht mit feinerem Material verfüllt sind — schwierige Ankopplung → Elektroden wurden angegossen — WB = 1,3 - 650 kΩm mit 369 Datenpunkten und log1,46 skalierter Darstellung	Messdatum: 30.08.2010 UTM-Koordinaten: 43,07765N | 76,09220E Höhe [m] ü.d.M. | PR: 3.452 | NW-SE EAZ | EAS [m] | PL [m]: 50 | 2 | 98
Molodjoshnyj I	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen Permafrostzone — durch das ganze Profil zeichnet sich in den oberen 3 - 5 m ein Bereich mit geringeren Widerstandswerten ab, darunter schließt sich ein Bereich mit höheren Widerstandswerten an — dieser kann ab Widerstandswerten von > 6 kΩm als Permafrost mit geringem Eisgehalt interpretiert werden — deutlich tiefer beginnt der Bereich zwischen 48 m und 80 m PL, an der Stelle kreuzt das Profil den Oberflächenabfluss des oberen Sees des Untersuchungsobjektes S5-Molodjoshnyj — zu den Rändern des Profils, vor allem am südöstlichen Rand, nehmen die spezifischen Widerstände bis auf > 30 kΩm zu, was auf einen hohen Eisgehalt an dieser Stelle schließen lässt — Asymmetrien der Widerstandsverteilung sind durch die unterschiedliche Exposition bedingt	— Profil befindet sich auf der rezenten Moräne im Vorfeld des Gletschers Molodjoshnyj — Gletschervorfeld ist nach Norden exponiert — südwestlich des Profils in 20 m Entfernung und max. 5 m tiefer von der gemessenen Oberfläche befindet sich das Untersuchungsobjekt S5-Molodjoshnyj — Oberfläche ist mit groben Moränenmaterial bedeckt → alle Elektroden wurden angegossen — zwischen 58 m und 62 m PL wird der Oberflächenabfluss des Moränensees gekreuzt — WB = 700 - 52.700 Ωm mit 389 Datenpunkten und log1,29 skalierter Darstellung	Messdatum: 04.08.2011 UTM-Koordinaten: 43,06361N | 77,07386E Höhe [m] ü.d.M. | PR: 3.461 | NW-SE EAZ | EAS [m] | PL [m]: 50 | 2 | 98
Molodjoshnyj II	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen Permafrostzone — hohe Widerstandswerte resultieren aus der teils lockeren Lagerung der großen Blöcke an der Oberfläche — von der Struktur der Widerstandsverteilung kann lediglich in den Randbereichen, 6 - 15 m und 70 - 87 m PL in 3 m bis 5 m Tiefe, auf die Existenz von Permafrost geschlussfolgert werden — diese Bereiche weisen einen geringen bzw. am östlichen Profilrand sehr hohen Eisgehalt auf — die unmittelbare Nähe zum unteren See des Untersuchungsobjektes S5-Molodjoshnyj und dessen Oberflächenabfluss erklären das Ausbleiben von Permafrost in diesem Bereich (Talikbereich) — unterhalb des Oberflächenabflusses sind die spezifischen Widerstandswerte durch die Durchfeuchtung besonders gering	— Profil befindet sich auf der rezenten Moräne des Gletschers Molodjoshnyj — südlich des Profils liegt das Untersuchungsobjekt S5-Molodjoshnyj, in der Mitte des Profils wird das Ufer tangiert — Oberfläche ist mit groben Blöcken, teils mit feinerem Material verfüllt, und mit sandigem Material bedeckt → alle Elektroden wurden angegossen — zwischen 50 m und 52 m PL wird der Oberflächenabfluss des Moränensees gekreuzt — WB = 300 - 153.000 Ωm mit 376 Datenpunkten und log1,48 skalierter Darstellung	Messdatum: 04.08.2011 UTM-Koordinaten: 43,06500N | 77,07673E Höhe [m] ü.d.M. | PR: 3.431 | E-W EAZ | EAS [m] | PL [m]: 49 | 2 | 96

Profilbezeichnung	Interpretation	Lagebeschreibung/Datenbearbeitung	Messinformation und -parameter	
Serkebulak I	— Profil liegt nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen Permafrostzone — Widerstandswerte bzw. die Struktur ihrer Verteilung zwischen 34 m und 82 m PL lassen auf einen größeren Gesteinskörper zwischen 64 m und 78 m PL schließen — lediglich zwischen 16 m und 45 m PL nehmen die spezifischen Widerstände ab 5 m Tiefe deutlich auf > 6 kΩm zu — trotz des weniger scharfen Übergangs kann es sich hierbei um einen Permafrostkörper mit sehr geringem Eisgehalt handeln	— Profil befindet sich im Hangbereich der Moräne des Gletschers Nr. 73 und Nr. 74 — Moränenkörper ist nach Norden exponiert — Profil endet am Fuß des Moränenkörpers, es schließt sich ein ebener Vernässungsbereich mit zum Teil stehendem Wasser an — Oberfläche ist mit Gras bedeckt, teils liegen große Blöcke auf der Oberfläche → kein Angießen der Elektroden — WB = 700 - 36.400 Ωm mit 391 Datenpunkten und log1,2 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	18.07.2011 43,03995N | 76,96049E 3.248 | S-N 50 | 2 | 98
Serkebulak II	— Profil befindet sich nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen bzw. inselhaften Permafrostzone — hohe Widerstandswerte sind lediglich oberflächennah, was auf eine lockere Lagerung der jeweiligen Bereiche zurückzuführen ist — in die Tiefe nehmen die spezifischen Widerstände auf 2 kΩm ab (in 7 m Tiefe zwischen 39 m und 47 m PL) — Höhenlage, Exposition und der Vergleich zur Messung Kosmosstation 3 (I) und (II) lassen die Interpretation zu, dass durchgängig im ganzen Profil in 4 - 5 m Tiefe Permafrost mit sehr geringem Eisgehalt existiert	— Profil befindet sich im Hangbereich auf Hangschuttmaterial, welches am Profilende in Moränenmaterial übergeht — Hang ist nach Nordwest exponiert und etwa 35° geneigt — Oberfläche ist vollständig mit Gras bedeckt, teils liegen große Blöcke auf der Oberfläche → kein Angießen der Elektroden — WB = 2 - 18 kΩm mit 247 Datenpunkten und log1,1 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	18.07.2011 43,04539N | 76,96349E 3.142 | ESE-WNW 40 | 2 | 78
Sowetow 1 (I)	— Profil befindet sich nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone — gleichmäßig mit der Tiefe zunehmende spezifische Widerstände, lediglich im Bereich des Oberflächenabflusses keine gleichmäßige Abnahme — Werte reichen max. bis 3,6 kΩm — entsprechend der Messung Kosmosstation 3 (I) und (II) und der Höhenlage kann für dieses Profil in 6 m (25 m PL) und in 3 m (70 m PL) Permafrost mit sehr geringem Eisgehalt konstatiert werden	— Profil befindet sich auf der rezenten Moräne des Gletschers Sowetow — östlich, in 20 m Entfernung und ca. 5 m tiefer von der gemessenen Oberfläche des Profils liegt das Untersuchungsobjekt S3-Gletscher Sowetow, westlich geht der Moränenkörper in einen stärker geneigten Hangbereich über — zwischen 28 m und 30 m PL wird senkrecht der Oberflächenabfluss des Moränensees gekreuzt — Oberfläche ist mit Moränenmaterial bedeckt, welches sich aus großen Blöcken und Feinmaterial zusammensetzt → alle Elektroden wurden angegossen — WB = 240 - 3.600 Ωm mit 247 Datenpunkte und log1,185 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	13.08.2010 43,04048N | 77,04191E 3.549 | N-S 40 | 2 | 78

Profilbezeichnung	Interpretation	Lagebeschreibung/Datenbearbeitung	Messinformation und -parameter	
Sowetow 1 (II)	— Profil befindet sich nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone — gleichmäßig mit der Tiefe zunehmende spezifische Widerstände, bis auf max. 9,4 kΩm — über das ganze Profil reichender Permafrost, ab etwa 5 m Tiefe beginnend, mit sehr geringem bzw. geringem Eisgehalt ab 56 m PL	— Profil befindet sich auf der rezenten Moräne des Gletschers Sowetow — östlich, in 20 m Entfernung und 10 m tiefer von der gemessenen Oberfläche des Profils liegt das Untersuchungsgebiet S3-Gletscher Sowetow, westlich geht der Moränenkörper in einen stärker geneigten Hangbereich über — es schließt an das nördlich gelegene Profil Sowetow 1 (I) an — Oberfläche ist mit groben und feinem Moränenmaterial bedeckt, vereinzelt liegen die groben Blöcke ohne Verfüllungen aneinander → alle Elektroden wurden angegossen — WB = 300 - 7.300 Ωm mit 392 Datenpunkten und log1,24 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	06.08.2011 43,03898N | 77,04160E 3.561 | NW-SE 50 | 2 | 98
Sowetow 2 (I)	— Profil befindet sich nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen Permafrostzone — scharfe Abgrenzung eines hochwiderständigen Bereiches von 5.500 Ωm bis etwa 9 kΩm in etwa 3 - 4 m Tiefe flächiger Übergang zum Permafrostkörper — dieser Bereich kann als Permafrost mit sehr geringem bzw. geringem Eisgehalt (ab 48 m PL) interpretiert werden	— Profil befindet sich auf der nach Westen exponierten jungpleistozänen Moräne unterhalb der verbliebenen Gletscher am Fuße des Sowetow Gipfels — nördlich und südlich des Profils, in 20 m Entfernung, verlaufen die Murenbahnen Sowetow Nord und Sowetow Süd — die Oberfläche ist mit Gras bewachsen, jedoch vereinzelt mit Steinen bedeckt → bietet dennoch sehr gute Ankopplung — WB = 1,2 - 10,3 kΩm mit 387 Datenpunkten und log1,13 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	16.08.2010 43,03006N | 77,01620E 3.241 | NW-SE 50 | 2 | 98
Sowetow 2 (II)	— Profil befindet sich nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der diskontinuierlichen Permafrostzone — hohe spezifische Widerstände sind oberflächennah zu erkennen, bedingt durch kleinere Hohlräume bzw. der lockeren Lagerung des Materials — ab 4 m Tiefe, durch das ganze Profil reichend, betragen die spezifischen Widerstände > 2,6 kΩm — dieser Bereich kann als Permafrost mit sehr geringem Eisgehalt interpretiert werden	— Profil befindet sich auf der nach Westen exponierten jungpleistozänen Moräne unterhalb der verbliebenen Gletscher am Fuße des Sowetow Gipfels — nördlich und südlich des Profils verlaufen die Murenbahnen Sowetow Nord und Sowetow Süd — Abstand zur Murenanrisskante beträgt etwa 10 m — Oberfläche weist keine geschlossene Grasdecke auf, diese ist mit kleineren Steinen und feinem Material bedeckt → Elektroden wurden angegossen — ab 48 m PL befinden sich wenige Zentimeter unterhalb der Oberfläche kleinere Hohlräume zwischen den Steinen — WB = 1,4 - 9,7 kΩm mit 387 Datenpunkten und log1,13 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	16.08.2010 43,02986N | 77,01953E 3.368 | NW-SE 50 | 2 | 98

Profilbezeichnung	Interpretation	Lagebeschreibung/Datenbearbeitung	Messinformation und -parameter	
Timofejew I	— Profil befindet sich nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone — im gesamten Profil zeigt sich deutlich eine Abgrenzung eines hochwiderständigen Bereiches (> 3 kΩm) in ca. 6 m Tiefe — Bereich kann als Permafrost mit sehr geringem Eisgehalt interpretiert werden — geringe Widerstandszunahme bzw. Eisgehalt in der nordöstlichen Hälfte des Profils — gut erkennbar sind die durchfeuchteten Bereiche an der Oberfläche mit sehr geringen Widerstandswerten	— Profil befindet sich auf der rezenten westexponierten Moräne des Gletschers Timofejew — südöstlich des Profils in etwa 10 m Entfernung und ca. 4 m tiefer von der gemessenen Oberfläche liegt das Untersuchungsobjekt S2-Timofejew — Oberfläche ist mit großen Blöcken und feinerem Material bedeckt → alle Elektroden wurden angegossen — einzelne, eher sandige Bereiche (17 - 28 m PL und 67 - 71 m PL) waren durch den Niederschlag in Form von Schnee am Vortag durchfeuchtet — WB = 0,3 - 6,1 kΩm mit 392 Datenpunkten und log1,2 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	21.07.2011 43,01174N | 77,06451E 3.602 | NE-SW 50 | 2 | 98
Timofejew II	— Profil befindet sich nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone — hohe spezifische Widerstandswerte (> 5 kΩm) im gesamten Profil ab 2 m Tiefe — Bereich kann als Permafrost mit geringem Eisgehalt interpretiert werden — eine Eislinse mit einem spezifischen Widerstand > 20 kΩm kann zwischen 25 m und 66 m PL konstatiert werden	— Profil befindet sich auf der rezenten westexponierten Moräne des Gletschers Timofejew — nordöstlich des Profils in etwa 30 m Entfernung und 10 m tiefer von der gemessenen Oberfläche liegt das Untersuchungsobjekt S2-Timofejew — Oberfläche ist mit großen Blöcken und feinerem Material bedeckt → alle Elektroden wurden angegossen — in unmittelbarer Nähe des Profils lagen verfirnte Schneereste — WB = 0,5 - 126 kΩm mit 392 Datenpunkten und log1,38 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	21.07.2011 43,01096N | 77,06264E 3.620 | SE-NW 50 | 2 | 98
Timofejew III	— Profil befindet sich nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone — durchgängig durch das gesamte Profil ist ein hochwiderständiger Bereich (> 3 kΩm) in ca. 4 m Tiefe — Bereich kann als Permafrost mit sehr geringem Eisgehalt interpretiert werden — geringe Widerstandszunahme bzw. höherer Eisgehalt in der östlichen Hälfte beginnend in 10 m Tiefe des Profils	— Profil befindet sich auf der rezenten westexponierten Moräne des Gletschers Timofejew — Profil verläuft entlang des Grats des Moränenkörpers, nördlich und südlich sind die Hangbereiche des Moränenkörpers stark geneigt — nördlich des Profils in etwa 40 m Entfernung und 20 m tiefer von der gemessenen Oberfläche liegt das Untersuchungsobjekt S2-Timofejew — Oberfläche ist mit kleineren Blöcken und feinerem Material bedeckt → alle Elektroden wurden angegossen — WB = 0,3 - 13 kΩm mit 391 Datenpunkten und log1,25 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	21.07.2011 43,01050N | 77,06324E 3.620 | E-W 50 | 2 | 98

Profilbezeichnung	Interpretation	Lagebeschreibung/Datenbearbeitung	Messinformation und -parameter	
Tujuksu I	– Profil befindet sich nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone – im Profil lassen sich drei markante Wertebereiche erkennen – roter hochwiderständiger Bereich (bis 100 kΩm) auf der „Seitenmoräne“, dort liegen grobe Blöcke aufeinander, mit wenigen Berührungspunkten untereinander → schlechte Ankopplung – unterhalb dieser Blöcke, in etwa 2 m Tiefe, zieht sich durch das gesamte Profil Gletschereis mit bis zu 4.500 kΩm – mit Schnee bedeckte Bereiche auf dem Gletscher (14 - 30 m PL) führen zu sehr hohen spezifischen Widerständen (> 5 MΩm) – der als Seitenmoräne angesprochene Schuttkörper stellt sich nach der Profilaufnahme als schuttbedeckter Gletscherbereich dar – aus historischen Karten ist ersichtlich, dass an dieser Stelle der Gletscher Zentraler Tujuksu und der Gletscher Soi Kosmodemjanskoj zusammenflossen und sich eine Mittelmoräne bildete – von westlicher Seite auf diesen Bereich geblickt, welcher dort offen angeschnitten war, zeigt sich deutlich ein Blockmantel auf dem Gletschereis	– Profil beginnt im Randbereich des nordexponierten Gletschers Zentraler Tujuksu (bis 40 m PL) und quert dann die "Seitenmoräne" des Gletschers – dem Profil in westliche Richtung folgend, liegt in 20 m Entfernung und max. 20 m tiefer von der gemessenen Oberfläche der Gletschersee des Gletschers Soi Kosmodemjanskoj – Gletscher zum Teil mit Schutt bedeckt, zwischen 14 m und 30 m PL ist der Gletscher mit Schnee bedeckt – "Seitenmoräne" ist mit groben Schuttkörpern bedeckt – bis auf den mit Schnee bedeckten Bereich wurden alle Elektroden angegossen – zwischen Gletscher und "Seitenmoräne" (38 - 40 m PL) fließt ein kleines Rinnsal – WB = 0,23 - 32,7 MΩm mit 246 Datenpunkten und log1,5 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	04.08.2010 43,05412N | 77,07789E 3.559 | E-W 40 | 2 | 78
Tujuksu II	– Profil befindet sich nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone – ab 23 m PL und in 3 m Tiefe beginnend, hebt sich ein Bereich mit höheren spezifischen Widerständen (5 kΩm) hervor – Bereich kann als Permafrost mit sehr geringem Eisgehalt interpretiert werden, Widerstandswerte nehmen nach Nordost hin zu → Bereich mit geringem Eisgehalt	– Profil befindet sich auf der rezenten nordexponierten Moräne des Gletschers Soi Kosmodemjanskoj und dem Schuttmaterial des ihn nach Norden begrenzenden Felsens – Profil verläuft parallel zum Ufer des Gletschersees des Soi Kosmodemjanskoj in min. 10 m Entfernung, See liegt südöstlich des Profils – Höhenunterschied zwischen Profil und Seeoberfläche beträgt max. 4 m – Oberfläche ist mit großen Blöcken bedeckt, stellenweise auch feineres Substrat → alle Elektroden wurden angegossen – WB = 0,15 - 29,4 kΩm mit 244 Datenpunkten und log1,34 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	04.08.2010 43,05460N | 77,07738E 3.556 | SW-NE 40 | 2 | 78
Tujuksu III	– Profil befindet sich nach GORBUNOV & SEVERSKIJ (1979) und MARČENKO (2003) in der kontinuierlichen Permafrostzone – im Profil lassen sich zwei unterschiedliche Widerstandsbereiche unterscheiden – westliche Hälfte des Profils weist geringe spezifische Widerstände auf (>2 kΩm) → Bereich ohne Bodengefrornis – östliche Hälfte des Profils, beginnend in 2 m Tiefe, sind sehr hohe spezifische Widerstände erkennbar – ab 39 m PL reicht dieser Bereich allmählich an die Oberfläche, ab 47 m PL liegen die Steine auf dem Eis, der Profilrand liegt auf dem mit Schnee bedeckten Bereich des Gletschereises, welcher als „Seitenmoräne“ angesprochen wurde → siehe Interpretation Tujuksu I	– Profil liegt zwischen der "Seitenmoräne" des Gletschers Zentraler Tujuksu und den Gletscher Soi Kosmodemjanskoj begrenzenden Felsen – der Gletschersee des Gletschers Soi Kosmodemjanskoj befindet sich südlich des Profils und wird bei 48 m PL tangiert – Oberfläche ist mit großen Blöcken bedeckt, stellenweise steht das Wasser zwischen den Blöcken – im Bereich zwischen 47 m und 49 m PL liegen kleinere Steine unmittelbar auf dem Eis – ab 50 m PL beginnt die mit Schnee bedeckte "Seitenmoräne" – WB = 0,1 - 509 kΩm mit 135 Datenpunkten und log1,7 skalierter Darstellung	Messdatum: UTM-Koordinaten: Höhe [m] ü.d.M. | PR: EAZ | EAS [m] | PL [m]:	04.08.2010 43,05460N | 77,07725E 3.564 | W-E 30 | 2 | 58