

Vergleichende Beobachtungen zu Solifluktions- und Frostmustererscheinungen im Westteil Hochasiens*

Formen, Ausbildung, Höhengrenzen

von

THOMAS FICKERT

mit 13 Tabellen, 29 Abbildungen und 25 Photos

Vorwort

Die Idee zu dieser Arbeit entstand 1994 während einer Studentenexkursion in den Nördlichen Tien-Shan unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. Hilmar Schröder, bei der die beiden Ketten des Sailijskij- und Kungeij-Alatau überschritten wurden. Bereits auf der nur etwa 50 km Luftlinie messenden Distanz von Almaty zum Issyk-Kul zeichnete sich ein deutlicher Wandel in der periglazialmorphologischen Ausstattung ab. So stellte es eine reizvolle Aufgabe dar, den Wandel von Höhenlage, vertikale Erstreckung und Dimension ausgewählter Periglazialerscheinungen über den gesamten Tien-Shan entlang eines S-N-Profiles von Kashgar bis Almaty zu betrachten. Da als Anreiseweg nach Kashgar ohnehin der Karakorum-Highway, der von Rawalpindi (Pakistan) nach Kashgar (NW-China) führt, vorgesehen war, entstand die Idee, auch die Hochgebirge am Weg (NW-Himalaya, NW-Karakorum und Östlicher Pamir) mit in die Arbeit einzubeziehen. Neben dem Effekt, diese Hochgebirgsräume näher kennenzulernen, als nur auf der Durchreise, wurde dadurch auch das Arbeitsthema erheblich interessanter gestaltet, da sich die einzelnen Gebirge klimatisch grundlegend voneinander unterscheiden (vollhumid-monsunbeeinflußt bis hin zu vollarid-hochkontinental, subtropisch bis kühlgemäßigt) und damit auch große Unterschiede bezüglich solifluidaler und kryoturbativer Prozesse zu erwarten waren.

Für die Betreuung der Arbeit bedanke ich mich bei Herrn Prof. Dr. Hilmar Schröder. Danken möchte ich auch der *Frau Dorothea und Dr. Dr. Richard Zantner-Busch-Stiftung* für einen Reisekostenzuschuß, der für ein, an die Feldarbeiten zu dieser Arbeit im Jahr 1995 anschließend durchgeführtes Projekt zur Frage der Reichweite pleistozäner Gletschervorstöße im Issyk-Kul-Becken (Kirgistan) zusammen mit Dr. Cyrus Samimi gewährt wurde. Ihm sei an dieser Stelle für zahlreiche Anregungen und Diskussionen im Gelände und zu Hause gedankt. Großen Dank schulde ich weiterhin Herrn Prof. Dr. Michael Richter, der mir über ein von der *DFG*

*) Überarbeitete Fassung einer Diplomarbeit, die am Institut für Geographie der Universität Erlangen-Nürnberg im Jahre 1997 abgeschlossen wurde.

unterstütztes Reisevorhaben zu zwei weiteren Geländeaufenthalten in den Sommern 1996 und 1997 verhalf. Dafür und für aufschlußreiche Diskussionen im Gelände herzlichen Dank an ihn und der *DFG* für den Reisekostenzuschuß.

Dank schulde ich schließlich noch den Firmen *Hanwag* und *Freetime*, die mir freundlicherweise Ausrüstungsmaterial unentgeltlich zur Verfügung stellten, meinen Eltern für ihre finanzielle Unterstützung sowie Frau Ilona Burger, die mir mit ihrer Anwesenheit die beiden letzten Monate meines zweiten Aufenthalts erheblich leichter gemacht hat.

Den Herausgebern der Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft danke ich für die Aufnahme dieser Arbeit in ihre Schriftenreihe, Frau Christl Hauck für Korrekturen und Satzauszeichnung und Frau Sabine Schulz für den EDV-Satz in PageMaker. Frau Irina Schesterowa sowie Herrn Stefan Köstenberger sei für die Übersetzung der Zusammenfassung ins Russische bzw. Englische gedankt.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	1
Inhaltsverzeichnis	3
Abbildungsverzeichnis	4
Photoverzeichnis	6
Tabellenverzeichnis	7
I Allgemeiner Teil	
1 Fragestellung und Untersuchungsraum	8
2 Vorgehensweise und Arbeitsmethoden	11
3 Einflußfaktoren frostbedingter Morphodynamik	12
3.1 Klima	14
3.2 Substrat	15
3.3 Relief	17
3.4 Vegetation	18
3.5 Zeit	19
4 Das Formeninventar der Soliflukionsstufe	19
4.1 Formen im Bereich geschlossener Vegetation (gebundene Solifluktion)	20
4.2 Formen im Bereich ohne Vegetation (ungebundene Solifluktion)	22
4.3 Gehemmte Solifluktion	24
4.4 Mesoformen der Soliflukionsstufe	25
4.4.1 Glatthänge	25
4.4.2 Blockgletscher	26
5 Abgrenzung und innere Gliederung der Soliflukionsstufe	27
6 Probleme der Solifluktionserfassung und Grenzziehung speziell in Trockengebieten	32
II Regionaler Teil	
1 Makroklimatische Verhältnisse in Zentralasien	34
2 Einzeluntersuchungen	37
2.1 Das Kaghan-Tal im NW-Himalaya	37
2.1.1 Die mesoklimatischen Verhältnisse im Kaghan-Tal	38
2.1.2 Solifluktion und Kryoturbation im Kaghan-Tal	44
2.1.2.1 Mittleres Kaghan-Tal (Saiful Muluk-Tal)	44
2.1.2.2 Oberes Kaghan-Tal (Purbi Nar-Tal)	49
2.1.2.3 Der Talschluß des Kaghan-Tales, der Babusar-Paß und das Thak-Tal ...	52
2.1.3 Vergleichende Betrachtung im Tallängsprofil	54

2.2 NW-Karakorum	56
2.2.1 Die mesoklimatischen Verhältnisse im NW-Karakorum	58
2.2.2 Solifluktion und Kryoturbation im NW-Karakorum	61
2.2.2.1 Westteil des NW-Karakorum	61
2.2.2.2 Ostteil des NW-Karakorum	66
2.2.3 Vergleichende Betrachtung	70
2.3 Östlicher Pamir	72
2.3.1 Die mesoklimatischen Verhältnisse im Östlichen Pamir	74
2.3.2 Solifluktion und Kryoturbation im Östlichen Pamir	78
2.3.2.1 Ostpamir-Hochplateau (Kleiner Kara Kul und Kangxiwar-Tal)	78
2.3.2.2 Das Oytag-Tal am NE-Abfall des Östlichen Pamir	82
2.3.3 Vergleichende Betrachtung	85
2.4 Tien-Shan	86
2.4.1 Die mesoklimatischen Verhältnisse im Tien-Shan	87
2.4.2 Solifluktion und Kryoturbation im Tien-Shan	92
2.4.2.1 Khrebet At-Bashi	92
2.4.2.2 Terskeij-Alatau	97
2.4.2.3 Kuiljutau	103
2.4.2.4 Kungeij-Alatau	105
2.4.2.5 Sailijskij-Alatau	110
2.4.3 Vergleichende Betrachtung	116
III Überregionale Betrachtung in einem S-N-Profil im Westteil Hochasiens	
1 Formen, Formausbildung und Formdimension.	119
2 Der Verlauf von Solifluktions- und Strukturbodengrenze und ihr Verhalten zu anderen Höhengrenzen	124
3 Der Faktor Exposition	132
4 Ausblick, weiterer Forschungsbedarf	134
Zusammenfassung	134
Summary	136
Резюме	140
Literaturverzeichnis	142
Kartenverzeichnis	150

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Lage der Arbeitsgebiete (Kartengrundlage: <i>Bartholomew-Mountains of Central Asia</i>)	10
Abb. 2: Einflußfaktoren frostbedingter Oberflächenformung (nach KARRASCH 1977 und HÖLLERMANN 1985)	13

Abb. 3: Schematische Darstellung der Verzahnung der Soliflukstionsstufe mit den sie berg- und talwärts flankierenden Bereichen in feuchten Gebirgen (links) und trockenen Gebirgen (rechts)	31
Abb. 4: Klimatologisches Profil des Kaghan-Tales (Profil nach Paffen et al. 1956, Klimadiagramme aus Schickhoff 1993 nach Walter & Lieth 1960)	39
Abb. 5: Hypothetische Vertikalgradienten von Temperatur und Niederschlag im Kaghan-Tal (Niederschlagsdiagramm verändert nach Weiers 1995)	40
Abb. 6: Klimaökologische Raumgliederung des Kaghan-Tales (nach Schickhoff 1993)	43
Abb. 7: Morphologische Höhenstufung im Bereich des mittleren Kaghan-Tales	46
Abb. 8: Morphologische Höhenstufung im oberen Kaghan-Tal	50
Abb. 9: Klimatologisches Profil des NW-Karakorum (Profil nach Paffen et al. 1956, Klimadiagramme aus Weiers 1995 nach Walter & Lieth 1960)	57
Abb.10: Hypothetische Vertikalgradienten von Niederschlag und Temperatur im NW-Karakorum (Niederschlagsdiagramm ergänzt nach Weiers 1995)	58
Abb.11: Übersichtsskizze des NW-Karakorum (Kartengrundlage: <i>Karakoram Sheet 1, 1:250 000, 1990, Swiss Foundation for Alpine Research</i>)	60
Abb.12: Morphologische Höhenstufung im Westteil des NW-Karakorum	62
Abb.13: Morphologische Höhenstufung im Ostteil des NW-Karakorum	67
Abb.14: Saisonale Verschiebung der Temperaturzonen im Karakorum; dargestellt sind die Bereiche mit Temperaturen ständig unter bzw. über 0° C sowie der Bereich häufiger Frostwechsel (aus Hewitt 1989)	71
Abb.15: Übersichtskarte des Ostpamir	73
Abb.16: Klimatologisches Profil des Östlichen Pamir (Klimadiagramme aus Reimers 1992 und Miehe et al. 1996 nach Walter & Lieth 1960)	75
Abb.17: Hypothetische Vertikalgradienten von Niederschlag und Temperatur im Ostpamir (Niederschlagsdiagramm ergänzt nach Weiers 1995)	76
Abb.18: Morphologische Höhenstufung im Ostpamir	78
Abb.19: Klimatologisches Profil des Tien-Shan (Daten aus Franz 1966, Lydolph 1977b, Meiners 1996, Reimers 1992, Schröder 1995 und <i>Spravotschnik po klimatu SSSR (1966 + 1969)</i> ; Daten der Stationen Gorelnik, Bol Alma Atinskoje und Tujuksu wurden freundlicherweise von Irina Schesterowa (Almaty) zur Verfügung gestellt. Klimadiagramme nach Walter & Lieth 1960)	89
Abb.20: Hypothetische Vertikalgradienten von Niederschlag und Temperatur im Nördlichen Tien-Shan	90
Abb.21: Hypothetische Vertikalgradienten von Niederschlag und Temperatur im Südlichen und Zentralen Tien-Shan	90
Abb.22: Morphologische Höhenstufung in der Khrebet At-Bashi im Südlichen Tien-Shan	93
Abb.23: Übersichtskarte des Terskeij-, Kungeij- und Sailijskij-Alatau	98

Abb.24: Morphologische Höhenstufung im Terskeij-Alatau	99
Abb.25: Morphologische Höhenstufung im Kuljutau	104
Abb.26: Morphologische Höhenstufung im Nördlichen Tien-Shan	107
Abb.27: Dendrogramm der Ähnlichkeit der frostbedingten Morphodynamik verschiedener Bereiche im Westteil Hochasiens	123
Abb.28: Morphologisches Höhenstufenprofil im Westteil Hochasiens	126/127
Abb.29: Korrelation bestimmter Höhengrenzen mit klimatischen Schwellenwerten in verschiedenen Bereichen im Westteil Hochasiens	130

Photoverzeichnis

Photo 1: Wenig aktiver Wanderblock im Saiful Muluk-Tal in NW-Exposition	47
Photo 2: Aktuell inaktive Steinringe auf einer subrezentem Moräne am Talschluß des Saiful Muluk-Tales	47
Photo 3: Wanderblock im Purbi Nar-Tal in 3930 m ü. NN	51
Photo 4: Streifen auf der Südseite des Babusar-Passes (4173 m ü. NN)	53
Photo 5: Wanderblock auf der steilen Nordflanke des Tallum-Rückens bei etwa 3850 m ü. NN	63
Photo 6: Kleine ungebundene Solifluktionslobe im Pakhor-Gletscherkessel in 4450 m ü. NN	65
Photo 7: Staublock im Pakhor-Gletscherkessel bei 4400 m ü. NN	65
Photo 8: Strukturboden-Miniaturformen am Patundas-Rücken in 4350 m ü. NN	68
Photo 9: Sortierte ungebundene Solifluktionslobe (Breite etwa 50 cm) am Patundas-Rücken in 4370 m ü. NN	68
Photo 10: Sanddünen westlich des Bulunkul-Sees	77
Photo 11: Detailaufnahme einer kleinen gehemmten Solifluktionslobe im Kangxiwar-Tal in 4050 m ü. NN	80
Photo 12: Schmale Streifen südöstlich des Kara Kul-Sees in etwa 4050 m ü. NN	81
Photo 13: Große gebundene Solifluktionslobe auf einem Nordhang im Oyttag-Tal in 3250 m ü. NN	83
Photo 14: Große gebundene Solifluktionsloben auf der Nordabdachung der Khrebet At-Bashi in 3500 m ü. NN	94
Photo 15: Frostmuster-Miniaturformen auf der Paßhöhe des Tash-Rabat-Passes (3970 m ü. NN)	95
Photo 16: Streifen-Kleinformen am Tash-Rabat-Paß (3970 m ü. NN)	96
Photo 17: Netz großer Steinringe auf dem Barskaun-Paß (3750 m ü. NN)	101
Photo 18: Frostmusterboden am Dschukutschak-Paß (4042 m ü. NN) mit Sekundärsortierung im Feinmaterialbeet	101

Photo 19: Zungenförmig in die Länge gezogene Frostmustererscheinung am Dschukutschak-Paß (4042 m ü. NN)	102
Photo 20: Große gebundene Solifluktilonsloben im Nördlichen Kugantyr-Tal auf der Nordabdachung des Kungeij-Alatau in etwa 3400 m ü. NN	108
Photo 21: Frostmusterboden auf der Nordseite des Kugantyr-Passes in etwa 3900 m ü. NN	108
Photo 22: Südexponierter Glatthang im oberen Tschon-Aksu-Tal	110
Photo 23: Riesiges Frostmusteretz südlich des Prochodnoi-Passes (3599 m ü. NN)	113
Photo 24: Aufeishügel südlich des Prochodnoi-Passes (3599 m ü. NN)	114
Photo 25: Frostmusterboden mit 5 m Durchmesser am Talschluß des Turgen-Tales in 3750 m ü. NN	114

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Eignung bestimmter Gesteine für frostbedingte Oberflächenformung (nach HÖLLERMANN 1976)	16
Tab. 2: Gegenüberstellung verschiedener Höhengrenzen im Tallängsprofil des Kaghan-Tales	55
Tab. 3: Frostwechselhäufigkeit im Karakorum in 3000 m ü. NN (aus EMBLETON & KING 1975)	70
Tab. 4: Gegenüberstellung verschiedener Höhengrenzen im westl. und östl. NW-Karakorum	72
Tab. 5: Gegenüberstellung verschiedener Höhengrenzen des Ostpamir-Hochplateaus und des NE-Abfall des Pamir	85
Tab. 6: Häufigkeit bestimmter Wetterlagen im Tien-Shan im Frühjahr (aus <i>Spravotschnik po Klimatu</i> 1969, Bd. 32)	88
Tab. 7: Anzahl von Tagen mit geschlossener Schneedecke im Sailijskij-Alatau (aus BERG 1959)	91
Tab. 8: Gegenüberstellung verschiedener Höhengrenzen im Tien-Shan	117
Tab. 9: Relative Häufigkeit der in den Untersuchungsgebieten auftretenden frostbedingten Oberflächenformen	121
Tab. 10: Vergleichende Betrachtung der Höhenlage verschiedener Grenzen und Stufen in den einzelnen Untersuchungsgebieten im Westteil Hochasiens	125
Tab. 11: Angaben zu klimatischen Schwellenwerten bestimmter Höhengrenzen in der Literatur (aus KARTE 1979, RATHJENS 1982)	128
Tab. 12: Juli-, Januar- und Jahresmitteltemperaturen verschiedener Höhengrenzen in den verschiedenen Untersuchungsgebieten Hochasiens	131
Tab. 13: Strahlungsgenuß in verschiedenen Expositionen bei 42° nördl. Breite	132

I Allgemeiner Teil

1 Fragestellung und Untersuchungsraum

Seit den frühen Arbeiten TROLLS (1944, 1947, zuletzt 1975) ist die vergleichende Betrachtung der Hochgebirge ein zentraler Bestandteil der Geographie geworden. "Vergleichende Geographie, oder präziser: die Methode des Vergleichs in der Geographie, zielt auf die Gewinnung von geographischen Erkenntnissen entweder aus dem Vergleich von Räumen oder von einzelnen Geofaktoren, die als Teile von Wirkungsgefügen die Differenzierung von Räumen mitbestimmen" (RATHJENS 1982, S. 153). TROLL war der erste, der nicht mehr nur einen rein deskriptiven Ansatz verfolgte, sondern nach genetischen, geoökologischen Ursachen bestimmter Phänomene suchte. Hierin wird die überragende Vorreiterrolle TROLLS offensichtlich. In den folgenden Jahrzehnten wurden zahlreiche vergleichende Untersuchungen zum vertikalen, zonalen und meridionalen Wandel einzelner Geofaktoren wie Klima, Vegetation oder Morphodynamik durchgeführt. Von besonderem Interesse waren dabei stets periglazialmorphologische Fragestellungen (Solifluktionsgrenzen, Struktur- bodengrenzen, Formendimensionen,...). Da Solifluktions- und Frostmustererscheinungen primär von den klimatischen Bedingungen des betreffenden Raumes bestimmt werden, bieten sich Meridional- und Latitudinalprofile an, um den planetarischen, westostgerichteten oder peripher-zentralen Formenwandel (im Sinne LAUTENSACHS 1952) zu ergründen. Solche Profile wurden in der Vergangenheit in großem Umfang zum periglazialen Formenschatz, zum Verlauf von Solifluktionsgrenzen sowie zur Mächtigkeit der Solifluktionsstufe aus den verschiedensten Teilen der Erde publiziert (FREUND 1972, FURRER 1965, GRAF 1971, 1973, HÖLLERMANN 1976, 1977, HÖLLERMANN u. POSER 1977, KARRASCH 1977, STINGL 1969, u.a.). Besondere Beachtung erhielt dabei die unterschiedliche Ausprägung in den Tropen, den Mittelbreiten und den Polarregionen. Kontroverse Diskussionen wurden auch über die Frage einer periglazialen Höhenstufe in den Trockengebieten der Subtropen geführt.

Interessanterweise gibt es aber bis zum heutigen Tag noch keine vergleichende Betrachtung zur frostbedingten Oberflächenformung im Westteil Hochasiens, obwohl gerade hier grundlegende klimatische Unterschiede herrschen (vollhumid bis vollarid, subozeanisch bis hochkontinental, subtropische bis mittlere Breitenlage) und damit große Differenzen in der Ausprägung des Periglazialraumes zu erwarten sind. Selbst Einzeluntersuchungen wurden in diesem Raum bisher nur selten durchgeführt. Als erschwerend kommt hinzu, daß aufgrund sprachlicher und beschaffungs- technischer Probleme möglicherweise bereits vorhandene Erkenntnisse russischer oder chinesischer Forscher nicht oder nur schwer herangezogen werden können.

Unter Hochasiens sollen die etwa 6 Millionen km² umfassenden, meist abflußlosen Hochländer Innerasiens, namentlich Tibet, sowie die sie umgebenden Hochgebirge verstanden werden. Die südliche Begrenzung bildet dabei der über 3000 km

lange Gebirgsbogen des Himalaya. Die im Nordwesten an den Himalaya anschließenden Gebirgszüge des Karakorum und des Hindukush sowie weiter nördlich die des Pamir bilden den Westrand Hochasiens. Von den Wüsten Karakum und Kysylkum sowie der Kasachensteppe und dem Sibirischen Tiefländern im Norden wird der zentralasiatische Hochlandblock durch den Tien-Shan, den Altai und das Sayan-Gebirge getrennt. Im Osten kann der mittlere Huang He als natürliche Grenzlinie herangezogen werden.

Das in dieser Arbeit behandelte Profil erstreckt sich im Westteil Hochasiens von Rawalpindi in Pakistan über die nordwestlichsten Ausläufer des Himalaya (Kaghan-Tal), den Karakorum-Hauptkamm im Bereich des Hunzatal (Tallum-Rücken bei Chalt im unteren Hunzatal und Patundas-Rücken bei Pasu im oberen Hunza-Tal), die Hochfläche des Östlichen Pamir (Kangxiwar-Tal) sowie dessen NO-Abfall (Oytag-Tal) in China und schließlich über fünf Ketten des Tien-Shan (Khrebet At-Bashi, Terskeij-Alatau, Kuiljutau, Kungeij-Alatau, Sailijskij-Alatau) bis nach Almaty in Kasachstan (siehe Abb. 1).

Innerhalb dieses schwach NNE vergentem S-N-Profiles zwischen etwa 35° 30' und 43° 10' nördlicher Breite sowie zwischen 73° und 79 ° östlicher Länge soll eine überregionale, vergleichende Betrachtung zu Ausbildung, Verbreitung und Vergesellschaftung von Solifluktions- und Kryoturbationsformen in den einzelnen Gebirgen im Vordergrund stehen und nicht detaillierte Untersuchungen zu genetischen Aspekten, eine Einschränkung, die sich aus der Größe des Untersuchungsraumes ergab. Schon HÖLLERMANN & POSER (1977, S. 350) weisen darauf hin, "daß periglazialmorphologische Forschung in verschiedenen Dimensionen betrieben werden kann und betrieben werden muß. Im komplexen geoökologischen Gefüge der Hochgebirgsnatur ist die kleinräumige Differenzierung der heutigen Morphodynamik nur in der topologischen Dimension angemessen zu erfassen und durch quantitative und qualitative Prozeßstudien vielleicht auch kausal zu verstehen. Der großräumige Vergleich mit dem Bemühen um eine Erkenntnis allgemeiner Regelmäßigkeiten wird dadurch keineswegs überflüssig und liefert vielleicht sogar wesentlichere Ergebnisse. Er führt jedoch in eine andere Betrachtungsdimension, die bereits eine Generalisierung bzw. Abstraktion notwendig macht und kausale Aussagen nur noch in Grenzen zuläßt. So haben die großräumig-vergleichende und die kleinräumig-topologische Betrachtungsweise jeweils ihre Berechtigung und müssen einander ergänzen." Die Arbeit basiert insofern auf den beiden Ebenen, als innerhalb der einzelnen Arbeitsgebiete versucht wurde, das gesamte Faktorenbündel, das Solifluktion und Frostmusterung steuert, zu berücksichtigen (Kap. II); in der vergleichenden Betrachtung (Kap. III) aber bereits eine generalisierende, nach klimatischen Ursachen für die jeweilige Formausstattung der Solifluktionsstufe sowie den Verlauf ihrer Grenzen suchende Betrachtungsweise gewählt wurde.

HÖLLERMANN (1977, S. 239) ist sich der Problematik solcher weitgespannten Profile bewußt: "Je komplexer die räumliche Differenzierung innerhalb eines solchen Profils ausgebildet ist, desto größer ist die Versuchung, den Überblick auf die

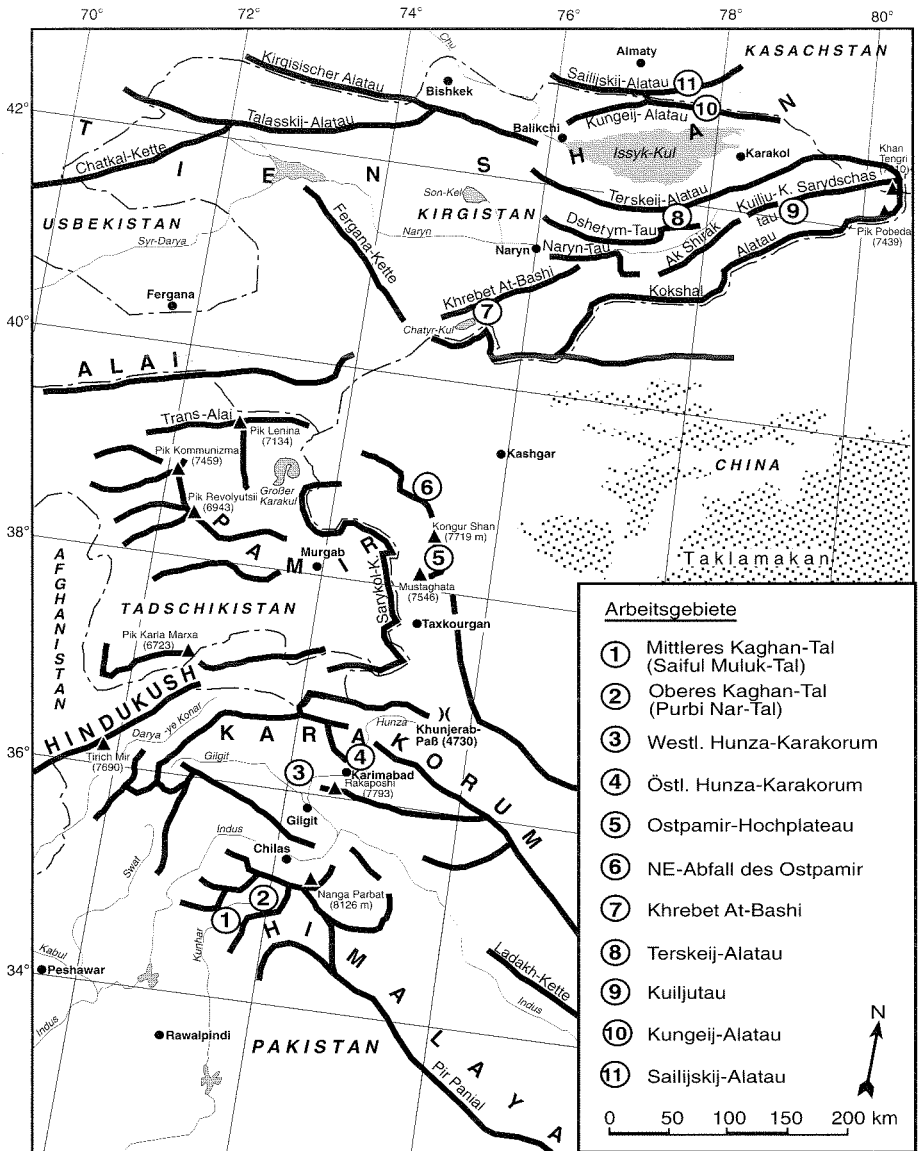


Abb. 1: Lage der Arbeitsgebiete
(Kartengrundlage: Bartholomew-Mountains of Central Asia)

Problematik der Höhengrenzen zu reduzieren, die nur sehr bedingt vergleichbar sind und über die inhaltliche Ausstattung des Profils wenig aussagen können. Die Grenzproblematik setzt im großräumigen Vergleich nur den äußeren Rahmen für die weiterführende Frage nach der Formausstattung der periglazialen Höhenstufe, ihrer

regelhaften räumlichen Differenzierung und nach dem Stellenwert der periglazialen Prozesse im Rahmen einer umfassenderen Hochgebirgsmorphodynamik. Den Versuch solcher Zwischenbilanzen sollte man trotz berechtigter Bedenken nicht scheuen, weil gerade dadurch Forschungsprobleme in größeren Zusammenhängen erscheinen und Lücken der Kenntnis wie auch zukünftige Aufgaben deutlicher hervortreten." In diesem Kontext will die Arbeit gesehen werden. Zusammenfassend können folgende Hauptaufgaben der Arbeit genannt werden:

1. Erfassung der rezenten Solifluktions- und Frostmustererscheinungen hinsichtlich ihrer Dimension und Ausprägung sowie der Vergesellschaftung der einzelnen Formen. Daß in dieser Arbeit der Schwerpunkt auf diese beiden Formengruppen gelegt wurde und nicht näher auf den gesamten Bereich periglazialer Formung einschließlich Nivation, Kryoplanation und periglazialer Makroformen (Blockgletscher, Glatthänge,...) eingegangen wird, liegt darin begründet, daß bei den behandelten Formen eine deutlichere Korrelation mit den regionalen Klimaverhältnissen zu erwarten war.
2. Vertikale Gliederung der Solifluktionsstufe in den einzelnen Hochgebirgen.
3. Abgrenzung der Solifluktionsstufe mit Hilfe von Leitformen und Verlauf der Grenzen in einem S-N-Profil.
4. Versuch einer klimatischen Interpretation der unterschiedlichen Formausstattung der Solifluktionsstufe in den einzelnen Gebirgen sowie des Verlaufs der Höhengrenzen im S-N-Profil.

2 Vorgehensweise und Arbeitsmethoden

Die Hauptaufgabe im Gelände bestand zunächst darin, das Formeninventar solifluidaler und Bodenstrukturierung hervorrufender Prozesse hinsichtlich Ausprägung und Höhenlage in den einzelnen Gebirgen zu erfassen. Dies geschah auf ausgedehnten Wanderungen während der Sommermonate 1995 und 1996 in Form von Routenkartierungen (siehe FURRER 1965). Für Flächenkartierungen, die an und für sich detailliertere Kenntnisse (z.B. zur Formendichte) liefern würden, fehlten die Kartengrundlagen. Die zu behandelnden Formen konnten dabei nur formal betrachtet werden. Auf zeitraubende Detailuntersuchungen zu genetischen Aspekten mußte der Vielzahl von Gebieten wegen verzichtet werden. Trotz des insgesamt fast sechsmonatigen Geländeaufenthaltes konnten jeweils nur Teilbereiche der einzelnen Gebirge besucht werden. Die insgesamt detailliertesten Kenntnisse konnten im Nördlichen Tien-Shan gewonnen werden, da er von Almaty und dem Issyk-Kul-Becken verglichen mit den anderen Untersuchungsgebieten am leichtesten zugänglich und auch hinreichend bearbeitet worden ist (vgl. zusammenfassend GORBUNOV & TITKOV 1992 und KOKAREV et al. 1997).

Über die vergleichende Betrachtung des Formeninventars und seiner Verbreitung in den einzelnen Gebirgen sollte anschließend analysiert werden, inwiefern die

unterschiedlichen klimatischen Voraussetzungen die Diversität der Formen und ihrer Verbreitung hervorrufen und welche Rolle andere Geofaktoren wie Relief, Vegetation sowie ihre anthropogene Beeinflussung oder Substrat spielen. Aufgrund logistischer Probleme mußte auf eine Probennahme von Bodenmaterial verzichtet werden, so daß nur generelle Aussagen durch die Bestimmung des anstehenden Gesteins und seiner Verwitterungsanfälligkeit bezüglich der Korngrößen und der Eignung für frostdynamische Prozesse gemacht werden können. Besonderes Augenmerk wurde auf die Farbe des Substrats gelegt, da sie über Reflexion bzw. Absorption der Strahlung unmittelbaren Einfluß auf die Erwärmung des Bodens und damit auf die sommerliche bzw. tägliche Auftautiefe hat.

Ein Problem für die Vergleichbarkeit stellt die Petrovarianz der einzelnen Arbeitsgebiete dar. Unterschiedliche Gesteine zeigen eine unterschiedliche Resistenz gegenüber der Verwitterung und lassen unterschiedlich frostdynamisch anfälliges Material entstehen. Kalkgebiete wurden bewußt ausgeklammert, da karbonatisches Verwitterungsmaterial zu extrem tiefen Grenzen gegenüber kristallinen Gebieten führt (FRITZ 1976, FURRER & FITZE 1970 und LEHMKUHL 1989). Außerdem können dort Verkarstungserscheinungen eine Vergleichbarkeit ebenfalls einschränken. Es wurde deshalb versucht, nur Arbeitsgebiete mit silikatischem Ausgangsmaterial (überwiegend Granite, unterschiedlich stark metamorphisierte granitische Gneise und Schiefer) heranzuziehen, obwohl natürlich auch hier Unterschiede in der Frostdynamik bestehen.

Die klimatischen Rahmenbedingungen wurden der Literatur entnommen sowie durch die Auswertung bisher nicht veröffentlichter Klimadaten aus Kasachstan und Kirgistan ermittelt. Leider standen häufig nur langjährige Mittelwerte der Temperatur und des Niederschlags zur Verfügung, die die für Solifluktion und Kryoturbation entscheidenden Verhältnisse (z.B. Frostwechselhäufigkeit, Intensität des Frosts, Bodentemperaturverhältnisse) nur sehr ungenau darstellen. Um zumindest Aussagen zum aktuellen Geschehen zum Zeitpunkt des Besuchs machen zu können, wurden mikroklimatische Messungen in den einzelnen Arbeitsgebieten durchgeführt. Sie wurden jeweils sowohl auf nord- als auch auf südexponierten Hängen in etwa 4000 m Meereshöhe durchgeführt. Dabei wurden Luft- und Bodentemperaturen (+200 cm, +10 cm, +1 cm, 0 cm, -3 cm, -10 cm, -30 cm) sowie die Luftfeuchte erfaßt. Da die Messungen zeitlich z.T. weit auseinanderliegen, können die Daten der einzelnen Gebirgsteile nicht unmittelbar miteinander verglichen werden, so daß sich nur Aussagen über bestimmte Trends ableiten lassen.

3 Einflußfaktoren frostbedingter Morphodynamik

Solifluidale und kryoturbative Prozesse sind von einem komplexen Zusammenspiel verschiedener Einflußgrößen abhängig. In erster Linie müssen natürlich die klimatischen Voraussetzungen gegeben sein, also ein Frostwechselklima (jahreszeit-

lich, kurzperiodisch oder tageszeitlich) bei ausreichender Feuchtezufuhr. Daneben spielen aber auch Relief, Vegetation, Substrat und der Zeitfaktor eine nicht zu vernachlässigende Rolle. Obwohl TROLL dies bereits in seinen ersten Arbeiten deutlich zum Ausdruck brachte, wurde zu Beginn der Periglazialforschung der Klimafaktor bei der Bewertung stark überbetont. Erst seit den 70er Jahren werden verstärkt auch die übrigen Faktoren in die Untersuchungen einbezogen. MENSCHING (1975) und HÖLLERMANN (1976,1985) weisen auf die Bedeutung einer umfassenden, geoökologischen Betrachtung zum Verständnis periglazialer Prozesse hin.

Aus Abb. 2 wird das komplexe Zusammenwirken und die gegenseitige Beeinflussung der einzelnen Faktoren ersichtlich. Eine zentrale Funktion in diesem System nimmt das Klima ein, da es zum einen unmittelbar durch die Schaffung der hygrischen und thermischen Grundvoraussetzungen auf die entscheidenden Prozesse wirkt, zum anderen aber auch indirekt durch seinen Einfluß auf das Substrat (Verwitterung, Bodenbildung), die Reliefformung (Hangneigung, Hangform) und die Vegetation (Dichte der Vegetationsdecke, Pflanzenarten) große Differenzen in Ausbildung und Verbreitung der in dieser Arbeit behandelten Formen hervorrufen kann. STINGL (1969, S. 14) drückt es so aus: "Der Motor des periglazialen Geschehens ist das Klima mit einem ausgeprägten Frostregime, der Träger das Gestein. ... Eine sehr markante, allerdings nur indirekt klimabedingte Differenzierung des rezenten periglazialen Formenschatzes ist... auf dem Umweg über die Vegetation gegeben".

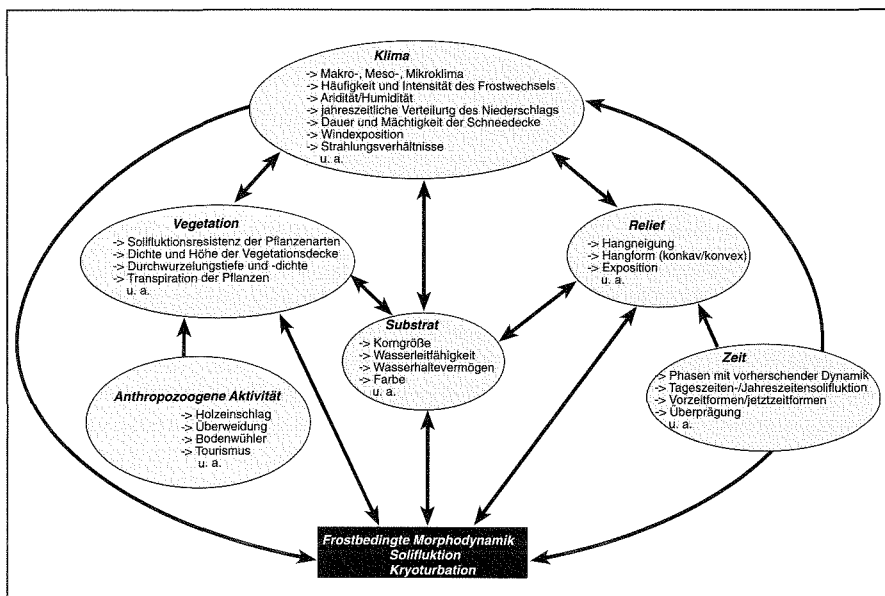


Abb. 2: Einflussfaktoren frostbedingter Oberflächenformung (nach KARRASCH 1977 und HÖLLERMANN 1985)

3.1 Klima

Wie in Begriffen wie Frostdynamik, Frostmusterböden, etc. bereits anklingt, kommt in thermischer Hinsicht dem Frost oder besser dem Frostwechsel große Bedeutung zu. Intensität und Häufigkeit des Temperaturganges durch den Nullpunkt steuern maßgeblich die Formenausbildung. TROLL (1944) hatte bereits erkannt, daß offensichtlich ein Zusammenhang zwischen der Größe von Frostmustererscheinungen und Eindringtiefe des Frostes bzw. des Auftauens besteht. Flachgründige, tageszeitliche Frosteinwirkung kann demnach nur Kleinformen hervorrufen. Je länger der Frost anhält und je tiefer er in den Boden eindringt, desto größer werden die Formen. Ein tiefreichender Winterfrostboden respektive tiefreichendes sommerliches Auftauen im Permafrost ruft die größten Dimensionen hervor. Aus der Tatsache, daß in den tropischen Gebirgen mit ihren sich fast täglich wiederholenden Frostwechseln auch Großformen und in den Polarregionen mit tiefreichender jahreszeitlicher Durchfrierung auch Kleinformen auftreten, schlossen HÖLLERMANN & POSER (1977, S. 335), daß "Groß- und Kleinformen der Materialsortierung... nicht uneingeschränkt als Indikatoren für jahreszeitliche oder tageszeitliche Bodenfrostdynamik gewertet werden" können. Allerdings treten einerseits auch in den Polarregionen während des Sommers häufige tageszeitliche Frostwechsel auf, andererseits dringt in entsprechend hohen Lagen der Tropen der Frost sehr viel tiefer in den Boden ein und kann bei geringeren Tagesschwankungen mehrere Tage oder sogar Wochen überdauern, worauf auch GRAF (1976) hingewiesen hat. Nach IVES (1974) findet sich auch in den Tropen Permafrost. Ein Zusammenhang von Frosteintritttiefe und Formendimension zeichnet sich auch in der Vergesellschaftung von Groß- und Kleinformen in den Gebirgen der Mittelbreiten und Subtropen, wo beide Formen des Frostwechsels auftreten, ab. Die jeweiligen Prozesse laufen zu unterschiedlichen Jahreszeiten ab.

Auch für die Bodenversetzung am Hang spielt der Temperaturgang eine wichtige Rolle. Während HÖLLERMANN (1976) noch annahm, daß eine tiefreichende jahreszeitliche Bodengefrorenis nur zu Bewegungsraten von wenigen Zentimetern pro Jahr führt, eine flachgründige, sich häufig wiederholende, tageszeitliche jedoch bis zu mehreren dm/a, konnten VEIT et al. (1995) nachweisen, daß gerade jahreszeitliche Gefrorenis starke Bodenversetzung erzeugt. Die Bewegungsraten hängen dabei entscheidend von der Eindringtiefe des winterlichen Bodenfrosts ab. Je tiefer der Boden durchfriert, desto höher sind die Bewegungsbeträge in der nachfolgenden Auftauperiode. Entscheidend wirken sich dabei der Termin des Einschneiens sowie die Mächtigkeit der Schneedecke aus (siehe auch GAMPER 1987). Ein spätes Einschneien sowie eine geringmächtige Schneedecke fördern das Einfrieren des Bodens, früh einsetzender Schneefall und dicke Schneedecken wirken sich dagegen hemmend aus.

Frost kann nur morphologisch wirksam werden, wenn eine ausreichende Bodenfeuchte vorhanden ist. Sie stammt in erster Linie aus den Niederschlägen in flüssiger oder fester Form, aber auch aus Zuschußwasser abschmelzender Schneeflecken. Gerade in den strahlungsreichen Hochgebirgen der Subtropen geht allerdings sehr

viel Schnee durch Sublimation verloren, der dann dem Boden nicht als Feuchte zur Verfügung steht.

Entscheidend für frostdynamische Prozesse ist, ob in der solifluidal aktiven Zeit, also der Zeit in der der Frost – tageszeitlich oder jahreszeitlich – wirksam wird, eine ausreichende Bodenfeuchte zur Verfügung steht, oder anders ausgedrückt, ob hygrisch günstige Bedingungen mit thermisch günstigen zusammenfallen. Für die tiefgründige jahreszeitliche Bodendurchfrierung ist dabei von großer Bedeutung, daß zum Zeitpunkt des Einfrierens genügend Bodenfeuchte vorhanden ist. Somit hat der Jahresgang der Niederschläge entscheidenden Einfluß auf die Ausprägung solifluidaler und kryoturbativer Prozesse. Auf die isolierende Wirkung einer mächtigen Winterschneedecke wurde bereits hingewiesen.

Den Klimaelementen Strahlung und Wind kommt vor allem wegen ihrer austrocknenden Wirkung auf den Boden Bedeutung zu. Wind wirkt sich darüber hinaus auch dadurch aus, daß er durch Verblasung eine Schneeakkumulation erschwert und somit Frost im Boden wirksam werden kann. Dies zeigt sich häufig auf exponierten Paßlagen.

3.2 Substrat

Die thermischen und hygrischen Bedingungen im Boden sind maßgeblich vom Ausgangsgestein bzw. vom daraus entstehenden Substrat abhängig. Die Korngrößenzusammensetzung steuert über das Porenvolumen die Wasserleit- und Wasserhaltefähigkeit sowie den Wärmehaushalt im Boden und somit die Frostanfälligkeit des Substrats. Eine edaphische Aridität wirkt auf den Prozeßmechanismus wie eine klimatische. Die Substratfarbe steuert Absorption bzw. Reflexion der Strahlung und spielt damit eine entscheidende Rolle für die sommerliche bzw. tägliche Auftautiefe. Nicht zuletzt sind auch die Vegetation und das Relief vom Ausgangsgestein abhängig.

Prinzipiell können Frostmustererscheinungen und Solifluktionsformen in allen Gesteinen entstehen (GRAF 1971, KUHLE 1982, RATHJENS 1965). Allerdings besteht eine ungleiche Eignung der Substrate für frostdynamische Prozesse, vorauf schon HÖLLERMANN (1976) hinwies. Nach WEISE (1983) sind Böden ab 3-10% Schluff- und/oder Ton-Gehalt besonders frostanfällig. Je kleiner die Korngrößen bzw. je größer der Gehalt an diesen kleinen Korngrößen, desto stärker kann Frost wirksam werden. Allerdings wirkt sich auch ein zu hoher Tongehalt (> 30%, vgl. GRAF 1973) bewegungshemmend aus, da sehr viel Wasser gespeichert werden kann, bevor die Fließgrenze überschritten wird. Sandreiche Materialien werden dagegen bei Übersättigung fast schlagartig bewegt, verhalten sich bei etwas niedrigerem Wassergehalt aber vollkommen ruhig (FURRER & FREUND 1973).

Die vorherrschende Verwitterungsart in der periglazialen Höhenstufe ist die Frostsprengung. Sie bringt nicht nur groben Frostschutt hervor, sondern kann auch

zu sehr kleinen Korngrößen führen (Sand, Schluff, Grobton) (WASHBURN 1973, WEISE 1983).

Beste Voraussetzungen für frostbedingte Bodenversetzungen bieten feinkörnige bindige, wasserhaltefähige und kolloidreiche, also 'frostgefährliche' Böden (TROLL 1947) wie sie z.B. aus Tonschiefern entstehen. Auch Kalke, die sonst sehr verwitterungsresistent sind, sind dort, wo Permafrost Verkarstung unterbindet, leicht verwitterbar (RATHIENS 1965, WEISE 1983). Das entstehende feinkörnige Substrat ist ebenfalls sehr frostanfällig. Granite verwittern zu grusigen, lehmig-sandigen bis sandig-lehmigen Gesteinen, ebenso granitische Metamorphite (Orthogneise). In grobkörnigerem Granitgrus finden sich gleiche Formen erst in etwas höherer Lage gegenüber schiefrigem Gesteinsschutt. LEHMKUHL (1989) und FURRER & FITZE (1970) konnten bei Untersuchungen in den Alpen in Karbonatgesteinen eine bis zu 200 m tiefer liegende Solifluktionsgrenze (gehemmte Solifluktion wegen edaphischer Trockenheit im Kalk) gegenüber granitischen Bereichen feststellen. In den sehr resistenten Grüngesteinen (Diabas, Diabasporphyrit, Variolit) liegt sie 100 m höher. Dies hängt mit der unterschiedlichen Wärmeleit- und Wasserhaltefähigkeit der Substrate zusammen. Konsistente Gesteine brauchen offensichtlich ein strengeres Klimaregime. HÖLLERMANN (1976) gibt folgende Rangordnung der Eignung für frostbedingte Oberflächenformung an:

Tabelle 1: Eignung bestimmter Gesteine für frostbedingte Oberflächenformung (nach HÖLLERMANN 1976)

Phyllite, Glimmerschiefer, Tonschiefer	günstig
kompakte Sandsteine, Orthogneise	mäßig bis schlecht geeignet
Granite, Tonalite	ungeeignet
Kalke, Dolomite	abh. vom Anteil toniger/mergeliger Einschaltungen

Die fehlende Eignung des Granits muß allerdings in Frage gestellt werden. In den besuchten Bereichen Hochasiens konnten die am deutlichsten ausgebildeten Formen überhaupt bei völlig unterschiedlichen Klimabedingungen (NW-Himalaya, Tien-Shan) im Granit gefunden werden. Offensichtlich ist die mineralische Zusammensetzung des Granits von großer Bedeutung. Ist der Feinmaterialgehalt und damit die Wasserhaltefähigkeit des Substrats groß genug, sind durch die gute Temperaturleitfähigkeit des granitischen Materials (SCHENK 1955) die Voraussetzungen für frostdynamische Prozesse als recht günstig zu beurteilen. Bei feldspatreichen Graniten, wie sie beispielsweise im Tien-Shan auftreten, kann von 'ungeeignet' jedenfalls keine Rede sein.

Substratunterschiede drücken sich nicht nur in differierenden Höhenlagen, sondern auch in der Dimension der Formen aus. Am Kok-Bulak-Paß im Sailijskij-Alatau (Tien-Shan, siehe Kap. II.2.4.2.3) beispielsweise konnten Steinstreifen mit über 1m Abstand in silurischem Granit unmittelbar neben schmalen Erdstreifen (10 cm Streifenabstand) in kalkigem Substrat beobachtet werden. Nach GRAF (1971)

kann eine Petrovarianz Unterschiede in Höhenlage oder Dimension hervorrufen, muß aber nicht. Oft treten ungeachtet von Gesteinsgrenzen die gleichen Erscheinungen auf. Da die vorliegende Arbeit in erster Linie auf eine Betrachtung des Formenwandels zwischen klimatisch unterschiedlich ausgestatteten Räumen abzielt, wurde versucht, nur Gebiete mit ähnlicher petrographischer Ausstattung in die Untersuchungen einzubeziehen, um eine Vergleichbarkeit der Daten zu gewährleisten.

Unabhängig vom Ausgangsgestein kann auch die Mächtigkeit der Schuttauflage über die Dimension der Form entscheidend. Bei einer nur geringmächtigen Schuttdecke können auch bei sonst Großformen hervorrufenden Klimabedingungen nur Kleinformen entstehen (GRAF 1971). Auf den Einfluß von Bodenwühlern im Zusammenhang mit solifluidalen/kryoturbativen Prozessen weist HÖLLERMANN (1985) hin. Der tatsächliche Anteil dieser 'Bioturbation' an der periglazialen Formung ist allerdings schwer einzuschätzen.

3.3 Relief

Das Ausgangsgestein beeinflusst die frostbedingte Morphodynamik allerdings nicht nur über das aus ihm entstehende Substrat, sondern auch über das Relief. Mit zunehmender Hangneigung ist eine deutliche Beschleunigung der Solifluktionsprozesse festzustellen (z.B. bei Wanderblöcken), allerdings nur bis 36° (natürlicher Böschungswinkel). Bei stärkeren Hangneigungen überwiegen gravitative Prozesse. Somit sind weiche, leicht verwitterbare, sanfte Reliefformen hervorrufende Gesteine auch hinsichtlich ihres Reliefs günstiger als kompakte Gesteine.

Daneben beeinflusst auch die Hangform die ablaufenden Prozesse. Konkave Hänge beschleunigen die Bewegung, während flach auslaufende konkave Hänge eine bremsende Funktion ausüben. Nicht zuletzt stellt das Relief Flächen bereit, die das Auftreten bestimmter Formen ermöglichen. Polygone/Steinringe brauchen z.B. ebene bis nur schwach geneigte Flächen.

Einen letzten reliefabhängigen Faktor stellt die Exposition dar, wobei sowohl die Ausrichtung zur Strahlung (Sonnenseiten/Schattenseiten) als auch die zu den niederschlagbringenden Luftmassen (Luvseiten/Leeseiten) zu berücksichtigen ist. Gerade in den strahlungsreichen kontinentalen Subtropen zeigt sich eine deutliche Verschiebung bestimmter Grenzen (Vegetationsgrenzen, Schneegrenze, Solifluktionsobergrenze) nach oben auf den Sonnenexpositionen, was mit den höheren Temperaturen und der größeren Trockenheit zusammenhängt. Für die Solifluktionsuntergrenzen stellte KUHLE (1982) im zentralen Himalaya eine Expositionsunabhängigkeit fest, da für ihre Lage die Frosteindringtiefe und damit die nächtlichen Temperaturen ausschlaggebend seien, während für die Obergrenzen die Auftautiefe und damit die Temperaturen während des Tages entscheidend sind. Hier machen sich im Gegensatz zu den Nachttemperaturen Unterschiede in der Strahlungsgunst zwischen Nord- und Südseiten deutlich bemerkbar. Dies trifft in erster Linie für die

Kleinformen der 'Tageszeitensolifluktion' zu. Bei den durch jahreszeitliche Bodengefrorenis hervorgerufenen Großformen müßte sich theoretisch ebenfalls eine Expositionsdivergenz der Untergrenzen zeigen.

3.4 Vegetation

Die sich höhenwärtig verschärfenden Klimabedingungen zeigen sich am offensichtlichsten in einer charakteristischen Folge von Höhenstufen der Vegetation. Diese Vegetationsgrenzen stellen dabei auch wichtige morphologische Grenzen dar (effektive Grenzen im Sinne KUHLES 1982). Unterhalb der Waldgrenze ist flächenhafte solifluidale Bodenversetzung durch das Wurzelwerk der Bäume unterbunden. Die Mattenobergrenze trennt Bereiche mit vorwiegend gebundener Solifluktion von Bereichen, in denen ungebundene Solifluktion und Frostmustererscheinungen dominieren. Zwischen beiden bzw. in sehr trockenen Gebirgen findet sich ein mehr oder weniger breiter Saum, in dem Bodenbewegungen nur noch stellenweise von Pflanzenwuchs beeinflußt wird, der Bereich gehemmter Solifluktion. Sie findet sich auch bei edaphischer Trockenheit.

Generell kann man sagen, daß bei sonst gleicher Ausstattung (Klima, Hangneigung, Substrat) bei fehlender Vegetation die Bewegungsbeträge größer sind als in Bereichen mit Vegetation. Eine dichte Vegetationsdecke behindert Bewegung und kann sie in bestimmten Fällen ganz unterbinden. Andererseits kann Solifluktion und Kryoturbation auch lokal vegetationszerstörend wirken. Gerade das Kammeis schafft häufig einen ersten Defekt im Pflanzenkleid, in dessen Folge dann die Frostdynamik in größerem Umfang wirksam werden kann. HÖLLERMANN (1967, S. 164/165) weist darauf hin, daß "Bodenbewegungen in der Größenordnung von wenigen Zentimetern im Jahr... offenbar noch von vielen Pflanzenarten vertragen" werden. ... "Stärkere Bodenbewegungen führen zu einer Auslese innerhalb der Pflanzenbestände, indem auf mobilem Substrat die gegenüber der Bodenverlagerung empfindlichen Arten zugunsten der weniger empfindlichen, anpassungsfähigeren Arten zurücktreten". Bei geringen Bewegungsraten (< 10 cm/a) ist die Vegetation mehr oder weniger ähnlich der auf ruhendem Substrat (BÖHMER 1993, VEIT et al. 1995). Erst bei stärkerer Materialverlagerung (10-15 cm/a) kommt es zu einer Selektion des Artenspektrums. Erste Arten der Rasengesellschaften fallen aus, dafür kommen bereits typische Vertreter der Schuttfluren hinzu. Nach Untersuchungen von VEIT et al. (1995) findet sich hier das breiteste Artenspektrum. Bei Bewegungsraten > 20 cm/a dominieren deutlich Arten der Schuttfluren. Somit kann bei entsprechenden botanischen Kenntnissen die Vegetation erste Anhaltspunkte für Bewegungsraten geben in Bereichen, in denen Bewegungsmessungen (noch) nicht durchgeführt wurden. Nicht zuletzt übt die Vegetation einen großen Einfluß auf das Mikroklima aus, das ja letztlich viel entscheidender für die Dynamik im Boden ist, als das Makroklima.

In den Gebirgen Hochasiens stellen die Hochlagen seit langem bevorzugte Siedlungsgebiete dar. Der Trockenheit der wüstenhaften Talstufen steht relativer

Wasserreichtum in der Höhe gegenüber. Die langwährende Nutzung der Hochlagen durch den Menschen hat in weiten Bereichen eine starke Degradation der natürlichen Vegetation in Folge von Beweidung und Holzeinschlag hervorgerufen. Solifluktion und Kryoturbation sind somit häufig anthropogen initiiert bzw. verstärkt ("quasi-natürliche Formen" im Sinne MORTENSENS, 1954/55). Durch eine anthropogene Waldgrenzabsenkung kommt es zu einer Ausweitung der potentiellen Verbreitungsgebiete solifluidaler/kryoturbativer Formen. Wenn heute in vielen Gebirgen ein Abstand von 50-200 m zwischen dem untersten flächenhaften Auftreten von Solifluktionsformen und der Waldgrenze festzustellen ist, so ist dies möglicherweise mit einer erst in jüngerer Zeit verursachten, anthropogenen Waldgrenzabsenkung zu erklären (HÖLLERMANN 1976, RATHJENS 1982, SCHRÖDER et al. 1996a).

3.5 Zeit

Letztlich spielt auch der Faktor Zeit eine nicht unwesentliche Rolle. Durch tageszeitlichen Frostwechsel entstandene Kleinformen und durch jahreszeitlichen Frostwechsel hervorgerufene Großformen bilden sich zu unterschiedlichen Zeiten und benötigen unterschiedliche Entstehungszeiten. Dies ist von Bedeutung bei der qualitativen Beurteilung. Formen, die in nur einer oder in wenigen Nächten entstehen, besitzen nicht den gleichen Indikatorwert, wie Formen mit längerwährender Entstehungsdauer und größerem Tiefgang. Unterschiedliche Angaben in der Literatur beruhen häufig gerade darauf, daß verschiedene Bearbeiter unterschiedliche Formen (Klein- und Großformen) zur Abgrenzung der Solifluktionsstufe herangezogen haben (siehe dazu auch Kap. 5.5 & Kap. 6). Der Zeitpunkt der Beobachtung spielt oft die entscheidende Rolle, so daß die Angaben mit erheblicher Zufälligkeit belastet sind (HÖLLERMANN 1972). Er schlägt deshalb vor, einen Bereich vorherrschender Kleinformen von einem Bereich vorherrschender Großformen zu trennen (siehe dazu auch HEINE 1977 a, b). Diesem Vorschlag soll hier nicht gefolgt werden, da in einigen Arbeitsgebieten klimabedingt ausschließlich Kleinformen vorkommen und diese den charakteristischen Formenschatz der dortigen Solifluktionsstufe darstellen.

4 Das Formeninventar der Solifluktionsstufe

Um ständige Wiederholungen in den regionalen Kapiteln zu vermeiden, sollen zunächst überblicksartig die für die Untersuchungsgebiete Hochasiens charakteristischen, frostbedingten Formen sowie deren Genese aufgezeigt werden. Trotz grundlegender klimatischer Unterschiede der einzelnen Hochgebirge Zentralasiens ist das Formeninventar der periglazialen Höhenstufe überraschend einheitlich. Differenzen zeigen sich lediglich in Größe, Deutlichkeit und Häufigkeit des Auftretens sowie in ihrer Höhenlage. Darauf soll anschließend in den Regionalkapiteln eingegangen werden.

4.1 Formen im Bereich geschlossener Vegetation (gebundene Solifluktion)

Zu den Formen der gebundenen Solifluktion sollen alle frostbedingten Oberflächenerscheinungen im Bereich geschlossener Vegetation gerechnet werden. Am charakteristischsten sind bogen-, parabel- bzw. zungenförmige Strukturen mit sämtlichen Übergängen in verschiedenster Dimension, die flächenhaft ganze Hänge überziehen können. Sie entstehen durch Auftauen der obersten Bodenschicht im ansonsten gefrorenen Solum. Permafrost ist dabei nicht zwingend notwendig. Das Schmelzwasser kann nicht versickern und bildet so, besonders in bindigem Material, einen Bodenbrei, der der Schwerkraft folgend langsam hangabwärts fließt. Den Einfluß des Frostes bringt der synonym gebrauchte Begriff Gelifluktion zum Ausdruck. Fließstrukturen, die ohne Frosteinwirkung entstehen, z.B. in Verbindung mit einer stauenden Tonschicht, stellen keine Solifluktion dar und sollten mit anderen Begriffen wie z.B. 'Bodenfließen' umschrieben werden. Häufig bestehen Übergänge zwischen reinem Durchtränkungsfließen und durch Frostwechsel hervorgerufenen Fließvorgängen. Über eine Feuchtigkeitsbereitstellung allein aus Frostwechsel lassen sie sich nicht erklären. Ein zusätzlicher Feuchteinput kommt dabei oft aus abtauenden Schneeflecken. Diese Solifluktionsformen im eigentlichen Sinn werden in der Literatur aus den polaren und subpolaren Zonen sowie den meisten Hochgebirgen der Erde beschrieben. Leider folgt die Bezeichnung der Formen in den zahlreichen Arbeiten keiner einheitlichen Terminologie. Sie werden als Zungen, Erdströme, Fließerdezungen, Girlanden, Wülste, Terrassen, Kleinstufen, Terrassetten, u.a. bezeichnet. In dieser Arbeit sollen alle diese zungenförmigen Solifluktionsformen unabhängig ihrer Ausprägung und Größe als 'Solifluktionsloben' i.w.S. bezeichnet werden. Auf den Vorteil des Begriffs 'Lobus', der "den Grundtypus der Form gut charakterisiert, dabei aber eine genügende Vielzahl von Abwandlungen in Größe und Gestalt zuläßt", hat schon STINGL (1969, S. 22) hingewiesen. Durch den Zusatz von 'gebunden' bzw. 'ungebunden' ist eine eindeutige Differenzierung von analogen Formen der freien Solifluktion (siehe Kap. 4.2) möglich. Weiter differenziert werden kann durch eine nähere Beschreibung des Verhältnisses Länge: Breite oder der Neigungsbedingungen.

Diese Vorgehensweise ergibt sich aus der Tatsache, daß Formen unterschiedlichster Größenordnung und Gestalt häufig vergesellschaftet sind, sich zum Teil überlappen und ineinander übergehen. Sie sind daher oft schwierig zu trennen, was aber auch nicht notwendig ist, da die Prozesse dieselben sind und nur lokale Gegebenheiten (Substrat, Neigungswechsel, Vegetation...) oder das Alter der Formen die Unterschiede hervorrufen.

Kleinformen werden häufig auch als 'Rasenschalen' bezeichnet, worin das typische Einrollen der Vegetation an der Stirn zum Ausdruck kommt. Dies zeigt sich allerdings auch bei Formen größerer Dimension. BRANDT (1917, S. 430) lieferte bereits folgende Definition, die auch heute noch Gültigkeit besitzt: "Es wird unter

Rasenabschälung ein Vorgang verstanden, welcher in eine geschlossene Grasnarbe einen inselförmigen Defekt setzt, der sich durch allseitiges Vorschieben seiner Ränder vergrößert. Dabei wird die angrenzende Grasnarbe unterhöhlt und bricht in Plaggen wechselnder Größe ab". Große Bedeutung kommt dabei dem Kammeis zu.

Erfolgt die Materialverlagerung nicht aufgrund von Auftauprozessen im gefrorenen Boden, sondern durch kurzzeitige, meist nächtliche Frostwirkung von oben in einen Auftauboden spricht man von Frostkriechen (frost creep). Auch dabei spielt Kammeis eine große Rolle. Durch eine Volumenzunahme des Bodenmaterials beim Gefrieren bzw. durch Eisnadeln kommt es zu einer Anhebung von Bodenmaterial. Dieses Anheben erfolgt senkrecht zur Bodenoberfläche, das Absetzen nach dem Auftauen jedoch mehr oder weniger senkrecht zur Horizontalen, wodurch kleine Partikel der obersten Bodenschichten schrittweise hangabwärts verlagert werden. Dem Kammeis kommt nach TROLL (1947, 1975) eine große abtragende Wirkung zu, wohingegen AHNERT (1996) dem Kammeis eine nur geringe direkte Wirkung zuspricht, dagegen aber eine starke Auflockerung der Bodenoberfläche, in deren Folge andere Prozesse stärker wirksam werden können. Formen der Kammeiswirkung und des Rasenschälens bilden sich schon nach einigen Tagen mit Frostwechsel auch in Bereichen weit unter der eigentlichen Solifluktsionsgrenze. Sie besitzen daher einen nur geringen Indikatorwert zur Abgrenzung der Solifluktsionsstufe. Weit auseinanderliegende Höhenangaben verschiedener Bearbeiter resultieren oft aus dem fälschlichen Heranziehen dieser azonalen Kleinformen zur Abgrenzung.

Eine weitere typische Form der gebundenen Solifluktsionsstufe sind Wanderblöcke. Darunter versteht man Verwitterungsschutt unterschiedlichster Größenordnung (dm-Bereich bis mehrere Meter), der solifluidal talwärts bewegt wird. Da die Blöcke meist höhere Bewegungsraten als das sie umgebende bewachsene Feinmaterial aufweisen, bilden sich charakteristische Stauchwülste an ihren Stirnen. Ist der aufgeschobene Wulst groß genug, kann er die Bewegung gänzlich unterbinden. Hinter den Blöcken zeigen sich Auswanderungsnischen und häufig auch Gleitbahnen. Nach GORBUNOV (1991) sind verschiedene Einzelprozesse an der Bewegung beteiligt. Zunächst sind die Blöcke aufgrund ihrer starken Strahlungsabsorption schneller schneefrei als umgebende Bereiche, was neben einer guten Durchfeuchtung in unmittelbarer Nähe des Blocks zu einer verstärkten Frostwechselhäufigkeit gegenüber dem noch schneebedeckten und damit isolierten Umfeld führt. Gleichzeitig wird die Plastizität durch Wasseransaugung aus dem ungefrorenen Untergrund bei Gefrierprozessen noch erhöht. Auch Schnee- bzw. Schmelzwasseransammlung in der Gleitbahn fördert die Bodendurchfeuchtung. Hinzu kommt, daß aufgrund der besseren Kälteleitfähigkeit von Gestein auch die Intensität des Frostwechsels größer ist, als in der Umgebung. All dies führt zu erleichterten Verlagerungsbedingungen gegenüber dem Umfeld. Frostboden im Untergrund, der als Gleitfläche dient, kann verstärkend wirken (TUFNELL 1972). Wanderblöcke sind typische Formen der gebundenen Solifluktsion, können aber vereinzelt auch in der Stufe ungebundener Solifluktsion

Rasenabschälung ein Vorgang verstanden, welcher in eine geschlossene Grasnarbe einen inselförmigen Defekt setzt, der sich durch allseitiges Vorschieben seiner Ränder vergrößert. Dabei wird die angrenzende Grasnarbe unterhöhlt und bricht in Plagen wechselnder Größe ab". Große Bedeutung kommt dabei dem Kammeis zu.

Erfolgt die Materialverlagerung nicht aufgrund von Auftauprozessen im gefrorenen Boden, sondern durch kurzzeitige, meist nächtliche Frostwirkung von oben in einen Auftauboden spricht man von Frostkriechen (frost creep). Auch dabei spielt Kammeis eine große Rolle. Durch eine Volumenzunahme des Bodenmaterials beim Gefrieren bzw. durch Eisnadeln kommt es zu einer Anhebung von Bodenmaterial. Dieses Anheben erfolgt senkrecht zur Bodenoberfläche, das Absetzen nach dem Auftauen jedoch mehr oder weniger senkrecht zur Horizontalen, wodurch kleine Partikel der obersten Bodenschichten schrittweise hangabwärts verlagert werden. Dem Kammeis kommt nach TROLL (1947, 1975) eine große abtragende Wirkung zu, wohingegen AHNERT (1996) dem Kammeis eine nur geringe direkte Wirkung zuspricht, dagegen aber eine starke Auflockerung der Bodenoberfläche, in deren Folge andere Prozesse stärker wirksam werden können. Formen der Kammeiswirkung und des Rasenschälens bilden sich schon nach einigen Tagen mit Frostwechsel auch in Bereichen weit unter der eigentlichen Solifluktionsgrenze. Sie besitzen daher einen nur geringen Indikatorwert zur Abgrenzung der Solifluktionsstufe. Weit auseinanderliegende Höhenangaben verschiedener Bearbeiter resultieren oft aus dem fälschlichen Heranziehen dieser azonalen Kleinformen zur Abgrenzung.

Eine weitere typische Form der gebundenen Solifluktionsstufe sind Wanderblöcke. Darunter versteht man Verwitterungsschutt unterschiedlichster Größenordnung (dm-Bereich bis mehrere Meter), der solifluidal talwärts bewegt wird. Da die Blöcke meist höhere Bewegungsraten als das sie umgebende bewachsene Feinmaterial aufweisen, bilden sich charakteristische Stauchwülste an ihren Stirnen. Ist der aufgeschobene Wulst groß genug, kann er die Bewegung gänzlich unterbinden. Hinter den Blöcken zeigen sich Auswanderungsnischen und häufig auch Gleitbahnen. Nach GORBUNOV (1991) sind verschiedene Einzelprozesse an der Bewegung beteiligt. Zunächst sind die Blöcke aufgrund ihrer starken Strahlungsabsorption schneller schneefrei als umgebende Bereiche, was neben einer guten Durchfeuchtung in unmittelbarer Nähe des Blocks zu einer verstärkten Frostwechselhäufigkeit gegenüber dem noch schneebedeckten und damit isolierten Umfeld führt. Gleichzeitig wird die Plastizität durch Wasseransaugung aus dem ungefrorenen Untergrund bei Gefrierprozessen noch erhöht. Auch Schnee- bzw. Schmelzwasseransammlung in der Gleitbahn fördert die Bodendurchfeuchtung. Hinzu kommt, daß aufgrund der besseren Kälteleitfähigkeit von Gestein auch die Intensität des Frostwechsels größer ist, als in der Umgebung. All dies führt zu erleichterten Verlagerungsbedingungen gegenüber dem Umfeld. Frostboden im Untergrund, der als Gleitfläche dient, kann verstärkend wirken (TUFNELL 1972). Wanderblöcke sind typische Formen der gebundenen Solifluktion, können aber vereinzelt auch in der Stufe ungebundener Solifluktion

vorkommen. Sie benötigen i.d.R. stärkere Hangneigungen ($>10^\circ$), da erst hier der die Bewegung hemmende Einfluß der Vegetation überwunden werden kann. Wanderblöcke reichen oft bis weit in die Waldstufe hinab (KARRASCH 1977, GORBUNOV 1991), so daß sie nur in Vergesellschaftung mit anderen Formen der gebundenen Solifluktion zur Grenzziehung herangezogen werden sollten.

Vereinzelte konnten den Bremsblöcken der ungebundenen Solifluktion verwandte Formen beobachtet werden, bei denen sich die Vegetationsdecke auf die Blöcke aufschiebt. Es handelt sich dabei meist um extrem große Blöcke mit entsprechendem Tiefgang. Ab einer bestimmten Basistiefe scheinen Blöcke nicht mehr bewegt werden zu können, worauf auch GORBUNOV (1991) hinweist. In größeren Höhen ist auch eine Verankerung im (noch) nicht aufgetauten Untergrund denkbar.

Auf ebenen Flächen neben Bachläufen oder Wasserstellen sind gelegentlich kleine, runde bis ovale Hügelchen mit Vegetationsbedeckung zu finden. Sie bezeichnet man als Bülten. Ihre Genese wird unterschiedlich beschrieben, neben zahlreichen weiteren Faktoren scheint aber der Frost eine der grundlegenden Bedingungen für ihre Entstehung zu sein, weshalb auf sie in dieser Arbeit eingegangen werden soll. Der entscheidende Prozeß ist hier die Kryoturbation. Bülten werden daher häufig zu den unsortierten Frostbodenformen gerechnet (KARTE 1979). Durch Auffrierprozesse kommt es zu einer Anhebung und Verwürgung mineralischen Bodenmaterials bzw. von Steinen unterhalb der Vegetationsdecke. Viehtritt scheint die Ausbildung der Bülten zu fördern. Häufig gehen die Bülten bei zunehmender Hangneigung in Kleinformen der gebundenen Solifluktion über. Da ganz ähnliche Kleinhügel auch ohne die Einwirkung von Eis entstehen können (reines Überwachsen von Steinen oder Wurzelstöcken, zoogen bedingte Formen wie Ameisen- oder Maulwurfshaufen) und der Frosteinfluß für die Genese häufig nicht sicher einzuschätzen ist, sind Bülten nur bedingt als periglaziale Leitform geeignet.

Wie die Bülten sind auch Strang- oder Nakamoore an übermäßige Wasserbereitstellung gebunden. Am Prochodnoi-Paß im Nördlichen Tien-Shan (siehe Kap. II.2.4.2.4) konnten zumindest verwandte Formen beobachtet werden, bei denen Wasser in Schlenken in unterschiedlichen Niveaus steht, die von langgestreckten, isohypsenparallel aufgewölbten Vegetationsbändern getrennt werden. Eisbildung im Untergrund ist an ihrer Genese mit Sicherheit beteiligt.

Häufig werden die Prozesse der gebundenen Solifluktion durch den Einfluß des Weideviehs verstärkt, z.T. sogar erst initiiert ('quasinatürliche Formen').

4.2 Formen im Bereich ohne Vegetation (ungebundene Solifluktion)

Mit zunehmender Höhe lockert sich unter den sich verschärfenden klimatischen Bedingungen die Vegetationsdecke allmählich auf. Da die Pflanzendecke hier keinen Einfluß mehr auf die Bodenbewegungen ausübt, spricht man von einem Bereich ungebundener Solifluktion.

Die sicher spektakulärsten Formen dieser Höhenstufe sind die Frostmustererscheinungen. Ihre auffällige Strukturierung der Bodenoberfläche weckt seit langer Zeit das Interesse der Geomorphologen (ABT et al. 1971, HÖGBOM 1914, KUHLE 1978, MEINARDUS 1912, MORTENSEN 1932 & 1934, POSER 1933 & 1934, PREUSSER 1973, TROLL 1944 & 1947, u.a.).

Von Frostmusterböden spricht man, wenn es unter Frosteinwirkung zu einer Musterung der Bodenoberfläche kommt. Permafrost kann daran beteiligt sein, muß aber nicht. Auch eine tiefe jahreszeitliche Durchfrierung im Dauerauftauboden führt zum charakteristischen Formenschatz, worauf schon TROLL (1947) hingewiesen hat. Entscheidend ist der jahreszeitliche (Großformen) bzw. tageszeitliche (Kleinformen) Wechsel von Bodendurchfrierung und Auftauen. KUHLE (1978, S. 356) drückt es wie folgt aus: "Gleichgültig aber, um welche Art Boden es sich handelt, um einen 'Frostmusterboden' oder einen 'Auftaumusterboden', seine Ausbildung ist identisch, denn beide Varianten sind 'Frostwechselmusterböden'."

Auf ebenem Gelände sind dies v.a. Ringe oder Polygone, die ganze Netze bilden können. Je nach Homogenität des Substrats werden Struktur- und Zellenböden (= Texturböden) unterschieden. Letztere treten v.a. in Material auf, das zu relativ einheitlichen Korngrößen verwittert und in dem keine Materialsortierung i.e.S. mehr möglich ist. Bei Substraten mit unterschiedlichen Korngrößen dagegen führen die gleichen Prozesse zu einer Trennung der groben und feinen Komponenten. Nach GOLDTHWAIT (1976) sind gerade Moränen auf Grund ihres breiten Korngrößenspektrums für Sortierungsprozesse prädestiniert. 3/5 aller Strukturböden seien in Moränenmaterial zu finden. Nach Untersuchungen von SEREBRIANNYJ & ORLOV (1992) im Tien-Shan sind Grundmoränen von Ton- und Schluffgehalten von bis zu 47% gekennzeichnet.

STINGL (1974) hebt drei Grundmechanismen hervor, die zur Oberflächenstrukturierung führen:

1. Strukturböden in Verbindung mit Rißbildungen (i.d.R. polygonale Strukturen). Die Risse können dabei Folge einer Dehydration durch Eisseggregation, einer rein thermischen Frostkontraktion ohne Eis oder einer Expansion durch Frosthhebung sein.
2. Strukturböden in Verbindung mit Kryoturbationsbewegungen (i.d.R. ringförmige Strukturen).
3. Ein unterschiedliches Verhalten grober und feiner Partikel auf Frosteinwirkung kann ebenfalls zu einer Entmischung und Bodenmusterung führen.

Es handelt sich dabei um formal (Ringe/Polygone) und genetisch (Frostrißbildung/Frosthub) verschiedene Formen. Für die Entstehung von Steinringen ist ein wesentlich größerer Bodenfeuchtegehalt notwendig. Eine Wasseransaugung aus dem nichtgefrorenen Untergrund ist beim Gefrierprozeß häufig beteiligt. Sie führt zu einer Wasseranreicherung im Oberboden, die weit über das Porenvolumen hinaus-

geht, und die starke, beulenartige Anhebung der Bodenoberfläche bewirkt. Risse können sich bereits in relativ trockenem Substrat und bei Temperaturen wenig unter 0° C bilden.

Bei zunehmender Hangneigung gehen die Strukturböden unter Mitwirkung solifluidaler Prozesse in Steingirlanden und Streifen über. Bis zu einem Winkel von 4-6° bilden sich aus den Polygonen ellipsenförmig in die Länge gezogene Formen, die sich durch kleine Stufen oder Terrassetten voneinander abheben. Bei über 6° Hangneigung reißen die Stirnen dieser Zungen auf und es kommt zu einer hangparallelen Einregelung des Gesteinsschutts in Grobmaterialstreifen mit dazwischen liegendem Feinmaterial. Die Längsachsen der Grobschutt Komponenten sind dabei im Sinne des Gefälles orientiert. Das Grobmaterial bildet in der Regel schmalere Streifen als das Feinmaterial.

In homogenem Ausgangsmaterial bilden sich unsortierte Schuttloben bzw. Erdstreifen, die häufig als amorphe (nicht formbildende) Solifluktionerscheinungen bezeichnet werden. Der Einfluß von Art und Intensität des Frostwechsels (Frosteintrittstiefe, jahreszeitlich/tageszeitlich) auf die Dimension der Formen wurde bereits erwähnt (Kap. 4). Typische Indikatoren für tageszeitlichen Frostwechsel sind die weitverbreiteten Erdblasen. Sie entstehen durch Eiskristallansammlungen im Feinmaterial an der Bodenoberfläche und führen zu einer charakteristisch aufgekümmelten Bodenoberfläche. Auch Kammeis ist daran beteiligt. Sie sind häufig auch auf vegetationsfreien Flächen der Mattenstufe zu finden.

Als weitere charakteristische Erscheinung der ungebundenen Solifluktion sind schließlich noch Stau- oder Bremsblöcke zu nennen. Im Gegensatz zu den Wanderblöcken der gebundenen Solifluktion bewegen sie sich langsamer als das sie umgebende Feinmaterial, so daß sich dieses an den größeren 'Hindernissen' staut und auf sie aufläuft. In seltenen Fällen können Staublöcke auch im Bereich der Mattenstufe auftreten, wobei sich die Vegetation auf stabile Blöcke aufschiebt. Umgekehrt stellen Wanderblöcke im Bereich der ungebundenen Solifluktion eher die Ausnahme dar. Aus dieser Tatsache schließt KUHLE (1982), unter der Annahme einer annähernd gleichen Bewegungsgeschwindigkeit der Blöcke, daß sich die Solifluktionsdecken in der Mattenstufe unter dem Einfluß des Wurzelwerkes der Vegetation in der Regel langsamer bewegen als in der vegetationsfreien Frostschuttstufe. Unterschiede bestehen auch hinsichtlich der Hangneigung, bei der Wander- bzw. Bremsblöcken gehäuft auftreten. Da in der Stufe der ungebundenen Solifluktion die hemmende Wirkung der Vegetationsdecke fehlt, finden sich Bremsblöcke in unbewachsenem Gelände bereits auf wesentlich flacheren Hängen als Wanderblöcke.

4.3 Gehemmte Solifluktion

Ist die Vegetationsdecke im Bereich der Solifluktionsstufe – aus welchen Gründen auch immer – nur lückenhaft, spricht man von gehemmter Solifluktion. Dies

kann zum einen der Fall sein im Übergangsbereich von gebundener zu ungebundener Solifluktion, also am Grenzsäum der alpinen Stufe, wo sich die Matten aufzulösen beginnen und solifluidale Bodenbewegung "nur noch stellenweise durch den Pflanzenwuchs gehemmt wird" (HÖLLERMANN 1967, S. 11), zum anderen in semiariden/ariden Gebirgen, wo sich aufgrund klimatischer Bedingungen keine geschlossene Vegetationsdecke ausbilden kann. Auch in Bereichen, in denen die Wasserhaltefähigkeit der Böden stark eingeschränkt ist (z.B. durch karbonatisches Material) findet sie sich häufig. Eine edaphische Aridität drückt sich letztendlich wie eine klimatische aus.

Im Bereich der gehemmten Solifluktion finden sich zahlreiche Erscheinungen der gebundenen und ungebundenen Solifluktion (Loben, Frostmuster, Wander- bzw. Staublöcke...), mit im einen Fall abgeschwächten, im anderen Fall verstärkten Vegetationseinfluß.

4.4 Mesoformen der Solifluktionsstufe

Abschließend sollen noch zwei charakteristische Mesoformen der Solifluktionsstufe angeführt werden, die zwar nicht als Solifluktions- oder Kryoturbationsform i.e.S. bezeichnet werden können, von denen im weiteren Verlauf der Arbeit aber des öfteren die Rede sein wird. Beide nehmen mit zunehmender Trockenheit immer größere Flächen ein, da die Vergletscherung zurückgeht und mehr Fläche für periglaziale Formung zur Verfügung steht.

4.4.1 Glatthänge

Eine typische Erscheinung gerade subtropischer, semiarider Hochgebirge sind Kamm- bzw. Talasymmetrien, bei denen die Schattenseiten glazial übersteiltes Relief, die Sonnenseiten dagegen bis zu mehreren hundert Metern hohe, ungegliederte Schutthänge aufweisen (siehe KLAER 1962). Diese um 30° steilen Flanken werden als Glatthänge bezeichnet. Sie stehen in einem labilen Gleichgewicht von Schuttfanfall und Schutttransport. Der Grund für den asymmetrischen Bau ist in den extremen Unterschieden im Strahlungshaushalt zwischen Nord- und Südexposition zu sehen. Auf den Südseiten wird die winterliche Schneedecke durch Verdunstung und Schmelzen schneller aufgezehrt als auf den Nordseiten. Dadurch kann auf den sonnenexponierten Seiten periglaziale Formung aktiv werden während in Schattlagen der Schnee liegenbleibt, metamorphisiert und glazial bzw. nival z.B. in Form von Hangunterschneidung wirkt. Glatthänge können pleistozäne Bildungen sein, die sich unter den heutigen trockenen Klimaverhältnissen gut erhalten und inaktiv sind, können aber auch rezente entstehen oder in Weiterbildung sein, wie die solifluidale Aktivität vieler Glatthänge Hochasiens belegt. Wenn heute vereinzelt auch auf glazial gestalteten Nordseiten Ansätze rezenter Glatthangbildung festzustellen sind, so heißt dies, daß die glaziale Formung pleistozänen Alters ist und unter den heutigen

Klimaverhältnissen auch auf den Nordseiten periglaziale Bedingungen herrschen. Im Tien-Shan sind heute ganze Hänge in Nordexposition bereits geglättet.

Auch die Glatthanggenese wird kontrovers diskutiert. Neben Spülprozessen (KLAER 1962), Deflation (KLAER 1962, HÖLLERMANN 1964) und der Wirkung von Schnee (Schneedruck, Lawinen) (SPREITZER 1960, SCHWINNER, zit. in KARRASCH 1970) werden für die Formung der Glatthänge von den meisten Autoren v.a. Soliflukationsprozesse als maßgebliche Gestalter angesehen. Deshalb sollen sie hier nicht unerwähnt bleiben. Es ist allerdings darauf zu achten, daß der Begriff 'Glatthang' auf den periglazialen Formungsbereich beschränkt bleibt, worauf schon SPREITZER (1960) und KLAER (1977) hingewiesen haben. Glatte Hänge, wie sie HAGEDORN (1970) oder KELLETAT & GASSERT (1975) aus dem Mittelmeerraum beschreiben, die bis ins Meeresniveau herunterreichen, sind keine Glatthänge im eigentlichen, periglazialen Sinne.

4.4.2 Blockgletscher

Als weiteres Charakteristikum der periglazialen Höhenstufe semiarider kontinentaler Gebirge sind die Blockgletscher zu nennen. Darunter sind nach BARSCH (1988, zit. in SCHRÖDER 1992, S. 109) "gefrorene Schuttmassen bzw. Schutt-Eis-Gemische, die sich aufgrund plastischer Deformation ihres Eisgehaltes der Schwerkraft folgend hang- oder talwärts bewegen", zu verstehen. Eine steile Stirn von 32-40°, also z.T. steiler als der natürliche Böschungswinkel, zeigt eine rezente Aktivität an. Sie können bis zu mehreren km lang werden und bewegen sich bis zu 100 cm pro Jahr. Blockgletscher können einerseits aus Hangschutt, andererseits aus Moränenmaterial rezenter oder ehemaliger Gletscher hervorgehen (SCHRÖDER 1992, KOKAREV 1984, KOKAREV et al. 1997). Der hohe Eisgehalt vom durchschnittlich 50% kann sowohl durch Toteis ehemaliger Gletscher (vgl. KLAER 1974), als auch durch neu gebildetes Klufteis hervorgerufen werden. Rheolitische Fließstrukturen sowie beim Austauen von Eislinen entstehende trichterförmige Vertiefungen kennzeichnen die Blockgletscheroberfläche. Sie weist in der Regel deutlich gröberes Material auf ('Blockmantel'), während der Kern aus feinerem Material, in dem nur vereinzelt größere Blöcke 'schwimmen', besteht. Blockgletscher sind typische Großformen semiarider, kontinental-winterkalter und winterschneearmer und strahlungsreicher Hochgebirge (HÖLLERMANN 1983). Durch die relative Trockenheit ist die Bildung von Gletschern erst in größeren Höhen (hochliegende Schneegrenze, viel Schnee sublimiert) möglich. Aufgrund der niedrigen Temperaturen ist aber eine Eisbildung bzw. Eiserhaltung im reichlich anfallenden Frostschutt bereits in relativ tiefen Lagen möglich.

Wie BARSCH (1977 & 1980) nachweisen konnte, stellen Blockgletscher Indikatoren für die Verbreitung diskontinuierlichen Permafrostes dar. Die Untergrenze von Blockgletschern entspricht dabei mehr oder weniger den untersten Vorkommen

diskontinuierlichen Permafrostes (gelegentlich 50-100 m tiefer reichend als Blockgletscher).

5 Abgrenzung und innere Gliederung der Solifluktionsstufe

Die Abgrenzung und innere Gliederung der Solifluktionsstufe sind ein seit langem diskutiertes Thema. Dabei stand besonders die Frage im Mittelpunkt, ob es sich bei den Untergrenzen der gebundenen und ungebundenen Solifluktion um klimatische oder um morphologische Grenzen handelt. Zweifellos sind Solifluktion und Kryoturbation an bestimmte klimatische Voraussetzungen gebunden, ohne die die entscheidenden Prozesse nicht ablaufen können. Versuche, exakte klimatische Schwellenwerte für die Grenzen anzugeben, scheiterten aber, da frostdynamische Formung von einem ganzen Faktorenbündel gesteuert wird. Die effektiven Grenzen sind i.d.R. an andere, indirekt klimaabhängige Variablen wie etwa Vegetation, Wasserhaltefähigkeit bzw. Frostanfälligkeit des Substrats, etc. gebunden. Solifluktions- und Strukturbodengrenzen sind demnach in erster Linie morphologische Grenzen, die Bereiche bestimmter vorherrschender Formung voneinander trennen, worauf schon KLAER (1962) hingewiesen hat. Erste Versuche der Erfassung von Höhengrenzen rezenter Frostbodenerscheinungen erfolgten durch POSER (1933) und BÜDEL (1937). Bis heute wurde die Literatur hierzu nahezu unüberschaubar, die Abgrenzungskriterien werden allerdings alles andere, als einheitlich gehandhabt. Im Folgenden soll deshalb dargestellt werden, wie in dieser Arbeit verfahren wurde.

Die sich mit zunehmender Meereshöhe ändernden klimatischen Bedingungen drücken sich am offensichtlichsten in der Höhenstufung der Vegetation aus. Die relativ scharfen Grenzen sind ein Zeichen dafür, daß die Vegetation offensichtlich unmittelbar auf das Überschreiten bestimmter Schwellenwerte reagiert. Da ein enger Zusammenhang zwischen Vegetationsbedeckung und Morphodynamik besteht, stellen die Wald- und die Mattengrenze auch wichtige morphologische Grenzen dar. Unterhalb der Waldgrenze kann keine flächenhafte Solifluktion mehr auftreten, genauso oberhalb der Mattengrenze keine gebundene Solifluktion. Dies schließt vereinzelte Vorkommen an Gunststellen nicht aus (= Solifluktionsflecken nach KLAER 1962).

Analog zu den Vegetationshöhenstufen, die anhand vorherrschender Vegetationselemente ausgewiesen werden, kann man einer dominierenden Morphodynamik geomorphologische Höhenstufen zuordnen. Im System einer solchen geomorphologischen Höhenstufengliederung werden die unteren Lagen – zumindest in hinreichend feuchten Gebirgen – von einer nur geringe Morphodynamik aufweisenden Waldstufe, in der v.a. fluviale Prozesse wirksam sind, eingenommen. In trockenen Gebirgen, in denen Wald hygrisch bedingt fehlt, oder in höhere Lagen verdrängt ist, sind diese Bereiche von arider Morphodynamik gekennzeichnet. Oberhalb der

thermisch bedingten oberen Waldgrenze schließt sich ein mehr oder wenig breiter Gürtel an, in dem frostbedingte Oberflächenformung im oben geschilderten Sinn dominiert. Die Obergrenze geschlossenen Waldwuchses bildet dabei zugleich die potentielle Untergrenze flächenhaft auftretender gebundener Solifluktion, nicht unbedingt wegen klimatischer Bedingungen – die wären tiefer häufig sogar noch günstiger (häufigere Frostwechsel, siehe auch FRITZ 1976 und HASTENRATH 1960), sondern wegen der stabilisierenden Wirkung des Wurzelwerkes. Es handelt sich also um die 'effektive' Solifluktionsgrenze im Sinne KUHLES (1982). Die 'klimatisch-potentielle' Solifluktionsgrenze ist häufig nur schwer feststellbar und an tiefliegenden Einzelvorkommen, die in Lawinenschneisen oder auf Lichtungen weit unter der Waldgrenze auftreten können, ersichtlich. Auf die Problematik einer anthropogenen Waldgrenzabsenkung bei der Festlegung der Solifluktionsgrenze wurde bereits hingewiesen.

Die Obergrenze der alpinen Matten trennt Bereiche der gebundenen Solifluktion von denen der ungebundenen. Oberhalb der ungebundenen Solifluktion schließen sich in den meisten Hochgebirgen der Erde die vergletscherten Bereiche an, also eine Stufe mit vorherrschend glazialer Formung. In neueren Arbeiten (HÖVERMANN 1985, LEHMKUHL 1989, LEHMKUHL et al. 1992) wird versucht, innerhalb des Periglazialraumes eine eigene Stufe dominierender nivaler Formung auszuweisen. Diese Arbeiten stammen aber zum großen Teil aus relativ feuchten Gebirgen. In trockeneren Gebirgen, wie z.B. den meisten Hochasiens, kommt dem Schnee nur eine recht geringere Formungskraft zu, was auch von ROST (1992) für den Qinling Shan bestätigt wird. Schnee sublimiert unter den hohen Strahlungsbedingungen hier größtenteils. In den feuchteren Bereichen des in dieser Arbeit behandelten Profils treten vereinzelt sehr wohl Nivationsformen (wie Trichter, Schmelzwasserrinnen und Schneehaldenmoränen (= portallus ramparts)) auf (z.B. im oberen Kaghan-Tal, vgl. HASERODT 1994). Es kann aber nicht von einer dominierenden nivalen Formung die Rede sein, so daß in dieser Arbeit auf diese Erscheinungen nicht näher eingegangen werden soll. Eine Abgrenzung zwischen periglazialer und nivaler Formung ist ohnehin schwierig und unsicher, da die Prozesse häufig parallel oder kombiniert ablaufen bzw. fließende Übergänge zwischen beiden Bereichen existieren. Gerade in den trockenen Gebirgen Hochasiens stammt die für solifluidale Prozesse notwendige Bodenfeuchte häufig – trotz der hohen Sublimation – aus den Schmelzwässern sich bis weit in den Sommer haltender Schneeflecken.

Vereinfacht betrachtet, liegt die Solifluktionsstufe also im Bereich zwischen Wald- und Schneegrenze. Wo aber liegen nun tatsächlich die Grenzen, und anhand welcher Kriterien können sie gezogen werden? Entscheidend für die Ausweisung einer Solifluktionsstufe ist das flächenhafte Auftreten entsprechender Formen, wobei flächenhaft nicht mit flächendeckend verwechselt werden darf. Wie FRITZ (1976, S. 240) anmerkt, stellen Solifluktions- und Kryoturbationsformen "selbst in ihrem sogenannten 'flächenhaften' Verbreitungsbereich, streng genommen, eigentlich auch nur punkthafte Erscheinungen" dar. "Das Netz solcher Punkte ist in der Regel

allerdings erheblich dichter als im Bereich der 'Periglazialflecken'. Die Frostdynamik muß der dominierende Prozeß sein. Im unteren Bereich sind dies, zumindest in ausreichend feuchten Gebirgen, in denen eine Mattenstufe ausgebildet ist, Formen der gebundenen Solifluktion. Wo Vegetation thermisch bedingt aussetzt, treten Formen der ungebundenen Solifluktion auf. Die Grenze zwischen beiden Bereichen wird als Strukturbodengrenze (POSER 1933 und HÖVERMANN 1962) bezeichnet. Dieser Ausdruck ist etwas unglücklich gewählt, da auch andere Erscheinungen der ungebundenen Solifluktion – flächenmäßig sogar oft häufiger – auftreten und Strukturböden aufgrund fehlenden Reliefebots eher selten sind. Der Begriff hat sich aber eingebürgert und soll deshalb auch hier verwendet werden. Häufig finden sich auch weit unter oder oberhalb des flächenhaften Vorkommens Erscheinungen frostbedingter Formung. Diese Einzelvorkommen müssen dem Solifluktionsfleckenbereich (nach KLAER 1962) zugeordnet werden. Azonale und extrazonale Vorkommen (siehe TROLL 1947) von Strukturböden konnten an etlichen Stellen in Hochasien bis zu mehreren Hundert Metern unterhalb der eigentlichen Stufe freier Solifluktion angetroffen werden, z.B. am Rande von größeren Bachläufen, die durch periodische Überflutung vegetationsfrei gehalten werden, oder wo Vegetation aufgrund edaphischer Trockenheit nicht vorkommt.

Eine Grenzziehung ist v.a. in trockenen Gebirgen schwierig, in denen das Formeninventar nur spärlich entwickelt ist und schwer zu entscheiden ist, ob es sich nun um eine flächenhafte Ausbildung oder um Einzelvorkommen handelt. Hinzu kommt, daß Solifluktions- und Strukturbodengrenze bei großer Trockenheit aufgrund des Fehlens einer geschlossenen Vegetation nahe beieinander liegen oder zusammenfallen können (HÖLLERMANN 1972 & 1974, HÖLLERMANN & POSER 1977).

Recht unterschiedlich wird auch die Abgrenzung der Solifluktionsstufe nach oben hin gehandhabt. Lange Zeit wurde die klimatische Schneegrenze herangezogen. Dies geschah in der an sich richtigen Annahme, daß oberhalb der Schneegrenze große Flächen vergletschert sind und somit der periglazialen Formung nicht zur Verfügung stehen. In relativ feuchten und kühlen Gebirgen scheint dies auch der Fall zu sein. Wie KUHLE (1978, 1982, 1987) nachweisen konnte, trifft es auf die trockenen, strahlungsreichen Gebirge der Subtropen jedoch nicht zu. Es zeigt sich hier ein Bereich optimal ausgebildeter Formen, in dem größte Frostintensität (= Eindringtiefe) und Frostwechselhäufigkeit zusammenfallen. Nach oben wie nach unten nimmt die Formungsintensität aufgrund der sich abschwächenden Frostwirkung (abnehmende Auftautiefe bzw. abnehmende Frosteindringtiefe sowie in beide Richtungen abnehmende morphologisch wirksame Frostwechselhäufigkeit) ab. Aufgrund geringer Niederschläge liegt die Schneegrenze in trockenen Gebirgen sehr hoch, so daß sich zwischen sie und die obersten flächenhaften Vorkommen von Solifluktionserscheinungen ein Bereich ohne dominierende periglaziale Formung schiebt. Die Untergrenze dieser 'Optimalausbildungszone' zeigt nach KUHLE (1978) eine deutliche Übereinstimmung mit der Verbreitungsgrenze von Permafrost. Umgekehrt können, wenn die Permafrostgrenze bekannt ist, Rückschlüsse auf die Lage der Optimalaus-

bildungszone gezogen werden. Es zeigt sich also in feuchten Gebirgen, bei denen "nach oben ein zunehmender Teil der periglaziär strukturierbaren Flächen von Gletschern bedeckt" (KUHLE 1987, S. 31) werden und maximal die Optimalzone erreicht werden kann, eine von den Gletschern vorgegebene Obergrenze der Solifluktion.

WEISE (1983) schlägt zur Abgrenzung das obere Ende des Reliefs vor. Er begründet dies damit, daß viele Gebirge mit periglazialer Formung keine oder eine nur unbedeutende reliefuntergeordnete Vergletscherung aufweisen, die sehr wohl flächenhafte Solifluktion oberhalb der klimatischen Schneegrenze zuläßt. Auch dies ist im Prinzip richtig, trifft aber auf die Hochgebirge Zentralasiens ebenfalls nicht zu. Hier ist die Vergletscherung in den feuchteren Gebirgen so stark, daß keine flächenhafte Solifluktion oberhalb der Schneegrenze möglich ist. Solifluktions- und Kryoturbationsformen können zwar sehr wohl auch oberhalb der Schneegrenze auftreten, sind dann aber dem Solifluktionsfleckenbereich zuzuordnen. In den trockenen Bereichen liegt die Schneegrenze dagegen so hoch, daß bereits unterhalb der Schneegrenze eine nachlassende Formung festzustellen ist.

Die obengenannten Autoren, die die Existenz einer Stufe mit nivaler Formung postulieren, ziehen die tiefsten flächenhaft auftretenden Nivationsformen zur Abgrenzung heran. Wie bereits erwähnt, kommt in den trockenen, subtropischen Gebirgen dem Schnee jedoch keine dominierende morphologische Wirksamkeit zu, so daß auch diese Abgrenzmöglichkeit hier versagt.

In dieser Arbeit soll zur Abgrenzung das Kriterium des flächenhaften Auftretens herangezogen werden. Wo flächenhafte Solifluktion bzw. Kryoturbation, aus welchen Gründen auch immer (großflächige Vergletscherung, abnehmende Frostwechselhäufigkeit, abnehmende Frostintensität) aussetzt, muß die Grenze gezogen werden.

Abschließend muß dennoch kurz auf die Schneegrenze eingegangen werden, auch wenn sie, wie oben erwähnt, nicht zwingend die Obergrenze der Solifluktionsstufe darstellt. Sie ist aber insofern von Bedeutung, da oberhalb von ihr mit Sicherheit kein flächenhaftes Auftreten mehr diagnostiziert werden kann. Auch unter dem Aspekt des Verhältnisses von Solifluktions- und Schneegrenze zueinander in Hochasien soll sie nicht unerwähnt bleiben. Der Schneegrenzbegriff ist allerdings noch umstrittener als alle bisher genannten Grenzen (zur Schneegrenzproblematik siehe HEUBERGER 1980). Ohne auf diese Diskussion näher eingehen zu wollen, soll kurz die Verwendung des Begriffs sowie ihre Ermittlung aufgezeigt werden. Die Bestimmung der Schneegrenze im Gelände mit Hilfe der Firmlinie oder Gleichgewichtslinie auf Gletschern ist problematisch, da sie erst im Spätherbst erkennbar ist. Auch liegt die anhand von Gletscherbeobachtung gewonnene Schneegrenze aufgrund lokal-klimatischer Ursachen 200-300 m tiefer als auf benachbarten Felsflächen. Hinzu kommt, daß unterschiedliche Reliefverhältnisse (Neigung, Abschirmung vor Einstrahlung) bei gleichen klimatischen Bedingungen unterschiedliche Schneegrenzhö-

hen hervorrufen. Von russischen Forschern (LIBOUTRY 1965) wurde deshalb das 'Niveau 365' vorgeschlagen. Es bezeichnet die Untergrenze ganzjähriger Schneebedeckung auf horizontaler, unvergletscherter Oberfläche. Dies trifft zwar den Kern der Sache wesentlich besser, ist aber im Gelände nur selten festzustellen. Ebene Flächen sind im Hochgebirgsrelief selten und häufig auf Paß- bzw. Gipfelflagen beschränkt, die aufgrund ihrer Windexposition für eine Schneeakkumulation denkbar ungeeignet sind. Eine rechnerische Ermittlung des Niveau 365 (siehe ESCHER 1973) scheidet für die meisten Bereiche Hochasiens aufgrund des sehr lückenhaften Klimastationsnetzes aus.

In dieser Arbeit soll deshalb, trotz berechtigter Zweifel, mit der Gletscherschneegrenze (im Sinne HEUBERGERS 1980) gearbeitet werden. Bei der Bestimmung wurde auf das Verfahren von v. HÖFER (1879) zurückgegriffen, das auf dem arithmetischen Mittel zwischen Gletscherzunge und mittlerer Kammumrahmung beruht. Diese Methode hat den Vorteil, leicht bestimmbar zu sein, und gleichzeitig für einen überregionalen Vergleich eine hinreichende Genauigkeit zu besitzen.

Alle obengenannten Grenzen sind naturgemäß im Gelände nicht linienhaft scharf ausgebildet. Dem Kontinuumcharakter der Natur folgend, gehen die unterschiedlichen Bereiche ineinander über und verzahnen sich. Dennoch sind für einen überregionalen Vergleich generalisierte, gemittelte Angaben notwendig. Abb. 3 gibt ein

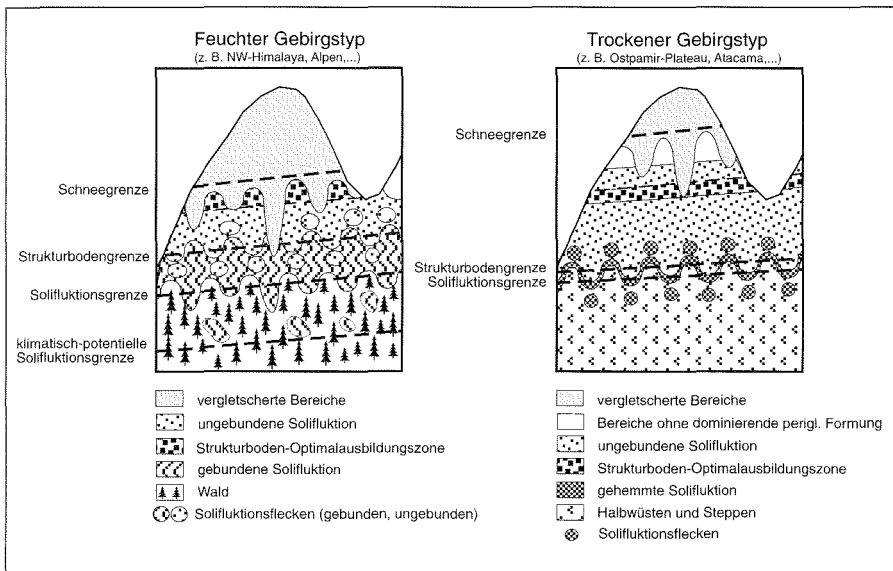


Abb. 3: Schematische Darstellung der Verzahnung der Solifluktiionsstufe mit den sie berg- und talwärts flankierenden Bereichen in feuchten Gebirgen (links) und trockenen Gebirgen (rechts)

schematisiertes Bild der Verzahnung der Solifluktionsstufe mit den berg- bzw. talwärts anschließenden Bereichen bei unterschiedlichen hygrischen Konditionen.

6 Probleme der Solifluktionserfassung und Grenzziehung speziell in Trockengebieten

Die Frage, ob es in den Trockengebieten der Erde eine periglaziale Höhenstufe gibt, und wenn ja, wie deren Grenzen verlaufen, ist seit langem Gegenstand einer lebhaften Diskussion in der Geomorphologie. TROLL (1947) beschreibt in einer seiner grundlegenden Arbeiten zur Periglazialmorphologie einen gleichsinnigen, wenn auch nicht streng parallelen Verlauf von Wald-, Schnee- und Solifluktionsgrenze. Alle drei Grenzen steigen demnach von ozeanischen zu kontinentalen Bereichen und von niedrigen Breiten zu hohen Breiten hin an, wobei die höchsten Lagen aber nicht am Äquator, sondern in den Trockengürteln der Erde erreicht werden. Auch mit der Massenerhebung sei ein Anstieg der Grenzen vom Gebirgsrand zum Gebirgszentrum hin festzustellen. Diese Auffassung vertraten, gestützt auf Untersuchungen in den Rocky Mountains, auf Teneriffa, im Hindukush und in anderen semiariden/ariden Gebirgen, auch HASTENRATH (1960), HÖLLERMANN (1972, 1974), MENSCHING (1977) und RATHJENS (1965, 1978). HÖVERMANN (1954, 1960) dagegen postulierte nach dem Auffinden von Strukturböden bei 2000 m ü. NN im iranischen Elburs ein erheblich tieferes Herabreichen der Solifluktionsgrenze in Trockengebieten gegenüber humiden Gebirgen und damit einen widersinnigen Verlauf von Solifluktions- und Schneegrenze. Seine Hypothese stützten Beobachtungen von KLAER (1962) aus verschiedenen vorderasiatischen Gebirgen (Taurus, Ostanatolien, Elburs), von KAISER (1965) aus dem Libanon sowie von JANNSEN (1972) aus dem Tibesti.

Diese Diskussion war lange Zeit das beherrschende Thema in der Periglazialmorphologie und wurde entsprechend kontrovers geführt. Nach RATHJENS (1982, S. 101) "spricht jedoch mehr dafür, daß auch die Solifluktionsgrenze" – wie Schnee- und Waldgrenze – "gegen die Trockenklimate ansteigt". Diese These scheint heute allgemein anerkannt zu sein und wird auch durch die eigenen Beobachtungen aus Hochasien – soviel sei vorweggenommen – bestätigt.

Die zum Teil extrem tief liegenden, zweifellos frostbedingten Strukturböden in sehr trockenen Gebirgen, aus denen HÖVERMANN (1960) ein Absinken der periglazialen Untergrenze in den Hochgebirgen der Trockengebiete ableitete, läßt sich einerseits mit den gerade für aride Räume typischen hohen nächtlichen Ausstrahlungswerten, die in den Wintermonaten Temperaturen erheblich unter 0° C erreichen können, andererseits, mit in Senken zusammen gespültem Feinmaterial, das für eine Feuchte-speicherung besonders gut geeignet ist, erklären (MENSCHING 1977). Dies sind aber eindeutig azonale Einzelvorkommen, die an Gunststellen gebunden sind und bei der Ausweisung bzw. Abgrenzung einer Solifluktionsstufe außer Betracht bleiben müssen. Auch in Kashgar zum Beispiel treten in mindestens vier Monaten nächtlich

Fröste auf, die an gut durchfeuchteten Stellen durchaus eine Materialsortierung bewirken können, trotzdem kann man diese Vorkommen nicht der periglazialen Stufe zuordnen und aus ihrer Existenz auf ein Absinken der Solifluktionsgrenze schließen.

Ein weit größeres Problem bei Arbeiten in trockenen Hochgebirgen stellt das Erkennen des formbestimmenden Prozesses einer Erscheinung im Gelände dar. Häufig zeigen sich konvergierende Formen periglazialer und arider Morphodynamik (z.B. in Verbindung mit Salz oder Gips, vgl. SCHRÖDER et al. 1996b), bei denen die eindeutige Zuordnung zum einen oder anderen Prozeß schwierig ist.

In trockenen Hochgebirgen sind polygenetische Erscheinungen keine Seltenheit, vielleicht sogar die Regel. Unterschiedliche Angaben in der Literatur beruhen häufig gerade auf dieser Uneindeutigkeit der Zuordnung der Formen und der jeweils subjektiven Betrachtungsweise verschiedener Forscher. Auch sind Verwechslungen von Formen, die in Zusammenhang mit Trockenheit entstanden sind, und solchen, bei denen der Frost den entscheidenden Formungsfaktor darstellt, nicht ausgeschlossen. Darauf weist auch schon HÖLLERMANN (1974, S. 333) hin: "Besonders schwierig wird eine Trennung der Prozesse in hohen Gebirgen der Trockengebiete, wo Trockenklima und Frostwechselklima zusammenfallen oder jahresperiodisch alternieren". Solifluidale und kryoturbative Formen können dort nur dann entstehen, wenn neben den thermischen Grundvoraussetzungen auch die Feuchteverhältnisse im Boden gegeben sind und dies ist in Trockengebieten meist nur in wenigen kurzen Phasen im Jahresverlauf der Fall. Im übrigen Jahr verwischen diese Formen durch die Wirkung von Wind, Wasser (Starkregenereignisse) oder Austrocknung wieder.

II Regionaler Teil

1 Makroklimatische Verhältnisse in Zentralasien

Wie oben dargestellt, werden Solifluktion und Kryoturbation stark vom Jahresgang der Temperatur und der Niederschläge bestimmt. Das Zusammentreffen von thermisch günstigen Bedingungen (Frost bzw. Frostwechsel) mit hygrisch günstigen Bedingungen (ausreichende Bodenfeuchte) steigert die frostbedingte Formung um ein Vielfaches gegenüber Bereichen, in denen dies nicht der Fall ist. Zum besseren Verständnis der klimatischen Rahmenbedingungen in den einzelnen Untersuchungsräumen sollen deshalb im Folgenden zunächst überblicksartig die makroklimatischen Verhältnisse Zentralasiens aufgezeigt werden.

Nach der globalen, nach vegetationsökologischen Gesichtspunkten vorgenommenen Klimaklassifikation von TROLL & PAFFEN (1964), kann das hier behandelte Gebiet fünf verschiedenen Klimazonen zugeordnet werden, wobei die Gebirgsklimate jeweils Varianten der Klimazone, in der das Gebirge liegt, darstellen:

1. Im Vorland des NW-Himalaya zeigen sich aufgrund monsunaler Einflüsse kurz sommerfeuchte und wintertrockene Verhältnisse (IV 3).
2. Weiter nördlich auf der Nordabdachung des NW-Himalaya und im Karakorum herrschen winterfeuchte und sommertrockene Klimate mediterranen Typus vor (IV 1).
3. Weite Bereiche im Zentrum Hochasiens werden von winterkalten und wintertrockenen Steppen-, Halbwüsten- und Wüstenklimaten eingenommen (III 11 u. III 12).
4. Der Nordrand Hochasiens weist winterkalte, sommerdürre Verhältnisse auf (III 10).
5. Das Issyk-Kul-Becken im Tien-Shan ist schließlich durch kontinentale, winterkalte und schwach wintertrockene Klimaverhältnisse charakterisiert (III 5).

Die südlichen Bereiche Hochasiens können in dieser Gliederung der warmgemäßigten Subtropenzone (IV) zugerechnet werden, während die zentralen und nördlichen Gebiete bereits zur kühlgemäßigten Klimazone (III) gehören. Eine derart generalisierende Darstellung verlangt eine linienhafte, scharfe Abgrenzung, die den natürlichen Verhältnissen nicht gerecht werden kann. Häufig gehen die verschiedenen Klimazonen fließend ineinander über bzw. verzahnen sich. Zusätzlich erschwert wird eine solche Einteilung in Hochgebirgen durch das Relief und damit verbundenen, lokalklimatischen Besonderheiten.

Aufgrund seiner großen horizontalen und vertikalen Ausmaße ist der zentralasiatische Hochlandblock von ausgeprägten klimatischen Gegensätzen geprägt. Der jahreszeitlich wechselnde Einfluß polarer, kontinentaler, subtropischer und tropi-

scher Luftmassen wird weiterhin durch die starke Reliefgliederung modifiziert (siehe BÖHNER 1996).

Im Winter ist durch autochthone Kaltluft ein zwar geringmächtiges, aber stabiles Kältehoch über Sibirien und den zentralasiatischen Hochländern ausgebildet. Der Kern der Antizyklone (> 1040 hPa) liegt über den Beckenbereichen der westlichen Mongolei. Durch die Lage im Lee umgebender Hochgebirge ist eine advektive Wärmezufuhr aus westlichen Luftmassen verhindert. Den Gegenpol zum asiatischen Kältehoch bildet das Aleutentief (< 1000 hPa). Diese beiden Druckgebilde sorgen dafür, daß vor allem nordwestliche bis nordöstliche Strömungen im Winterhalbjahr für weite Teile Ost- und Zentralasiens wirksam sind. Der pakistanische Raum ist durch die Abschirmung der Gebirge von diesen 'gealterten' polaren Luftmassen weitgehend verschont. Dies zeigt sich in den großen Gegensätzen der räumlichen Temperaturverteilung. So liegen beispielsweise in Almaty die Monatsmittel von fünf Monaten im Minusbereich, während in Rawalpindi oder Gilgit kein einziger Monat negative Mitteltemperaturen aufweist. Die Höhenströmung der außertropischen Westwinddrift ist im 200 hPa-Niveau über Hochasien in zwei Äste aufgespalten. Da sich die Divergenz bereits über dem Kaspischen Meer im Luv der Gebirge vollzieht, sind nach BÖHNER (1996) nicht orographische, sondern eher thermodynamische Ursachen dafür verantwortlich. Die über dem Hochlandblock gebildete Kaltluft bewirkt einen stationären, quasipermanenten 'cut-off-effect', ein Abschnüren von Kaltlufttropfen, was sonst nur bei einer 'low index'-Zirkulation entsteht. Der stärker ausgebildete südliche Ast verläuft entlang des Himalayabogens und erreicht seine südlichste Position über dem Ganges-Tiefland. Der schwächer ausgeprägte nördliche Ast läuft nördlich am zentralasiatischen Hochlandblock vorbei, findet seine nördlichste Lage über dem Dschungarischen Alatau und schwenkt dort in eine SE-Bahn um. Über der chinesischen Ostküste zwischen 30° und 35° N vereinigen sich die beiden Äste wieder (BÖHNER 1996, LYDOLPH 1977b). Die gesamte Westseite des zentralasiatischen Hochlandblockes bezieht ihre Feuchtigkeit in dieser Jahreszeit aus zyklonaler Aktivität der Westwinddrift.

Im Laufe des Frühjahrs kommt es aufgrund des Ansteigens der Globalstrahlung zu einer langsamen Erwärmung des tibetischen Hochlandes und der innerasiatischen Wüsten. Dies hat eine Senkung des Luftdrucks und eine Abschwächung bzw. NW-Verlagerung des Kältehochs zur Folge. Der Kernbereich (> 1020 hPa) liegt zu dieser Jahreszeit über den perennierenden Schneeflächen der nordwestlichen Randketten des Altai, wo die Schneebedeckung durchschnittlich 240 Tage pro Jahr liegen bleibt (LYDOLPH 1977b). Dies stellt verglichen mit dem restlichen Eurasien in dieser Breitenlage ein Maximum dar. Die Verlagerung der Antizyklone über den Altai führt gleichzeitig zu einer Nordverlagerung der planetarischen Frontalzone. Parallel dazu schwächt sich das Aleutentief ab, so daß im Frühjahr deutlich geringere Luftdruckunterschiede über Zentralasien herrschen.

Der Nordrand Hochasiens (nördliche und westliche Tien-Shan-Vorländer) bleibt trotz erhöhter zyklonaler Aktivität überwiegend im Einflußbereich kontinentaler

Kaltluft. Die im Winter so häufigen Temperaturinversionen nehmen ab, was zu einem Anstieg des hypsometrischen Temperaturgradienten auf 0,5 - 0,7°C/100 m führt (im Winter nur 0,33°C/100 m).

Wie in den Wintermonaten bekommt die westliche Gebirgsumrahmung Hochasiens vom Tien-Shan bis zum NW-Himalaya auch im Frühjahr überwiegend Niederschläge aus der Westwinddrift. Die Labilisierung des Kältehochs verstärkt die zyklonale Aktivität allerdings, was zu insgesamt höheren Niederschlägen als im Januar führt. Besonders der Tien-Shan profitiert aufgrund einer Verstärkung des nördlichen Astes davon.

Im Sommer bricht das Hoch vollständig zusammen. Durch die starke Einstrahlung und die damit verbundene starke Erwärmung des tibetischen Hochlandes kommt es zur Ausbildung eines schwachen Hitzetiefs. Gleichzeitig wird die inner-tropische Konvergenzzone nordwärts verlagert. Dadurch kommt der nordindisch-pakistanische Raum in den Einflußbereich niedrigen Luftdrucks. Ursprünglich passatische Luftmassen werden nach Überschreiten des Äquators labilisiert, werden mächtiger und treffen als feuchtwarme SW-Strömung auf den Subkontinent. Nach der Definition CONRADS (1937), der für Monsungebiete eine jahreszeitlich wechselnde Windrichtung um 120° fordert, spricht man dabei vom Monsun. In den nördlichen und nordwestlichen Gebirgen nehmen die zyklonale Tätigkeit und damit die Niederschläge ab. Der überwiegende Teil der Sommerniederschläge in diesen Bereichen entsteht aus thermischer Konvektion. Zusätzlich bildet sich über dem Tien-Shan eine mit der Polarfront assoziierte Luftmassengrenze, die sogenannte 'Tien-Shan-Front' (vgl. DOMRÖS & PENG 1988). Sie trennt, der Kammlinie des Tien-Shan folgend, autochthon gebildete Warmluft der Trockenräume Chinas von außertropischen, gemäßigten Luftmassen.

Somit ist während der Sommermonate in Zentralasien eine sehr unterschiedliche Niederschlagsgenese wirksam. Am SW-Rand Hochasiens herrscht Monsun, in den häufig Störungen aus der Westdrift eingebunden sind; in den nördlich anschließenden Gebirgen dagegen wechselnder Einfluß advektiver und konvektiver Tätigkeit.

Im Herbst kommt es schließlich wieder zu einer großräumigen Umstellung der atmosphärischen Zirkulation. Abnehmende Strahlung über dem tibetischen Hochland führt zum erneuten Aufbau und im weiteren zur Südverlagerung einer Antizyklone. Im Oktober liegt der Kern mit > 1024 hPa bereits über dem Dschungarischen Becken. Im ganzen Raum überwiegen nun wieder zyklonalorientierte Niederschläge aus westlichen Strömungen, was in den nördlichen und westlichen Tien-Shan-Vorländern zu einem sekundären Niederschlagsmaximum führt.

Zusammenfassend lassen sich drei unterschiedliche Niederschlagsregime, die für den zentralasiatischen Hochlandblock wirksam sind, ausmachen:

1. Störungen der außertropischen Westdrift sind praktisch ganzjährig an der gesamten westlichen Gebirgsumrahmung Hochasiens (vom Tien-Shan bis zum

NW-Himalaya) wirksam. Der Tien-Shan erhält dabei den Großteil seiner Niederschläge in den Monaten März bis Juni. Ein sekundäres Maximum zeigt sich im Oktober. In den südlich an den Tien-Shan anschließenden Gebirgen (Pamir, Karakorum und NW-Himalaya) verschiebt sich das Niederschlagsmaximum im Jahresverlauf leicht nach vorn.

2. Auf der Südabdachung des NW-Himalaya und seinen Vorländern sind zusätzlich monsunale Einflüsse spürbar, die ein deutliches sommerliches Niederschlagsmaximum hervorrufen. Bei bestimmten Konstellationen (z.B. Höhentrog über dem Pamir) kann es zu einer Interaktion von Monsun und außertropischer Westdrift kommen, wobei feuchtlabile, monsunale Luftmassen über nach Süden offene Täler (Indus, Swat) weit nach Norden vordringen können (siehe REIMERS 1994, WEIERS 1995).
3. Die im Lee der Gebirge liegenden Bereiche weisen deutlich kontinentale Züge mit Winter trockenheit und einem durch Konvektion hervorgerufenem Sommermaximum der Niederschläge auf. Im Nordteil Hochasiens spielen außerdem Konvergenzeffekte im Einflußbereich der Tien-Shan-Front eine Rolle.

Insgesamt ist das in dieser Arbeit behandelte Gebiet von einem außerordentlich komplizierten Mosaik unterschiedlicher Klimabedingungen gekennzeichnet, von monsunal zu nicht mehr vom Monsun beeinflusst, von voll- bzw. semihumiden zu vollariden sowie eher ozeanisch geprägten zu extrem kontinentalen Bereichen hin, was eine starke Differenzierung bezüglich Höhenlage, Ausbildung und Grenzen von Solifluktions- und Kryoturbationsformen erwarten läßt.

2 Einzeluntersuchungen

Im folgenden sollen nun Untersuchungsergebnisse aus den verschiedenen Teilbereichen Hochasiens, die während der Feldarbeiten besucht wurden, vorgestellt werden. Den eigenen Ergebnissen zur frostdynamischen Oberflächenformung sind jeweils die klimatischen Rahmenbedingungen der einzelnen Arbeitsgebiete an Hand der Literatur und eigener Auswertungen vorangestellt. Auf andere Einflußfaktoren wie Vegetation, Substrat oder Relief wird jeweils in den Kapiteln zur Oberflächenformung eingegangen. Diese Unterteilung empfahl sich, da die mesoklimatischen Verhältnisse nur im größeren Rahmen betrachtet werden können, bei den übrigen Faktoren aber nur die tatsächlich im besuchten Gebiet auftretende Ausprägung von Interesse ist.

2.1 Das Kaghan-Tal im NW-Himalaya

Das Kaghan-Tal liegt auf der Südabdachung der äußersten, nordwestlichen Ausläufer des pakistanischen Himalaya zwischen 34° 33' und 35° 11' nördlicher

Breite sowie $73^{\circ} 17'$ und $74^{\circ} 09'$ östlicher Länge. Hier, etwa 50 km westlich des Nanga Parbat (8125 m ü. NN), erreicht der Himalaya-Hauptkamm nur noch Gipfelhöhen von 4500 bis 5300 m ü. NN. Der Malika Parbat stellt mit 5300 m ü. NN die höchste Erhebung im weiteren Umkreis dar. Das Kaghan-Tal erstreckt sich in mehr oder weniger NO-SW-Richtung über 160 km von Donel, wo der Kunhar-Fluß in den Neelam mündet, bis zum 4172 m hohen Babusar-Paß. Nördlich des Babusar-Passes zieht das Thak-Tal steil hinab ins wüstenhafte Indus-Tal.

Das Kaghan-Tal wurde aus verschiedenen Gründen für die Untersuchungen ausgewählt. Zum einen liegen mit der hervorragenden Arbeit von SCHICKHOFF (1993) bereits zahlreiche geographische Grundlagendaten zu Klima, Vegetation und Geologie vor, auf die im folgenden des öfteren zurückgegriffen werden kann. Der zweite Grund ist der klimatische Wandel von Süden nach Norden. Bereits innerhalb des Tallängsprofils waren Veränderungen hinsichtlich der gewählten Fragestellung zu erwarten. Nicht zuletzt ist das Kaghan-Tal eines der wenigen, gefahrlos zugänglichen Täler in diesem Bereich Pakistans. Zwei Bereiche im Kaghan-Tal wurden während der Feldarbeiten genauer untersucht, das Saiful Muluk-Seitental südöstlich von Naran sowie das Purbi Nar-Seitental östlich von Besal im Oberen Kaghan-Tal (zur Lage siehe Abb. 6).

2.1.1 Die mesoklimatischen Verhältnisse im Kaghan-Tal

Das Kaghan-Tal wird von zwei unterschiedlichen Niederschlagsregimen beeinflusst. Zum einen bringen monsunale Ausläufer vor allem dem unteren Kaghan reichlich Sommerniederschläge, während das obere Kaghan nur mehr randmonsunale Einflüsse aufweist und den Großteil seiner Niederschläge Störungen der außertropischen Westwinddrift im Winter und Frühjahr verdankt. Diese Störungen entstehen überwiegend aufgrund gesteigerter Konvektion auf den Vorderseiten von Höhentrog- und -rücken, die innerhalb des subtropischen Jetstreams nach Osten wandern. Zyklonale Niederschläge sind eher die Ausnahme, da die meisten Zyklonen den NW-Himalaya bereits in okkludierter Form erreichen (FLOHN 1956). Während die monsunalen Niederschläge streng auf die Sommermonate konzentriert sind, beeinflussen die 'Western Disturbances' das Wettergeschehen über das ganze Jahr hinweg.

Die unterschiedliche jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge zeigt auch ein Blick auf die Klimadiagramme der Stationen des Kaghan-Tales und benachbarter Regionen (siehe Abb. 4). Die Stationen am Gebirgsrand (Rawalpindi und Murree) und im unteren Teil des Kaghan-Tales (Balakot) zeigen ein monsunales Niederschlagsmaximum in den Sommermonaten und ein sekundäres im Winterhalbjahr, das nur etwa 30% des Jahresniederschlags ausmacht. Bei einer mittleren Jahresniederschlagsmenge von 1783 mm bzw. 1545 mm herrschen in Murree und Balakot ganzjährig humide Verhältnisse vor. Lediglich in Ausnahmejahren können in Balakot

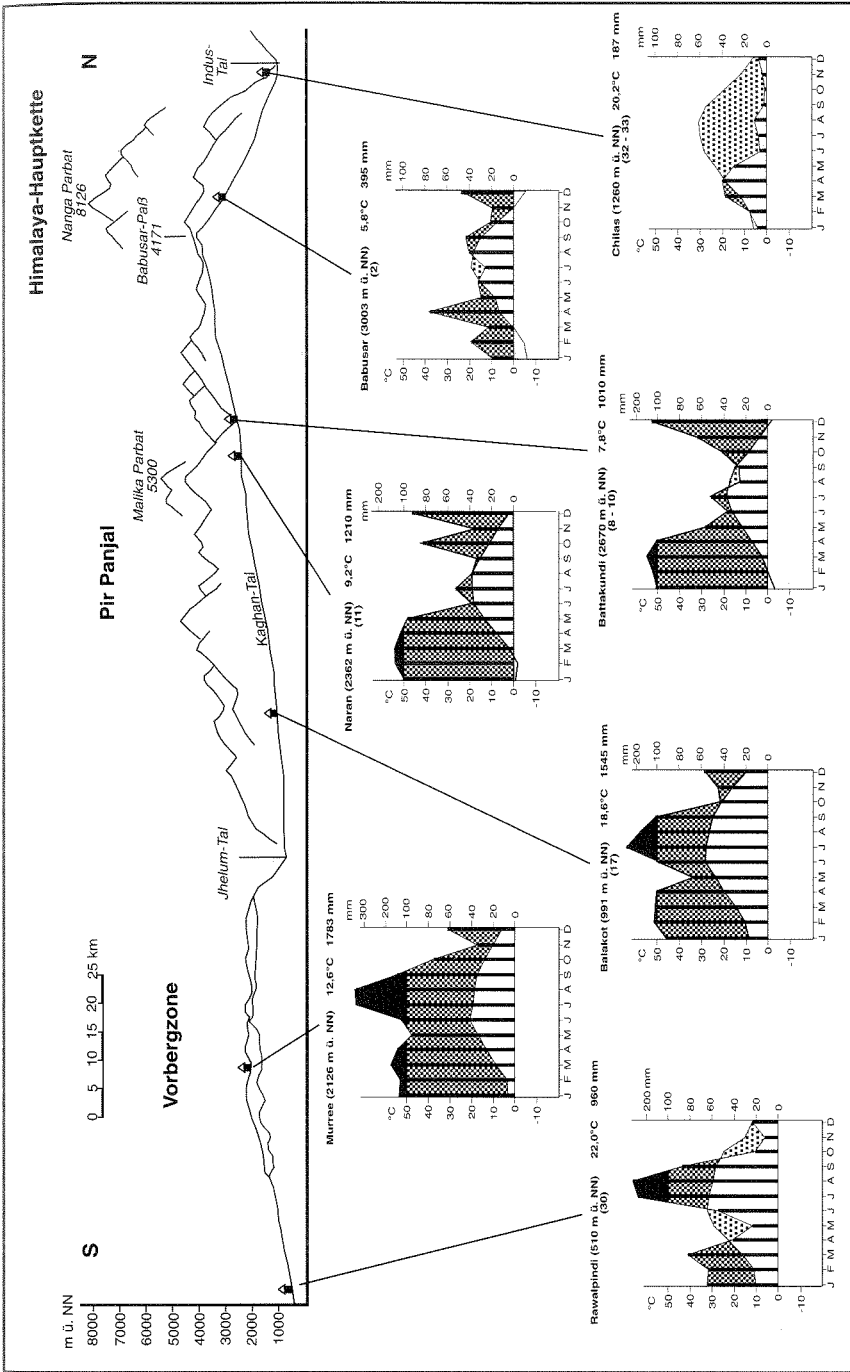


Abb. 4: Klimatologisches Profil des Kaghlan-Tales (Profil nach Paffen et al. 1956, Klimadiagramme aus SCHICKHOFF 1993 nach WALTER & LIETH 1960)

im Herbst zwischen dem Ende des Monsuns und dem Einsetzen der Winterniederschläge aride Monate auftreten, ebenso kurzfristig trockene Phasen im Frühjahr vor Einsetzen des Monsuns (SCHICKHOFF 1993).

Die Temperaturen sind der subtropischen Breitenlage entsprechend hoch. In Balakot liegt das Jahresmittel bei 18,6°C, im knapp 1 200 m höher gelegenen Murree immer noch bei 12,6°C. In Balakot liegen die Monatsmittel von April bis Oktober über 18°C. Auffallend ist, daß bei beiden Stationen bereits der Juni der wärmste Monat ist, was damit zu erklären ist, daß mit Einsetzen des Monsuns die Einstrahlung und damit die Erwärmung herabgesetzt ist. Auch sinken in beiden Stationen die winterlichen Monatsmitteltemperaturen nicht unter 0°C, was gelegentliche Fröste allerdings nicht ausschließt. Die Jahrestemperaturamplitude zwischen kältesten und wärmsten Monat liegt im unteren Kaghan bei etwa 20 K.

In Naran (2362 m ü. NN) und Battakundi (2670 m ü. NN), 50 bzw. 65 km talaufwärts von Balakot, zeigt sich bereits ein deutlich abgeschwächter Monsuneinfluß. Auch die jährliche Gesamtniederschlagsmenge geht auf 1 210 mm bzw. 1 010 mm zurück. Daß die Niederschlagsmenge von Naran nach Battakundi weiter abnimmt, obwohl theoretisch eine höhenwärtige Zunahme zu erwarten wäre, zeigt den großen Einfluß der abnehmenden Monsunniederschläge auf den Jahresniederschlag (Abb. 4 und 5).

Im Gegensatz zum unteren Kaghan, wo etwa 56 % des Jahresniederschlags in der Zeit zwischen Juni und September fallen, machen in Naran die monsunezeitlichen Niederschläge nur noch 15,7 % der jährlichen Niederschlagsmenge aus, während der Anteil der Winterniederschläge auf 74 % ansteigt (zum Vergleich: im unteren

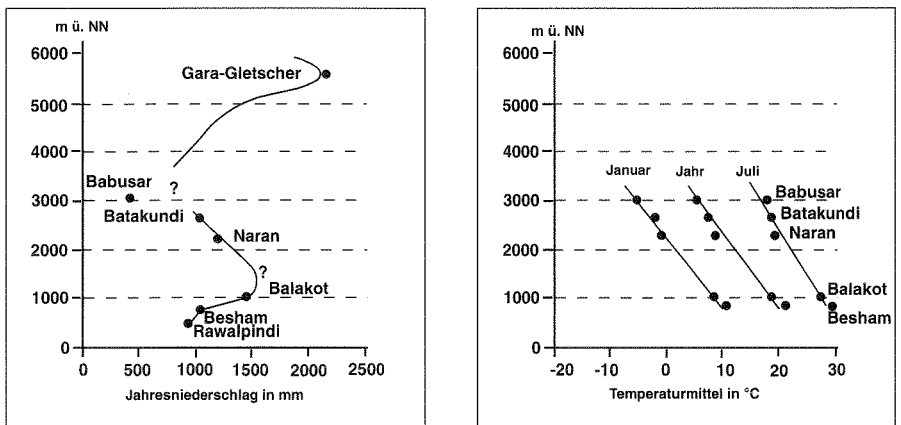


Abb. 5: Hypothetische Vertikalgradienten von Temperatur und Niederschlag im Kaghan-Tal (Niederschlagsdiagramm verändert nach WEIERS 1995)

Kaghan 30 %). Ein Großteil der Winterniederschläge fällt in dieser Höhe als Schnee. Nach Aussagen Einheimischer ist während der Wintermonate ein Großteil der Hütten und Häuser in Naran von einer bis zu 1,5 m mächtigen Schneedecke überdeckt. Diese, gegenüber dem unteren Kaghan gänzlich andere klimatische Situation, zeigt sich nach GRÖTZBACH (1989) auch im Siedlungscharakter und der geringen Winterbevölkerung der höher gelegenen Ortschaften. Zwar ist das obere Kaghan während der Wintermonate über sonnenseitig gelegene Pfade erreichbar, die Straße ist allerdings wegen mächtiger Schneemassen und Lawinengefahr meist ab Mahandri unpassierbar. Erst ab Mai ist Naran wieder erreich- und bewohnbar.

Battakundi weist selbst im langjährigen Mittel zwei aride Monate auf, in Naran ist dies nur gelegentlich der Fall. Im langjährigen Mittel herrschen hier noch ganzjährig humide Bedingungen (SCHICKHOFF 1993).

Bezüglich der Temperaturen läßt sich feststellen, daß die Monatsmittel in Naran zwei, in Battakundi drei Monate im Minusbereich liegen. Fröste können von Oktober bis April auftreten. Die Jahresmittel gehen auf 9,2°C bzw. 7,8°C zurück. Insgesamt zeigt sich in den abnehmenden Niederschlägen und der größer werdenden Temperaturamplitude im oberen Kaghan (siehe Abb. 5) ein kontinentalerer Klimacharakter als in den unteren Talbereichen. Weiter talaufwärts Richtung Babusar-Paß ist der Niederschlagsrückgang weniger ausgeprägt. Oberhalb der Mündung des Jalkad Nar ist im Stau des Himalaya-Hauptkammes sogar eine leichte Zunahme der Niederschläge anzunehmen (SCHICKHOFF 1993).

Über die hypsometrische Änderung von Temperatur und Niederschlag ist im westlichen Himalaya bisher noch wenig bekannt. In Abhängigkeit der beiden genetisch unterschiedlichen Niederschlagstypen, die das Kaghan-Tal beeinflussen, zeigen sich unterschiedliche hypsometrische Niederschlagsgradienten (siehe Abb. 5). Die aus westlichen Störungen stammenden Niederschläge führen zu einem außertropisch-advektiven Niederschlagstyp (nach WEISCHET 1965) mit kontinuierlich mit der Höhe zunehmenden Niederschlägen. Die monsonalen Luftmassen sind dagegen nur flache Luftströmungen, die den Großteil ihrer Feuchtigkeit in tieferen Lagen abgeben und so eine Stufe maximaler Niederschläge hervorrufen.

Nach SCHICKHOFF (1993) läßt sich anhand der vegetationsökologischen Höhenstufung im Kaghan-Tal eine Zunahme der monsonalen Niederschläge bis in Höhen von 3000-3500 m ü. NN annehmen. FLOHN (1970) und andere Wissenschaftler gehen von niedrigeren Höhenlagen aus (2000-3000 m ü. NN). Endgültige Aussagen zum hypsometrischen Niederschlagsgradienten während des Monsuns können noch nicht gemacht werden.

Wie bei der Niederschlagsverteilung zeigen sich auch bezüglich der Temperaturhöhenwärtige Veränderungen (siehe Abb. 5). Die zunehmende Kontinentalität und eine unterschiedliche Schneedeckendauer modifizieren den Vertikalgradienten im Talverlauf. Im unteren Kaghan liegt er im Mittel bei 0,63°C/100 m. Eine größere Temperaturabnahme mit der Höhe zeigt sich im Frühjahr, wenn die Talregionen

schon schneefrei sind, die Hochlagen aber noch mächtige Schneedecken und aufgrund der starken Reflexion einen geringeren Wärmeumsatz aufweisen. Von August bis Dezember ist die höhenwärtige Temperaturabnahme bei ausgeglichenerem Strahlungs- und Wärmehaushalt wesentlich geringer.

Im oberen Kaghan liegt der durchschnittliche Vertikalgradient nur noch bei $0,41^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Dies hängt zum einen mit der stärkeren Kontinentalität, zum anderen mit der langandauernden Schneebedeckung und somit lange Zeit sehr ausgeglichenen Verhältnissen mit geringer vertikaler Temperaturabnahme zusammen. In den Sommermonaten zeigen sich dagegen sehr hohe Temperaturabnahmen mit der Höhe, wenn weite Bereiche in tieferen Lagen bereits ausgeapert sind, die Gipfel allerdings noch nicht.

Nach SCHICKHOFF (1993) läßt sich das Kaghan-Tal zusammenfassend in fünf klimaökologische Bereiche gliedern (Abb. 6):

1. Im unteren Kaghan-Tal zeigen sich ein ausgeprägter Monsuneinfluß und ganzjährig humide Klimabedingungen. Die monsunalen Niederschläge überwiegen deutlich die Winter- und Frühjahrsniederschläge.
2. Bereits ab Paras, wo das Tal in eine West-Ost-Richtung umschwenkt, ist der Monsuneinfluss aufgrund südlich vorgelagerter Gebirgszüge deutlich abgeschwächt. Die Winter- und Frühjahrsniederschläge nehmen zu.
3. Oberhalb von Mahandri biegt das Tal in eine Ost-West-Richtung. Hier vollzieht sich ein deutlicher Wechsel der vorherrschenden Niederschlagsregime. Aufgrund der Lage im Lee vorgelagerter Gebirgsketten sind hier nur noch randmonsunale Einflüsse spürbar. Die Winter- und Frühjahrsniederschläge überwiegen hier deutlich die Sommerniederschläge. Insgesamt gehen die Niederschläge weiter zurück, in einzelnen Jahren können sogar Dürreperioden auftreten.
4. Talaufwärts von Naran wird die Grenze humid-semihumid überschritten. Battakundi weist auch im langjährigen Mittel zwei aride Monate auf. Die geschützte Lage im Regenschatten hoher Kämmen läßt hier monsunale Einflüsse stark in den Hintergrund treten.
5. Etwa ab der Mündung des Jalkad Nar südlich von Besal ist im Luv des Himalaya-Hauptkammes wieder von einer leichten Zunahme der Niederschläge auszugehen.

Nach Überschreiten des Babusar-Passes (4 172 m ü. NN) gehen die Niederschläge deutlich zurück. Die Winter- und Frühjahrsniederschläge überwiegen zwar, allerdings ist auch ein sommerliches Sekundärmaximum sowohl in den Hochlagen, als auch im Industal (siehe Station Babusar und Chilas in Abb. 4) festzustellen. Dies dürfte in erster Linie von konvektiven Niederschlagsereignissen hervorgerufen werden.

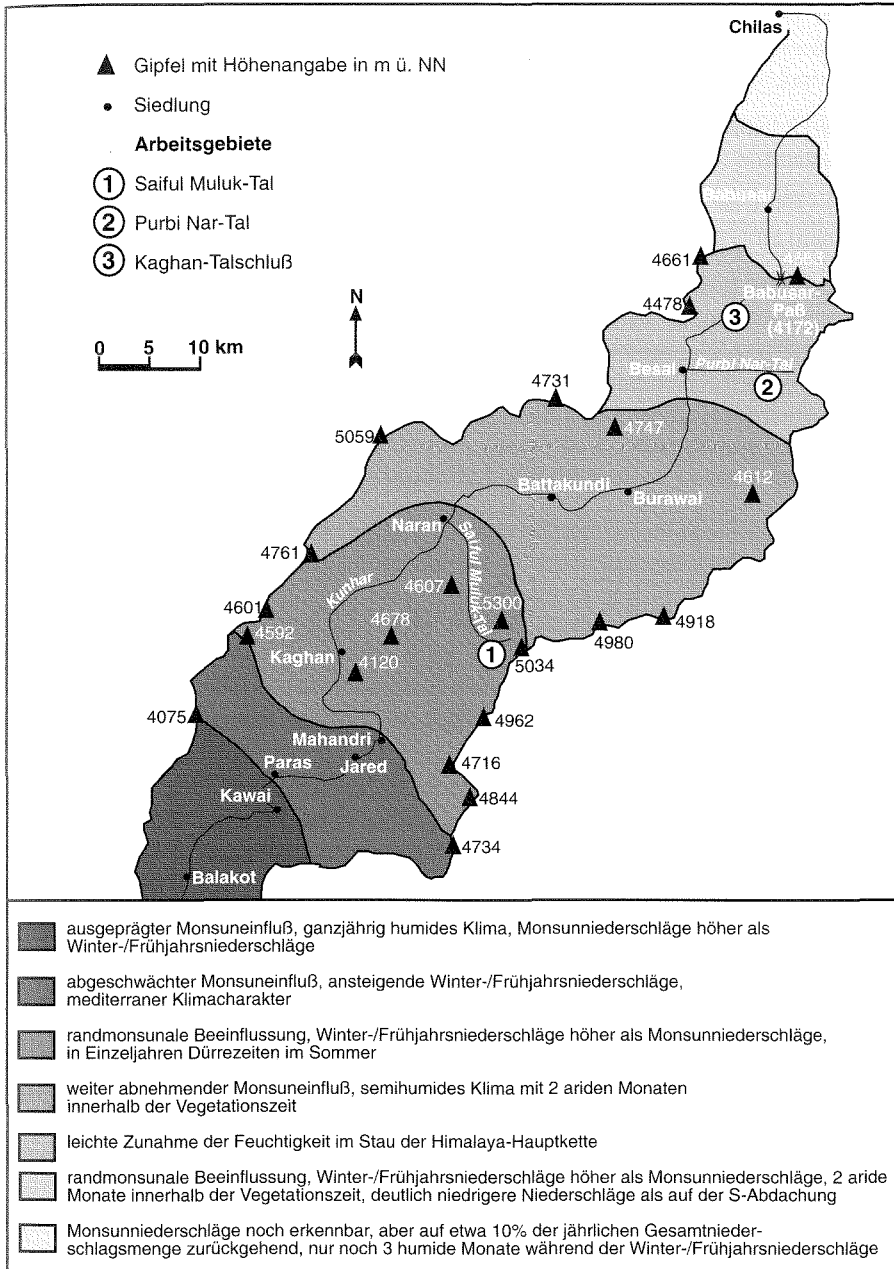


Abb. 6: Klimaökologische Raumgliederung des Kaghan-Tales (nach SCHICKHOFF 1993)

Nach WEIERS (1995) können daneben aber auch monsunale Luftmassen weit in die nordpakistanischen Hochgebirgsräume vordringen, wenn zwei Voraussetzungen erfüllt sind:

1. Starke Konvektion in Verbindung mit Monsundepressionen im Himalaya-Vorland.
2. eine südliche Höhenströmung, die durch einen Höhentrog über dem Pamir bzw. einem Höhenhoch im 500 hPa-Bereich über Westtibet hervorgerufen wird.

Sind diese Bedingungen erfüllt, können von SE nach NW ziehende Monsuntiefs auf den Vorderseiten in nach Osten wandernde Höhenträge der Westwinddrift einbezogen werden, was zu lang anhaltenden Aufgleitvorgängen und intensiven, z.T. wolkenbruchartigen Starkniederschlägen führt (FLOHN 1956), die, wie im September 1993, katastrophale Ausmaße annehmen können (REIMERS 1994). Über nach Süden offene Täler (Swat, Indus) und den im äußersten NW-Himalaya relativ niedrigen Hauptkamm können so feuchtlabile Luftmassen des Monsun weit nach Norden vordringen.

2.1.2 Solifluktion und Kryoturbation im Kaghan-Tal

Zur Klärung der Frage, inwieweit sich der Einfluß des Monsun auf die frostbedingte Oberflächenformung auswirkt, wurden zwei Bereiche im Kaghan-Tal näher untersucht. Es handelt sich zum einen um das Saiful Muluk-Seitentäl im noch randmonsunal beeinflussten mittleren Kaghan-Tal, und um das Purbi Nar-Tal bei Besal im oberen Kaghan, wo der Monsuneinfluß bereits deutlich abgeschwächt ist. Ferner konnten bei zwei Überschreitungen des Babusar-Passes (4173 m ü. NN) im Juni 1995 & September 1996 auch Beobachtungen am Talschluß des Kaghan-Tales sowie im oberen Thak-Tal auf der Himalaya-Nordabdachung gemacht werden, die das gewonnene Bild ergänzen. Vollmonsunal geprägte Bereiche konnten aufgrund der geringen Gipfelhöhen im unteren Kaghan-Tal nicht in die Untersuchungen einbezogen werden.

2.1.2.1 Mittleres Kaghan-Tal (Saiful Muluk-Tal)

Das Saiful Muluk-Tal mündet unmittelbar bei Naran von Osten in das Kaghan-Tal. Es erstreckt sich vom Saiful Muluk-See (ca. 3250 m ü. NN) etwa 7 km in N-S-Richtung, bevor es bei etwa 3550 m ü. NN wieder nach Osten umschwenkt und klare Nord- und Südexpositionen aufweist. Den Talschluß bildet ein namenloser Gletscherpaß südlich des Malika Parbat (5300 ü. NN).

Das Saiful Muluk-Tal liegt im Bereich des Higher Himalayan Crystalline (GRECO 1989), das von unterschiedlich metamorphisierten kambrischen und präkambrischen Graniten gebildet wird. Weite Talbereiche werden von ebenfalls granitischem/

gneisigem Moränenmaterial eingenommen, das mit seinem höheren Gehalt kleiner Korngrößen günstigere Bedingungen für solifluidale/kryoturbative Prozesse aufweist.

Die natürliche Waldgrenze, die im mittleren Kaghan bei 3 300 m ü. NN liegt, ist anthropogen um etwa 300 m herabgedrückt. Letzte Einzelexemplare hochstämmiger Bäume (*Abies pindrow*, *Picea smithiana*) stehen wenig nördlich des Saiful Muluk-Sees bei 3 250 m ü. NN. Feucht-temperierte Koniferenwälder treten von Naran talaufwärts nur noch nordexponiert auf, die Südseiten werden von *Artemisia-Juniperus*-Steppenwäldern (*A. maritima*, *J. macropoda*) eingenommen. Die alpine Stufe wird von *Cyperaceen*-Rasen (überwiegend *Kobresia*-Arten) eingenommen, in die anfangs *Salix*-Krummholz, in höheren Lagen v.a. *Juniperus*- und *Rhododendron*-Sträucher (*J. squamata*, *C. spec.*, *R. anthopogon*) eingestreut sind. Ein natürlicherweise im Übergangsbereich der subalpinen Koniferenwälder zu den Matten ausgebildeter *Betula utilis*-Gürtel ist hier weitgehend anthropogen verdrängt (SCHICKHOFF 1993, 1996).

Ab etwa 3 250 m ü. NN treten erste vereinzelte Kleinformen frostbedingter Formung auf (siehe Abb. 7). Auf unnatürlich vegetationsfreien Stellen konnten im Juni 1995 und 1996 Zellenböden (10-15 cm Durchmesser) beobachtet werden, die eine aktuelle Formung in der obersten Bodenschicht anzeigen. Relativ häufig finden sich Erscheinungen des Rasenwälzens, die ebenfalls nur einige intensivere Nachfröste für ihre Entstehung benötigen. Großflächige Beweidung, v.a. aber der starke Tagestourismus im Bereich des Saiful Muluk-Sees mögen die Entstehung durch Degradierung der Vegetationsdecke fördern. Mit zunehmender Entfernung vom See werden die Erscheinungen trotz zunehmender Höhe bei vitalerer Vegetation seltener. Vereinzelt konnten im Uferbereich des Saiful Muluk-Baches flache Auffrierhügel mit Durchmessern bis zu > 1 m beobachtet werden. Auch als azonal einzuordnende Strukturböden mit 30 cm Durchmesser fanden sich im unbewachsenen Aufschotterungsbett des Baches. Die günstige Wasserversorgung in unmittelbarer Bachnähe sowie ein frühzeitiges Ausapern des Winterschnees dürfte dafür verantwortlich sein.

Ab etwa 3 400 m ü. NN treten expositionsunabhängig gebundene Solifluktionsformen in größeren Dimensionen und häufiger auf (Abb. 7). Die starken Hangneigungen von meist > 25° begünstigen die Solifluktion. Die Loben erreichen hier trotzdem nur Breiten von max. 5 m mit Stirnhöhen zwischen 25 und 30 cm. Sie sind vergesellschaftet mit Wanderblöcken, deren Dimension 1 m³ selten überschreitet. Bei den meisten Blöcken ist ein nur sehr geringer Abstand (max. 50 cm) zwischen Ausrißnische und Block festzustellen, was auf äußerst geringe Bewegungsraten schließen läßt, zumal die Ausrißnischen z.T. schon wieder von Vegetation besiedelt sind (siehe Photo 1).

Bei 3 950 m ü. NN in Nordexposition und 4 050 m ü. NN in Südexposition ist die Obergrenze geschlossener Vegetation erreicht (Abb. 7). Eine scharfe Vegetations-

grenze existiert nicht. Fleckenhafte Vegetationsareale sind mit Frostschutthalden und einer mächtigen subrezentem Endmoräne verzahnt. Auf dieser Moräne konnten bei 4050 m ü. NN optimal ausgebildete Steinringe mit bis zu 2 m Durchmesser beobachtet werden, die sich z.T. zu richtigen Netzen zusammenschließen (Photo 2). Wo ebene Flächen in eine leichte Hangneigung (2-3°) übergehen sind die Erschei-

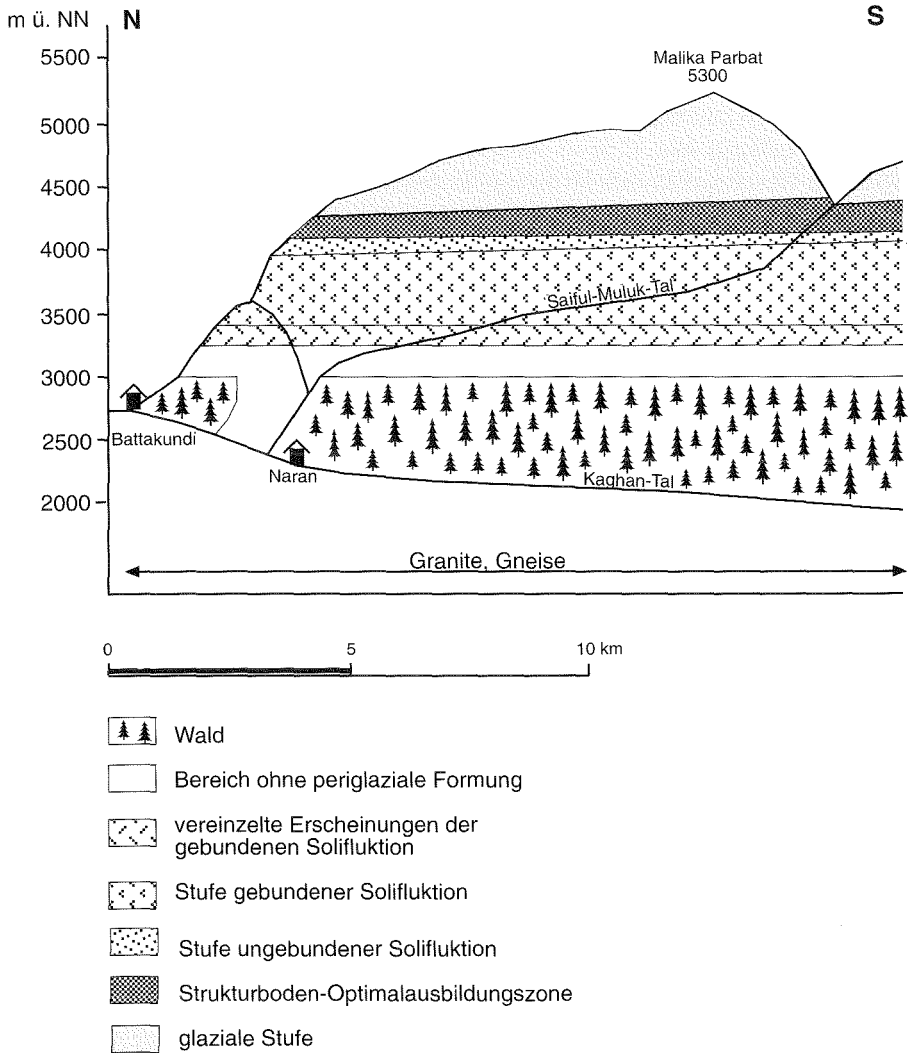


Abb. 7: Morphologische Höhenstufung im Bereich des mittleren Kaghan-Tales

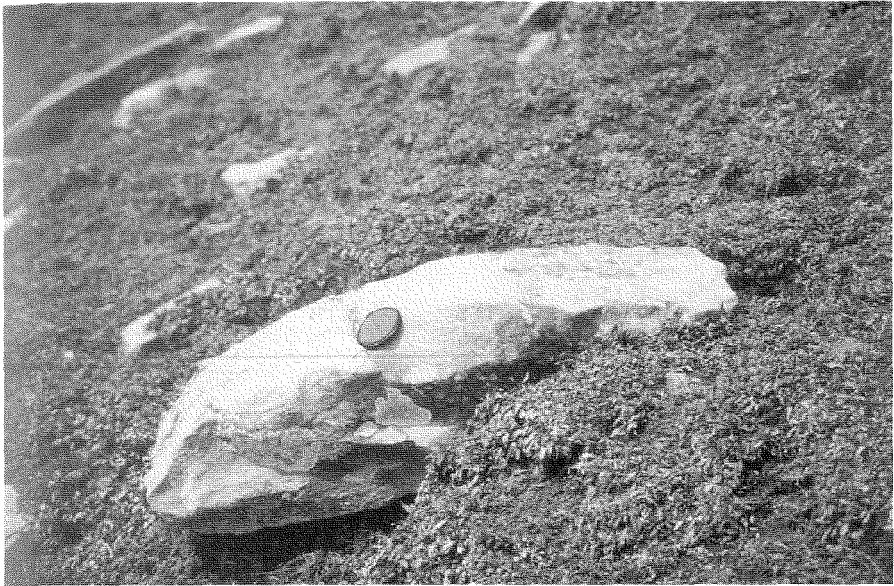


Photo 1: Wenig aktiver Wanderblock im Saiful Muluk-Tal in NW-Exposition

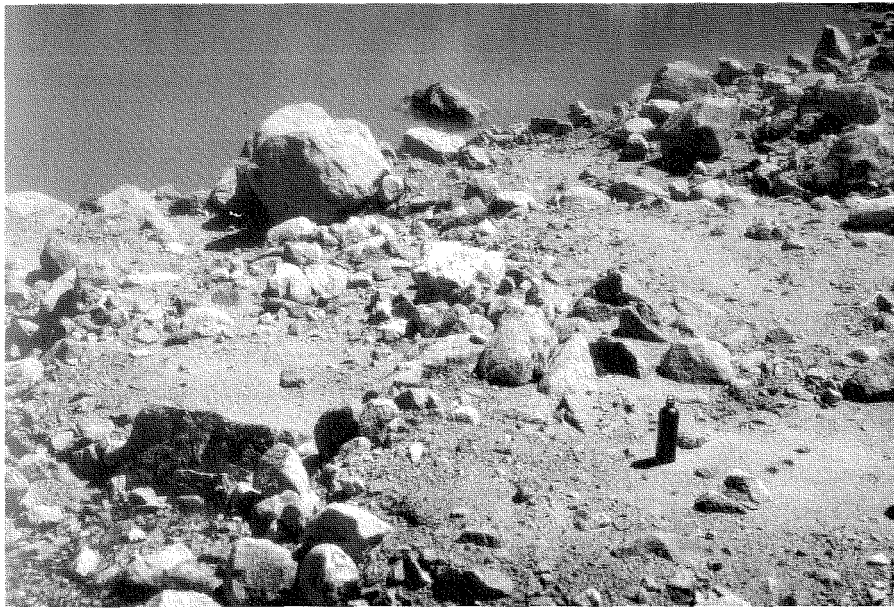


Photo 2: Aktuell inaktive Steinringe auf einer subrezenten Moräne am Talschluß des Saiful Muluk-Tales

nungen ellipsenförmig in die Länge gezogen. Kleine Stufen von 20 cm trennen gelegentlich die einzelnen Formen. Durch Aufgrabungen bei etwas kleineren Exemplaren (1-1,2 m Durchmesser) konnte eine Sortierungstiefe von 70-80 cm festgestellt werden. Dies sind Werte, die das von POSER (1954), BÜDEL (1977) u.a. aus verschiedenen Hochgebirgen der Erde beschriebene Verhältnis Durchmesser : Sortierungstiefe = 3 : 2 bestätigen. Die Formen machten zum Zeitpunkt der Beobachtung einen inaktiven Eindruck (eingesunkener Feinmaterialkern). Auch die Dimension der Formen spricht dafür, daß es sich um Erscheinungen jahreszeitlichen Frostwechsels handelt, die den Sommer in einer Ruhephase überdauern. Da sich aber im NW-Himalaya bereits früh im Jahr eine schützende Schneedecke bildet, die ein tiefreichendes Durchfrieren des Bodens verhindert, dürfte bei der Genese dieser Formen diskontinuierlicher Permafrost, möglicherweise aus Toteis innerhalb der Moräne hervorgehend, eine entscheidende Rolle spielen. Die Frostfront rückt dabei nicht nur von oben, sondern v.a. von unten vor. Unweit der Frostmustererscheinungen befindet sich in Nordexposition ein kleiner Blockgletscher, der die Annahme einer Permafrostbeteiligung bestätigt. Eine durch tageszeitlichen Frostwechsel hervorgerufene Sekundärsortierung im Feinmaterialbeet fehlt, was auf eine relative Frostfreiheit in der schneefreien Zeit hinweist. Auf den Zusammenhang von optimalausgebildeten Frostmustererscheinungen und der Verbreitung von Permafrost hat KUHLE (1982) hingewiesen. Somit setzt hier die Optimalausbildungszone etwa 100 über der Strukturbodengrenze ein.

Im Uferbereichs des kleinen Endmoränen-Sees konnten weiterhin etliche kleine Auffrierhügel beobachtet werden. Im weiteren Verlauf bis zur Schneegrenze, die im mittleren Kaghan bei 4300 m ü. NN in Nordexposition bzw. 4400 m ü. NN in Südexposition liegt, konnten nur vereinzelt Formen der ungebundenen Solifluktion am Talschluß des Saiful-Muluk-Tales angetroffen werden. Sie bleiben überwiegend auf die Moränen beschränkt. Die geringe Bewegungsbeträge anzeigenden Erscheinungen der gebundenen Solifluktion sowie die nur selten anzutreffenden Formen ungebundener Solifluktion deuten darauf hin, daß im Saiful Muluk-Tal insgesamt von einer nur relativ geringen Formungswirksamkeit des Frostes auszugehen ist. Die Ergebnisse dürften aber auch für andere Bereiche der Südabdachung des NW-Himalaya mit ähnlicher klimatischer Ausstattung Gültigkeit besitzen. Die kompakten Gesteine im Untersuchungsgebiet, die ein recht steiles Relief und – abgesehen von den Moränen – nur mäßig geeignete Substrate hervorrufen, mögen daran beteiligt sein. Die Hauptursache für die determinierte Ausbildung liegt aber m.E. in den klimatischen Bedingungen. Bereits früh im Jahr (i.d.R. ab Oktober) beginnen sich mächtige Winterschneedecken aufzubauen, so daß ein tiefreichendes Einfrieren des Bodens verhindert wird. Zudem hält sich der Schnee im Bereich der ungebundenen Solifluktion bis weit in den Sommer und schützt den Boden so auch vor der Einwirkung tageszeitlicher Frostwechsel in den Übergangsjahreszeiten. Wenn der Schnee komplett aufgezehrt ist, werden in den entsprechenden Höhenlagen kaum noch nächtliche Minustemperaturen erreicht. Legt man einen Temperaturgradienten von $< 0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (vgl. SCHICKHOFF 1993) für den Hochsommer zu Grunde, dürften

nächtliche Minustemperaturen erst weit über der Schneegrenze anzutreffen sein. Mikroklimatische Messungen bestätigen dies. Sie ergaben in knapp 4 000 m ü. NN noch nahezu frostfreie Verhältnisse in der zweiten Septemberhälfte.

Damit bleiben nur wenige Wochen vor dem Einsetzen der winterlichen Schneedecke, in der frostbedingte Formung ablaufen kann. Diese herbstlichen Bildungen verwischen im Jahresverlauf bis zur Unkenntlichkeit, weshalb im September praktisch keine Kleinformen beobachtet werden konnten. Erscheinungen der 'Tageszeitsolifluktion' (im Sinne TROLLS 1947), die im Juni 1995 und 1996 angetroffen wurden, konzentrieren sich auf tiefere Lagen, die früher (meist schon im Mai), zu einem Zeitpunkt, wenn noch häufige Frostwechsel auftreten, schneefrei werden.

Der Monsun wirkt sich insofern aus, als er aufgrund der verminderten Strahlung eine Verzögerung des Abbaus der Winterschneedecke im Sommer bewirkt und daneben für eine gute Wasserversorgung des Solums im Herbst sorgt.

2.1.2.2 Oberes Kaghan-Tal (Purbi Nar-Tal)

Aus den oberen Talbereichen liegen Beobachtungen aus dem Purbi Nar-Seitentale vor. Dieses verläuft vom Dudibuch Sar-See (3 930 m ü. NN) über etwa 16 km in Ost-West-Richtung und mündet bei Besal in 3 260 m Meereshöhe ins Kaghan-Tal (siehe Abb. 6). Die Bereiche des oberen Kaghan-Tales sind durch südlich vorgelagerte Ketten weitgehend vor monsunalen Luftmassen geschützt. Der überwiegende Teil der Niederschläge fällt während der Wintermonate in Form von Schnee. Konvektive Schauer, die im Sommer regelmäßig auftreten, bringen vergleichsweise geringe Niederschläge. Insgesamt scheinen die Niederschläge im Stau des Himalaya-Hauptkammes leicht zuzunehmen, was sich im Aussetzen der südexponierten *Artemisia*-Fluren bei Jalkad zeigt (SCHICKHOFF 1993). Nordexponiert wird hier bei 3 300 m ü. NN die Obergrenze hochstämmigen Baumwuchses erreicht. In die alpinen Matten, die sich vom Talgrund bis etwa 4 100 m ü. NN auf den Nordseiten und 4 300 m ü. NN auf den Südseiten hochziehen und überwiegend von krautreichen *Cyperaceen*-Rasen gebildet werden, sind bis 3 600 bzw. 3 750 m ü. NN krüppelhafte *Juniperus squamata*-Sträucher eingestreut. Die strahlungsreicheren und damit trockeneren Südseiten sind wesentlich dichter von diesen Sträuchern besetzt als die Nordseiten. Die Schneegrenze liegt den kontinentaleren Klimaverhältnissen entsprechend um etwa 300 m höher als im Saiful Muluk-Tal bei etwa 4 600 (N) bzw. 4 800 m Meereshöhe (S), was zu einer gegenüber dem mittleren Kaghan um etwa 100-150 m mächtigeren Frostschuttstufe führt.

Das Purbi Nar-Tal folgt einer Störung im Higher Himalayan Crystalline, die Metapelite und Metagrauwacken des Paläozoikums im Norden von metamorphisierten kambrischen und präkambrischen Graniten im Süden trennt. Sie gehören zur gleichen geologischen Einheit, wie die Granite und Gneise des Saiful Muluk-Tales. Damit ist eine Vergleichbarkeit dieser beiden Bereiche gegeben. Die Schieferzone

nördlich des Purbi Nar, die sich bis zum Babusar-Paß fortsetzt, stellt günstigere Substrate zur Verfügung, so daß über einen Vergleich mit den kristallinen Bereichen auch Aussagen zum Einfluß des Gesteins auf die frostbedingte Oberflächenformung bei gleichen Klimabedingungen gemacht werden können (siehe auch Kap. II.2.1.2.3).

Die tiefsten Erscheinungen von Rasenschalen konnten bei 3400 m ü. NN beobachtet werden. Sie waren zum Zeitpunkt des Besuchs (8.-14. September 1996) allerdings inaktiv. Die ersten flächenhaften Vorkommen kleiner Solifluktionsloben treten in Nordexposition ab 3500 m ü. NN, in Südexposition ab 3750 m ü. NN auf (siehe auch Abb. 8). Sie werden kaum über 1m breit, die Stirnhöhe bewegt sich um 10-15 cm. Der große Expositionsunterschied zwischen Nord- und Südseiten ist mit dem extrem lückigen Juniperus-Besatz auf den Schatthängen zu erklären. Auf den Sonnenseiten kann erst nach dem Aussetzen der Sträucher von einer flächenhaft wirksamen Solifluktion gesprochen werden, während das zwischen 3500 m ü. NN und 3600 m ü. NN nur inselhafte Auftreten von *Juniperus* auf den Nordseiten flächenhafte Solifluktion kaum beeinträchtigt. Mit zunehmender Meereshöhe werden die Formen größer und erreichen oberhalb von 3900 m ü. NN ihre größten Dimensionen. Hier zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen den Nord- und Südhängen, die allerdings nicht strahlungsbedingt sind. Während auf den grobkörnigeren Substraten der Nordhänge trotz geringerer Verdunstung die Loben maximal 8 m Breite und Stirnhöhen um 40 cm erreichen, weisen die ton- und schluffreicheren Substrate der Südseiten Breiten von bis zu 20 m mit Stirnhöhen bis über 50 cm auf. Kleinräumige Unterschiede werden durch Hangneigung und -form hervorgerufen.

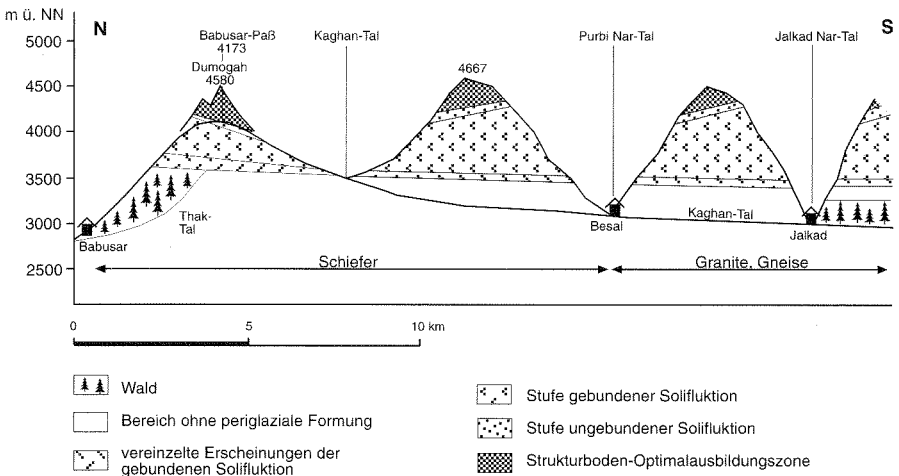


Abb. 8: Morphologische Höhenstufung im oberen Kaghan-Tal

Ab 3800 m ü. NN kommen auch verstärkt Wanderblöcke vor, die in tieferen Lagen nicht angetroffen wurden. Diese Blöcke können im grobblockig verwitternden Gneis gigantische Dimensionen erreichen, wie sie in der Literatur selten beschrieben werden. Der größte Block maß knapp 50 m^3 ($3 \times 4 \times 4$ Meter), in der Regel übersteigen sie $3\text{-}4 \text{ m}^3$ jedoch nur selten. Im verwitterungsanfälligeren, schiefrigen Ausgangsgestein bleiben die Blöcke kleiner, zeigen aber ebenfalls die entscheidenden Formmerkmale. Wanderblöcke treten in beiden Substraten verstärkt bei Hangneigungen $> 10^\circ$ auf. Über Bewegungsraten können keine Angaben gemacht werden, da in der Literatur keine Daten für den NW-Himalaya zu finden waren und wegen der Kürze des eigenen Aufenthalts keine Aussagen dazu gemacht werden können. Die lehrbuchhafte Ausbildung mit Auswanderungsnische, Gleitbahn (bis 8 m) und Stauchwulst (siehe Photo 3) selbst im Kristallin deutet allerdings auf erheblich günstigere Bedingungen als im mittleren Kaghan hin. Da gleiches Substrat vorliegt, dürften klimatische Gründe dafür ausschlaggebend sein.

Im Uferbereich des Dudibuch Sar-Sees finden sich zudem an etlichen Stellen Büldenböden. Sie bleiben aufgrund ihres hohen Feuchtigkeitsbedarfes auf einen schmalen Saum entlang der Wasseroberfläche beschränkt.

Oberhalb der Mattengrenze schließt sich der Bereich ungebundener Solifluktion an. Erste Erscheinungen einer Bodenmusterung sind ab etwa 4100 m ü. NN in Nordexposition bzw. 4300 m ü. NN in Südexposition zu finden. Mit zunehmender Höhe werden die Formen deutlicher. Die Feinerdekerne bleiben, verglichen mit dem



Photo 3: Wanderblock im Purbi Nar-Tal in 3930 m ü. NN

Steinrahmen, klein (max 40-50 cm Durchmesser) und sind teilweise noch von Vegetation bestanden. Eine Materialsortierung zeichnet sich bis in etwa 25 cm Tiefe ab. Die Oberfläche dieser Formen zeigte zum Zeitpunkt des Besuchs eine von Erdblasen hervorgerufene Krümelstruktur, was auf eine aktuelle Frosteinwirkung in der obersten Bodenschicht hinweist.

Ob es sich dabei um Erscheinungen handelt, die auf mehrere Tage anhaltende Frostperioden im Frühjahr/Frühsummer nach dem Ausapern der Schneedecke zurückgehen oder auf bis in diese Tiefe vorgedrungenen Frost vor dem Winterschnee, kann ohne genauere Kenntnisse nicht beurteilt werden. Die Vermutung, daß die Schneedecke im oberen Kaghan offensichtlich schneller beseitigt wird, als im mittleren Talbereich, geht auf Beobachtungen im Juni 1995 zurück. Während im Talgrund des Saiful Muluk-Tales ab 3 400 m ü. NN noch eine geschlossene Schneedecke lag, war das obere Kaghan bereits bis über den Babusar-Paß (4 173 m ü. NN) hinaus schneefrei.

Wahrscheinlicher ist es allerdings, daß im oberen Kaghan der Aufbau der Winterschneedecken etwas später einsetzt, als im Bereich um Naran, wofür auch die erheblich größeren gebundenen Solifluktuionsloben und die stärkere Versetzung der Wanderblöcke sprechen. Dies deutet sich auch bei einem Vergleich der Klimadiagramme von Naran, Battakundi und Babusar an (siehe Abb. 4). Eventuell zeichnet sich hier schon ein Übergang zum Frühjahrsmaximum des Indus-Tales und des Karakorum ab. Träfe dies zu, wären die Formen mit einem herbstlichen Einfrieren bis in Tiefen von 25-30 cm zu erklären.

Anzeichen für Permafrost konnten im Purbi Nar-Tal nicht entdeckt werden. Da auch Großformen wie im Saiful-Muluk-Tal fehlen, bestätigt sich indirekt der Zusammenhang von Permafrosteinfluß und Großformen, der im Saiful-Muluk-Tal vermutet wurde.

2.1.2.3 Der Talschluß des Kaghan-Tales, der Babusar-Paß und das Thak-Tal

Ergänzend sollen noch einige Beobachtungen aus dem nördlich an das Purbi Nar-Tal anschließenden Bereich genannt werden. Im Bereich des Babusar-Passes verläuft die Grenzlinie zwischen dem Higher Himalayan Crystalline und der Kohistan Sequenz – vermutlich ein ehemaliger Inselbogen, der bei der Kollision des Indischen Subkontinents mit der Asiatischen Platte mit in die Gebirgsbildung einbezogen wurde (siehe dazu TAHIRKHELI & JAN 1979).

Diese sog. Indus-Sutur wird von graphitischen und phyllitischen Schiefern gebildet. Weiter südlich im Bereich des Kammes zwischen oberem Kaghan-Tal und Purbi Nar-Tal herrschen wieder jungpaläozoische bis altmesozoische, feinkörnige Metasedimente (v.a. Grauwacken und Pelite) vor. Die Kohistan-Sequenz nördlich des Babusar-Passes wird von metamorphisierten, grobkörnigeren Dioriten und Amphiboliten eingenommen (GRECO 1989).

Nach der großen Talbiegung am Lulusar-See verläuft das Kaghan-Tal in WSW-ENE-Richtung, weist also wieder mehr oder weniger deutliche Nord- bzw Südseiten auf (siehe Abb. 6). Interessanterweise kehrt sich hier die Expositions-differenzierung genau um. Während die Nordseiten bis etwa 4 100 m ü. NN geschlossene Vegetation und von oberhalb 3 500 m ü. NN bis zur Mattengrenze größere gebundene Solifluktsionsloben mit Breiten bis zu 20 m aufweisen, löst sich die Pflanzendecke in Südexposition bereits ab 3 800 m Meereshöhe auf (Abb. 8) und es prägen mehr oder weniger vegetationslose Glatthänge das Landschaftsbild. Ab 3 900 m ü. NN zeigen sich auf den Südhängen erste Erscheinungen der ungebundenen Solifluktsion, v.a. in Form von Steinstreifen, die auf eine rezente solifluidale Beteiligung an der Glatthangengese hinweisen. Diese Steinstreifen nehmen mit zunehmender Höhe an Deutlichkeit zu und erreichen bereits 250 m höher auf der Südabdachung des Babusar-Passes unmittelbar unterhalb der Paßhöhe optimale Ausbildung (siehe Photo 4). Auch SCHICKHOFF (1993) erwähnt diese Frostmustererscheinungen. Bei Hangneigungen zwischen 5 und 12° beträgt der Abstand der Grobmaterialstreifen bis



Photo 4: Steinstreifen auf der Südseite des Babusar-Passes (4 173 m ü. NN)

zu 1,5 Metern, die Breite etwa 60 cm. Die aufgestellten Schieferplatten beweisen, daß es sich um rezente Formen handelt.

Steinringe bzw. -polygone konnten nicht entdeckt werden. Auch fehlen Frostmusterscheinungen in dieser Dimension und Ausprägung auf der Nordseite des Passes. Die Dimension der Steinstreifen belegt tiefe winterliche Bodengeformis. Da auch hier Indikatoren diskontinuierlichen Permafrosts fehlen, ist von einer relativen Schneefreiheit zum Zeitpunkt des Einfrierens auszugehen. Nimmt man als Grund dafür ein verzögertes Einsetzen der Winterniederschläge im oberen Kaghan an, ist nicht einsichtig, warum am Kamm zwischen Purbi Nar- und Jalkad Nar-Tal größere Formen fehlen. Das gilt auch für die Lage der großen Steinstreifen am Babusar-Paß in der strahlungsreicheren Südexposition, denn ausgeprägte Südseiten finden sich ebenfalls in beiden Bereichen. M.E. kommt einer verstärkten Schneeverfrachtung durch Wind große Bedeutung für die Entstehung der Formen am Babusar-Paß zu. Im Gegensatz zu dem schroffen, kleinkammrigen und damit relativ windgeschützten Relief im Kristallin sind die weitgespannten Pässe im Schiefer ausgesprochen windexponiert.

Die Strahlungsexposition fördert die windbedingte Schneearmut, was sich in der stark differierenden Ausprägung der Nord- und Südhänge am Talschluß des Kaghan-Tales zum Ausdruck kommt. Die *Cyperaceen*-Rasen der Nordseiten können unter einer dichteren Schneedecke überwintern, die gleichzeitig vor Solifluktion schützt, während der stärkere Frosteinfluß der schneeärmeren Südseiten bereits tiefer zu einer Auflichtung der Vegetationsdecke und verstärkter Solifluktion führt. Hier besteht offensichtlich ein Rückkopplungseffekt: eine ohnehin lückigere Vegetation fördert Solifluktionsprozesse, die ihrerseits die Vegetationsdecke offen hält.

Beim Abstieg vom Babusar-Paß nach Norden ins Thak-Tal treten größere Solifluktionsloben bis etwa 3 800 m ü. NN flächenhaft auf. Darunter, bis zu Waldgrenze, die hier auf der Nordabdachung bei 3 600 m ü. NN liegt, finden sich noch vereinzelte Kleinformen solifluidaler Dynamik (Abb. 8). Diese etwa 300 m höher gelegene Solifluktionsgrenze gegenüber der Südabdachung sowie die um den gleichen Betrag nach oben verschobene Waldgrenze sind ein Indiz für die erheblich trockeneren Verhältnisse im Lee des Himalaya-Hauptkammes. Die klimatische Trockenheit wird möglicherweise noch verstärkt durch die schlechtere Wasserhaltefähigkeit des grobkörnigeren Diorit- und Amphibolit-Substrats.

2.1.3 Vergleichende Betrachtung im Tallängsprofil

Wie die Grenzen der Vegetationsstufen (siehe SCHICKHOFF 1993) steigen auch die morphologischen Grenzen mit zunehmender Kontinentalität im Tallängsprofil an (Tab. 2).

Auffallend ist, daß die Solifluktionsgrenze nur um etwa 100 m ansteigt, während die Strukturbodengrenze um 150 und die Schneegrenze sogar um 300 m angehoben

werden. Die zunehmende Kontinentalisierung drückt sich also auch in einer noch recht bescheidenen Ausweitung der Stufe gebundener Solifluktion und einer schon deutlicheren der Stufe der ungebundenen Solifluktion aus. Ebenso nehmen die Expositions-differenzen zu. Ein deutlicher Sprung der Solifluktiions- und Struktur-bodengrenze zeigt sich beim Überschreiten des Himalaya-Hauptkammes, was auf die starke Niederschlagsabnahme im Lee zurückzuführen ist. Leider können aufgrund fehlenden Kartenmaterials keine Aussagen zur Schneegrenzlage auf der Nordabdachung gemacht werden. TROLL (1939) gibt für den 50 km östlich gelegenen Nanga Parbat 4600-5000 m ü. NN an, wobei sie dort aufgrund der großen Massenerhebung (Merriam-Effekt) eher tiefer als im Bereich des Thak-Tales liegen dürfte.

Die Waldgrenze, selbst wenn sie anthropogen stark herabgesetzt ist, scheint keinen Einfluß auf den Verlauf der Solifluktiionsgrenze zu besitzen, wie die immer oberhalb der Waldgrenze gelegenen Einzelvorkommen periglazialer Oberflächenformen belegen. Hier entspricht demnach die effektive Solifluktiionsgrenze der klimatisch-potentiellen.

Tabelle 2: Gegenüberstellung verschiedener Höhengrenzen im Tallängsprofil des Kaghan-Tales

	Saiful-Muluk-Tal		Purbi Nar-Tal		Kaghan-Talschluß		Thak-Tal	
	N	S	N	S	N	S	S	N
Exposition								
Waldgrenze	–	3000	–	3300	über Waldgr.		–	3600
tiefste Vorkommen	3250		3400		3400		3600	
Solifluktiionsgrenze	3400		3750	3500	3500		3800	
Strukturbodengrenze	4050	3950	4300	4100	3900	4100	4400	4200
Optimalausbildung	> 4050		> 4300		> 4150		?	
Schneegrenze	4400	4300	4800	4600	4800	4600	?	?
Ausgangsgestein	← Granite/Gneise →		← Schiefer →		← Metadorite →			

Auch läßt sich kein markanter Unterschied in der frostbedingten Oberflächenformung zwischen dem randmonsunal beeinflussten mittleren Kaghan und dem nur noch schwach monsunale geprägten oberen Kaghan festzustellen. Auch in vegetationsgeographischer Hinsicht zeigt sich nach SCHICKHOFF (1993) lediglich in den niedrigeren, innerhalb der flachen Monsunströmung liegenden Höhenstufen einen Zusammenhang. Die Cyperaceenrasen der alpinen Stufe weisen dagegen im unteren und oberen Kaghan "ein relativ einheitliches, floristisch-chorologisches Spektrum" (SCHICKHOFF 1993, S. 172) auf. Der Monsun wirkt sich höchstens insofern aus, als er mit nachlassendem Einfluß zunehmend kontinentalere Verhältnisse schafft. Im mittleren Kaghan mag eine verminderte Verdunstung günstige Bodenfeuchteverhältnisse im Herbst hervorrufen, die aber bei früh einsetzenden Schneefällen kaum zur Geltung kommen. Überhaupt scheinen Solifluktiions- und Kryoturbationsprozesse im Kaghan-Tal v.a. von den beiden Faktoren Einschneitermin und Windexposition gesteuert zu werden. Die prononciertere Ausbildung im oberen

Kaghan läßt ein etwas späteres Einsetzen der Winterniederschläge annehmen. In Bereichen, wo sich mächtige Schneedecken bereits früh im Jahr aufbauen (z.B. Saiful Muluk-Tal) sind Großformen an Vorkommen diskontinuierlichen Permafrosts gebunden.

2.2 NW-Karakorum

Wenden wir uns nun dem Karakorum (Turk-Wort für 'Schwarze Berge') zu. In der Literatur wird in der Regel der Indus als natürliche Grenze zwischen Himalaya und Karakorum angesehen. Nach neueren Untersuchungen (TAHIRKHELI & JAN 1979) gehört geologisch betrachtet allerdings auch das Deosai-Plateau noch zum Karakorum. Im Westen schließt der Karakorum an die Gebirgszüge des Lesser Hindukush und des Hindukush-Hauptkammes an. Die Grenze verläuft hier nach TAHIRKHELI und JAN (1984) zwischen Mastuij und Yasin. Im Norden und Nordosten grenzt der Karakorum an den Pamir und die Gebirgszüge des Kuen-Lun. Hier findet sich im Tschogori (K2, 8611 m) die höchste Erhebung des Karakorum.

Der Karakorum ist ein alpidisches Kettengebirge mit vorwiegend NW-SE-streichenden Hauptkammlinien. Die hochaufragenden Gebirgszüge werden zumeist von kristallinen Gesteinen (Intrusive und Metamorphite) eingenommen, denen schwächer metamorphisierte Sedimente angelagert sind. Nach SCHNEIDER (in PAFFEN et al. 1956) gliedert sich der NW-Karakorum in 5 tektonische Zonen. Im Norden liegt der aus Sedimenten aufgebaute Tethys-Karakorum mit jung-paläozoisch-mesozoischen Quarziten, Kalkschiefern, Tonschiefern, und Kalken, die die höchsten Gipfel aufbauen. Südlich schließt sich die kristalline Masse des Karakorum-Batholithen an, die v.a. aus deformierten und rekristallisierten Biotit-Granodioriten, Biotitgraniten und Hornblendegraniten besteht. Der Batholit ist eine Intrusion in Schiefer des Tethys-Karakorum im Norden und eine hochmetamorphe Schieferhülle im Süden, die überwiegend aus chloritischen und Granat-Stauroolith-Schiefern, daneben aber auch aus Marmor aufgebaut wird. Es folgt ein schwach metamorpher Sedimentkomplex, bevor das Kristallin des Saltoro-Karakorum den NW-Karakorum im Süden begrenzt (siehe SCHNEIDER in PAFFEN et al. 1956).

Die antezedent, mindestens präpliozän angelegten Hauptentwässerungsadern des NW-Karakorum, Gligit- und Hunza-Fluß, haben sich tief ins Gebirgssystem eingeschnitten (Abb. 9). Am Rakaposhi (7788 m) findet sich der möglicherweise größte festländische Reliefsprung der Erde (5938 m Vertikalerstreckung auf 11 km Horizontalabstand). Aber nicht nur in der extremen Relieferung hebt sich der Karakorum von anderen Gebirgen ab, sondern auch in seiner Vergletscherung. Nach v. WISSMANN (1959) findet sich im Karakorum das größte vergletscherte Areal der Erde außerhalb der Polargebiete (~15 150 km², was etwa 28% der Gesamtfläche entspricht). Die von KUHLE (1987) aus verschiedenen Bereichen des Himalaya oder vom K2 im Karakorum beschriebene Gletscherobergrenze bei 6 850 m ü. NN konnte

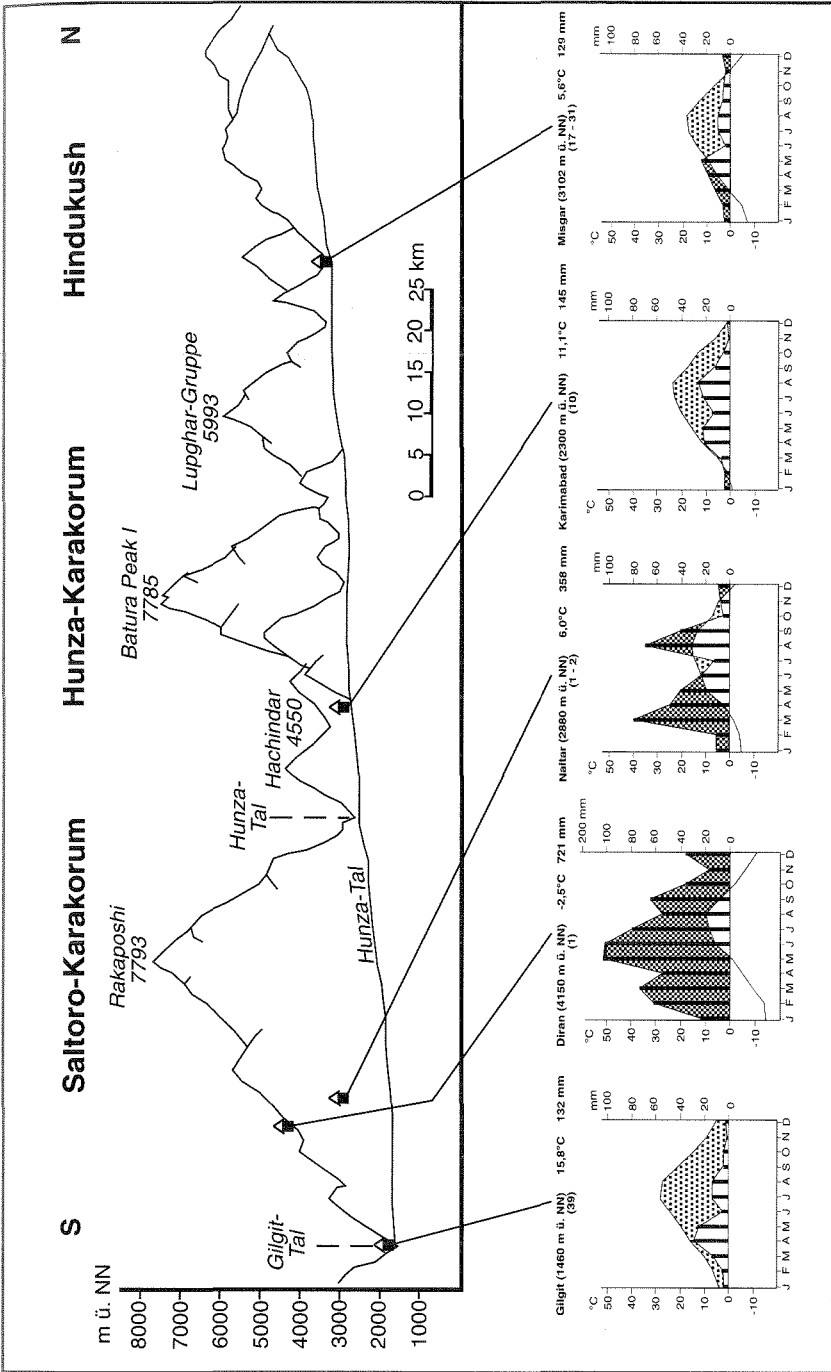


Abb. 9: Klimatologisches Profil des NW-Karakorum
 (Profil nach Paffen et al. 1956, Klimadiagramme aus Weiers 1995 nach Walter & Lieth 1960)

im Hunza-Karakorum und angrenzenden Bereichen nicht beobachtet werden. Rakaposhi (7 788 m), Ultar (7 350 m) oder Shishpare (7 611 m) weisen Vergletscherung (Flankenvereisung) bis in die Gipfelregionen auf. Eine pergelide Felszone, wie sie KUHLE (1987) beschreibt, fehlt hier.

Für den Karakorum konnten durch Arbeiten, die im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogrammes 'Kulturraum Karakorum' durchgeführt wurden, in letzter Zeit relativ viele neue Erkenntnisse gewonnen werden, auf die im folgenden des öfteren zurückgegriffen wird. Die Arbeiten konzentrierten sich aber in erster Linie auf Vegetation, Klima oder anthropogeographische Fragestellungen, in denen höchstens am Rande auf geomorphologische Sachverhalte eingegangen wird. Insofern ist diese Arbeit bemüht, hinsichtlich dieses Komplexes einen Beitrag zu leisten.

2.2.1 Die mesoklimatischen Verhältnisse im NW-Karakorum

Nach WEIERS (1995) stellt der Karakorum klimatisch gesehen einen Übergangsbereich von den warm-humiden, monsungeprägten Bereichen des Himalaya-Vorlandes zu den hochkontinentalen Steppenräumen im Zentrum Hochasiens dar.

Anhand der Klimadiagramme in Abb. 9 kann man sehen, daß sich der schon im Kaghan-Tal abzeichnende SW-NE gerichtete Gradient abnehmender Niederschlags-tätigkeit im Karakorum fortsetzt. Dies hängt in erster Linie mit der Topographie zusammen, da sowohl westliche Luftmassen, als auch monsunale Luftmassen aus S von vorgelagerten Gebirgsketten größtenteils abgefangen werden. So nehmen die Niederschläge von Chilas (vgl. Abb. 4) in SW des Karakorum über Gilgit und Karimabad bis Misgar im NE trotz zunehmender Höhenlage ab. Die Klimadaten der

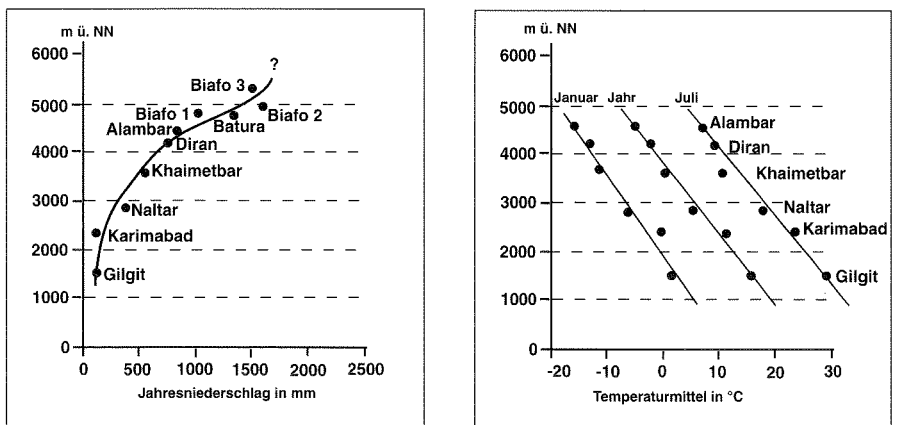


Abb. 10: Hypothetische Vertikalgradienten von Niederschlag und Temperatur im NW-Karakorum (Niederschlagsdiagramm ergänzt nach WEIERS 1995)

Talstationen sind für die Hochlagen natürlich wenig repräsentativ. Leider stehen, wie fast überall in Hochasien, kaum längerfristige Klimadaten aus höheren Gebirgslagen zur Verfügung. Durch Arbeiten, die in den letzten Jahren im Rahmen des DFG-Projekts 'Kulturraum Karakorum' von CRAMER (1994, zitiert in MIEHE et al. 1996) und JACOBSEN (1992, 1993, zitiert in MIEHE et al. 1996) durchgeführt wurden, liegen jedoch inzwischen einige – wenn auch zum Teil nur einjährige – Meßreihen von höhergelegenen Klimastationen vor, die zumindest einen Anhaltspunkt für die hypsometrische Veränderung von Temperatur und Niederschlag bieten (siehe Abb. 10).

Insgesamt scheinen die Niederschläge mit der Höhe außertropisch-advektiv (nach WEISCHET 1965) stark zuzunehmen, was sich auch in der ausgesprochen starken Vergletscherung des Karakorum ausdrückt (siehe auch v. WISSMANN 1960). Nach WEIERS (1995) ist eine Niederschlagszunahme bis mindestens 5 000 m ü. NN anzunehmen. HEWITT (1989) spricht sogar von einem Niederschlagsmaximum von 1 000-1 800 mm zwischen 5 000 und 7 000 m ü. NN. Auch in den Hochlagen scheinen aber SW-NE-gerichtet die Niederschläge abzunehmen, wie aus den Klimadiagrammen von Naltar und Misgar hervorgeht (vgl. auch Station Babusar in Abb. 4).

Ein weiterer Grund für die außerordentlich große Trockenheit der Talregionen ist im sog. 'Troll-Effekt' zu sehen. Tageszeitliche Hangwinde führen zu starker Konvektion mit Wolkenbildung und Niederschlägen in den Hochlagen. Nach PAFFEN (in PAFFEN et al. 1956) liegt das Kondensationsniveau während der Sommermonate bei etwa 3 500 bis 4 000 m ü. NN. Über den Tälern führen konvergierende, absteigende Luftmassen zu Wolkenauflösung und Trockenheit. Die Niederschläge erreichen den Talgrund häufig nicht mehr, da sie bereits in der Luft wieder verdunsten. Im gesamten Karakorum stehen den trockenen Talstufen also recht feuchte Hochlagen gegenüber.

Was PAFFEN (in PAFFEN et al. 1956, S. 22) aufgrund fehlender Klimadaten aus den Hochlagen nur vermuten konnte, nämlich daß "in den Höhen die Hauptniederschläge im Frühjahr und Sommer fallen, während der Winter bei zwar höherer relativer Feuchte, aber extrem geringen Niederschlägen im Talgrund auch in den Höhen relativ niederschlagsärmer sein muß", konnte nach Untersuchungen von WEIERS (1995) sowie CRAMER (1994, zit. in MIEHE et al. 1996) und JACOBSEN (1992, 1993, zit. in MIEHE et al. 1996) bestätigt werden.

Der überwiegende Teil der Niederschläge stammt aus Störungen der außertropischen Westwinddrift und fällt in den Frühjahrsmonaten. Sie führen in den Hochlagen zu mächtigen Schneedecken. Wie bereits erwähnt, können unter bestimmten Bedingungen allerdings auch monsunale Luftmassen gelegentlich sehr weit in die nordpakistanischen Hochgebirgsräume eindringen. Nach SCHICKHOFF (1995) ist das Auftreten feuchttemperierter Nadelwälder (*Picea smithiana* und *Pinus wallachiana*) im unteren Hunza-Tal etwa bis Chalt ein Indikator für die Reichweite von Monsunaufläufem. Ohne diese sommerliche Zusatzfeuchte könnten Nadel-

wälder hier nicht mehr gedeihen. Weiter talaufwärts im Regenschatten der bis weit über 7000 m aufsteigenden Gebirgsketten (Rakaposhi 7788 m ü. NN, Haramosh 7397 m ü. NN), die die relativ flache Monsunströmung nicht überwinden kann, setzt der Waldwuchs aus. Die leichte sommerliche Niederschlagszunahme der Stationen Karimabad und Misgar dürften daher eher konvektiver Genese sein, was auch schon FLOHN (1959) annimmt.

Hinsichtlich des vertikalen Temperaturgradienten kann eine Abnahme der Jahresmitteltemperatur von 0,765K/100 m festgestellt werden (WEIERS 1995, siehe auch Abb. 11). Geringfügig höhere Gradienten zeigen sich im Sommer; während im Winter die höhenwärtige Veränderung schwächer ausgebildet ist. Kleinräumige Modifikationen werden durch, von katabatischen Winden induzierte, Kaltluftabflüsse hervorgerufen.

Der Hunza-Karakorum, in dem die beiden näher betrachteten Gebiete liegen, ist somit in seinem Westteil durchaus noch als schwach monsunal beeinflusst zu bezeichnen, während das weiter östlich gelegene obere Hunza-Tal nicht mehr von monsonalen Luftmassen berührt wird. Wie die Untersuchungen im NW-Himalaya gezeigt haben, übt der Monsun in feuchten Gebirgen mit früh einsetzenden Winterniederschlägen keinen signifikanten Einfluß auf Solifluktions- und Kryoturbationsprozesse aus. Interessant war, wie sich die monsunale Zusatzfeuchte in Gebirgen, die

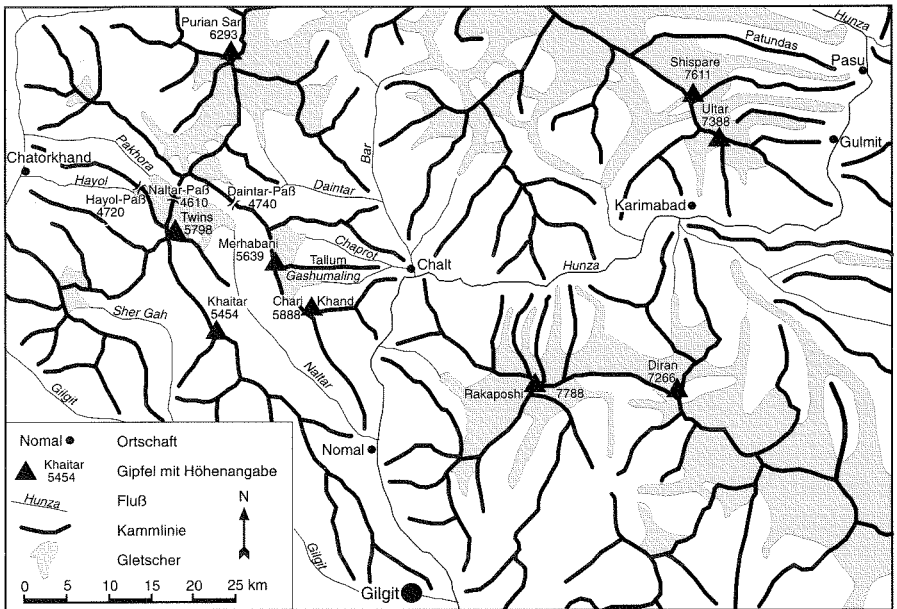


Abb. 11: Übersichtsskizze des NW-Karakorum (Kartengrundlage: Karakoram Sheet 1, 1:250000, 1990, Swiss Foundation for Alpine Research)

sich aus semiariden Bereichen erheben und in denen das Einsetzen der Winterniederschläge etwas verzögert erfolgt, auf die Ausbildung frostbedingter Oberflächenformen auswirkt.

2.2.2 Solifluktion und Kryoturbation im NW-Karakorum

Untersuchungen zu Solifluktion und Kryoturbation wurden im NW-Karakorum noch vergleichsweise selten durchgeführt. Zumeist wird in Untersuchungen zu anderen Themenkomplexen nur am Rande darauf eingegangen. Eines ist den Arbeiten gemeinsam, nämlich daß alle von nur undeutlich ausgebildeten Formen berichten. PAFFEN (1956, S. 28) vermutet sogar, daß "für ausgesprochene Froststrukturböden, die nirgendwo beobachtet wurden, ... das Gesamtklima wohl zu trocken" ist. Als weiterer benachteiligender Faktor wird das extrem steile Relief im Karakorum, das nur selten geeignete Flächen bereitstellt, genannt (FURRER 1986, HEWITT 1989). Es stellte eine interessante Aufgabe dar, dies nachzuprüfen, da bei der starken Niederschlagszunahme mit der Höhe die Bedingungen für frostdynamische Prozesse zumindest in größeren Höhen durchaus gegeben zu sein scheinen. Wichtig war die Auswahl geeigneter Arbeitsgebiete, die entsprechende Reliefbedingungen für die Ausbildung der gesuchten Formen besitzen. Im Tallum-Rücken bei Chalt im Westteil des Hunza-Karakorum und im Patundas-Rücken bei Pasu etwa 100 km östlich konnten zwei Gebiete gefunden werden, die vom Reliefangebot die Voraussetzungen erfüllen (zur Lage siehe Abb. 9). Da beide Kämmen zudem aus dem gleichen geologischen Material aufgebaut sind, sich klimatisch betrachtet allerdings recht deutlich unterscheiden, boten sich gute Vergleichsmöglichkeiten. Bei einer Überschreitung der Pässe Daintar (4720 m ü. NN), Naltar (4610 m ü. NN) und Hayol (4720 m ü. NN), westlich vom Tallum-Rücken, konnten zudem Beobachtungen im oberen Bereich der ungebundenen Solifluktion gemacht werden.

2.2.2.1 Westteil des NW-Karakorum

Beobachtungen für den noch schwach monsunal beeinflussten Westteil des Hunza-Karakorums liegen vom Tallum-Rücken bei Chalt, der das Chaprot-Tal und das Gashumaling-Tal trennt, sowie von den etwa 15-20 km westnordwestlich gelegenen Pässen Daintar (4740 m ü. NN), Naltar (4620 m ü. NN) und Hayol (4720 m ü. NN) vor. Die untersuchten Bereiche werden weiträumig von Glimmerschiefern, Granatglimmerschiefern und phyllitischen Tonschiefern alpidischen und präalpidischen Alters aufgebaut (SCHNEIDER, in PAFFEN et al. 1956, HUZITA 1965).

Die Talstufen werden von xerophilen Pflanzen wie *Artemisia*, *Salsola*, *Ephedra*, *Echinops*, *Stipa* u.a. besetzt. Deckungsgrade von 5-35% (PAFFEN et al. 1956) zeigen die extrem ariden Verhältnisse an. Diese xerophilen Pflanzengesellschaften gehen hangaufwärts ohne deutliche Grenze in etwas hygrophilere *Artemisia*-Steppen (v.a.

A. maritima, daneben Gräser und hocharomatische Kräuter) mit Deckungsgraden bis 70% über. Mit zunehmender Höhe (ab etwa 2300 m) sind Wachholder (*Juniperus semiglobosa*), sowie im Chaprot-Tal ab 2750 m ü. NN vereinzelt *Pinus gerardiana* eingestreut. Diese *Artemisia-Juniperus*-Steppenwälder reichen auf Nordhängen bis etwa 3100 m ü. NN, wo sie von feuchtemperierten Nadelwäldern (*Picea morinda*,

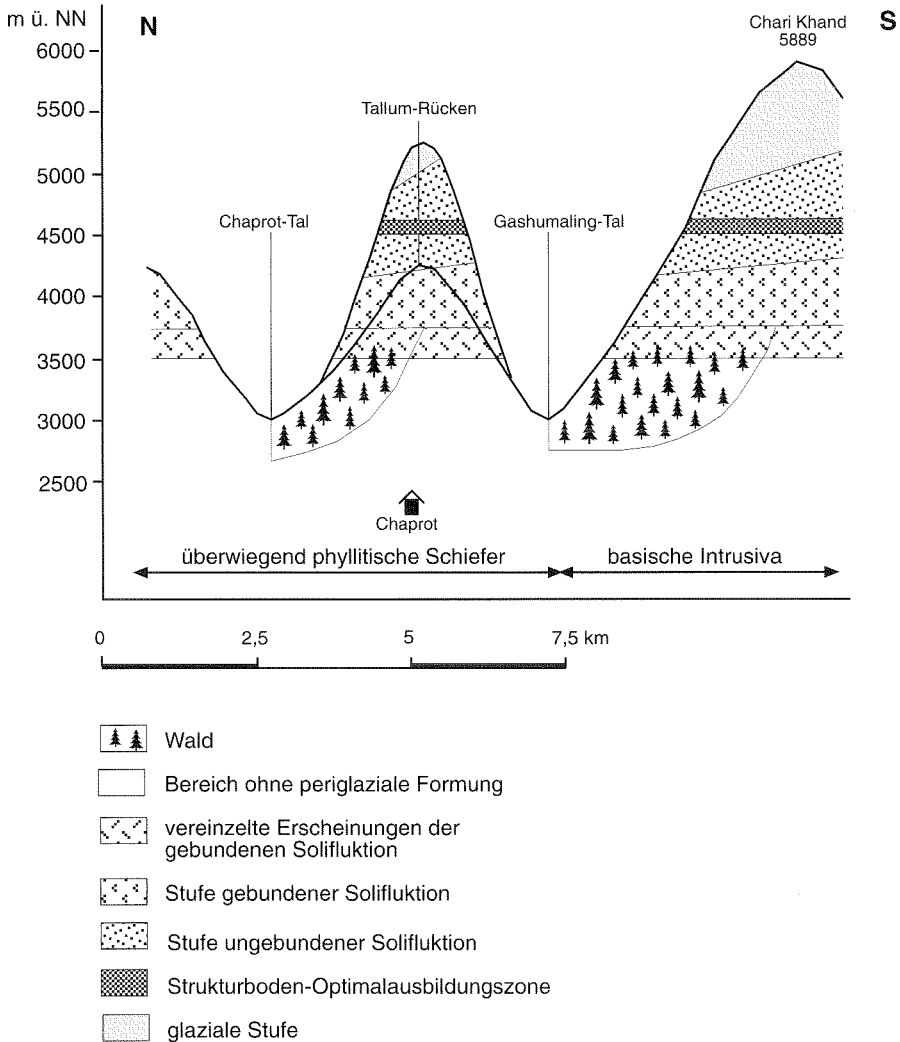


Abb. 12: Morphologische Höhenstufung im Westteil des NW-Karakorum

Pinus excelsa, *Juniperus semiglobosa*) abgelöst werden, während sie auf den Südseiten bei etwa 3 300 m ü. NN in feuchtere Matten übergehen.

Ab 3 500 m ü. NN treten erste undeutliche Kleinformen der gebundenen Solifluktion auf. Da bis 3 750 m Meereshöhe weite Flächen der Nordhänge von geschlossenen Wäldern eingenommen werden, sind diese Vorkommen von Rasenwälden im cm-Bereich sowie kuchenbodenartige Erscheinungen auf Vegetationslücken allerdings dem Solifluktionsfleckenbereich zuzuordnen. Auch auf den Südseiten bleiben sie auf feuchtebegünstigte Standorte beschränkt. Erst oberhalb etwa 3 700-3 750 m ü. NN, was auf den Nordhängen der von Birken (*Betula utilis*) gebildeten Waldgrenze entspricht, treten Solifluktionsformen flächenhaft und in größeren Dimensionen auf (Abb. 12). Ähnliche Höhen (3 600-3 700 m ü. NN) gibt WICHE (1959) für die etwas südlicher gelegene Gilgit-Kette an. Die 30-35° geneigten Hänge sind auffallend getrept. Das Verhältnis von Stirnhöhe zu Lobenbreite beträgt an diesen relativ steilen Hängen ungefähr 1:3 (30 cm/1 m). Dies ist sicher ein Resultat des Reliefs. Bei flacheren Hangneigungen, wie sie wenig höher auf dem Tallum-Rücken herrschen, verschiebt sich das Verhältnis deutlich zu Gunsten der Breite (30 cm/2-3 m). An vielen Stellen ist die Vegetationsdecke durch Rasenabschälung aufgerissen und es zeigen sich frische Sekundärmusterungen in Form von Erdblase- und Texturböden, die nächtliche Frosteinwirkung im Beobachtungszeitraum (Mitte Juni 1996) anzei-



Photo 5: Wanderblock auf der steilen Nordflanke des Tallum-Rückens bei etwa 3 850 m ü. NN

gen. Die kleinen Loben sind häufig mit Wanderblöcken vergesellschaftet (siehe Photo 5), die im leicht verwitterbaren Phyllit-Schiefer selten größer als 40 cm sind. Es zeigt sich maximal ein Abstand von 10 cm zwischen Ausrißnische und Block, was mit geringen Bewegungsraten erklärt werden könnte. Da aber die Terrassetten – zumindest zu bestimmten Jahreszeiten – außerordentlich mobil sind, ist eher anzunehmen, daß Blöcke, nachdem sie solifluidal aus dem Verband gelöst sind, bei den extremen Hangneigungen von $> 30^\circ$ gravitativ talwärts befördert werden. Im Naltar-Tal, in dem neben den Schiefen auch Granite und Gneise auftreten, konnten Wanderblöcke dieser Gesteine mit bis zu 2 m Kantenlänge beobachtet werden, bei denen die Gleitbahnen zwischen 1 und 2 m maßen, also erheblich weniger als im oberen Kaghan-Tal.

Knapp unterhalb der Mattengrenze, die bei 4 200 m ü. NN in Nord-Exposition bzw. 4 300 m ü. NN in Südexposition erreicht ist, finden sich in allen begangenen Bereichen (Tallum-Rücken, Naltar-Tal, Dayintar-Tal) die größten Loben, die aber mit max. 10 m Breite und Stirnhöhen von 10-20 cm selbst im Schiefer verglichen mit dem oberen Kaghan-Tal ebenfalls relativ klein bleiben.

Oberhalb 4 200 m ü. NN (N) bzw. 4 300 m ü. NN (S) schließen sich die Bereiche ungebundener Solifluktion an (Abb. 12). Weitverbreitet finden sich kleine (~1m, siehe Photo 6) bis mittelgroße (2-3 m) ungebundene Solifluktionsloben ohne Sortierung, die bereits bei Hangneigungen $< 5^\circ$ auftreten. Sie sind häufig vergesellschaftet mit Staublücken (Photo 7).

Frostmusterböden bleiben relativ klein (~20-40 cm Durchmesser). Im Pakhora-Gletscherkessel westlich des Naltar-Passes (zur Lage siehe Abb. 9) konnten in Höhen von 4 500-4 600 m ü. NN optimal ausgebildete Strukturbodengroßformen mit Durchmessern von 1,5-2 Metern gefunden werden. Formen dieser Größe bleiben aber ausschließlich auf Moränen beschränkt. In reinem Verwitterungsschutt am Tallum-Rücken, im Pakhora-Kessel oder am vom Relief her ebenfalls günstigen Daintar-Paß (Abb. 9) konnten Formen mit solchen Dimensionen nicht beobachtet werden. Die Feinmaterialbeete dieser Großformen zeigen gelegentlich eine durch tageszeitlichen bzw. kurzperiodischen Frostwechsel hervorgerufene Sekundärsortierung. Aufgrabungen ergaben, daß diese Steinringe Erscheinungen darstellen, die ohne Spaltenbildung allein aus Feinmaterialaufwölbung entstehen und denen im Saiful Muluk-Tal (siehe Kap. 2.1.2.1) ähnlich sind. Allerdings handelt es sich hier, wie die schwach aufgewölbten Feinerdezentren belegen, um aktuell aktive Formen, während die Erscheinungen des Saiful Muluk-Tales den Eindruck momentaner Ruhe machten. Da sie wie im NW-Himalaya auch in den besuchten Gebieten des NW-Karakorum nur auf Moränen rezenter Gletscher auftreten, ist eine Permafrostbeteiligung an der Genese sehr wahrscheinlich, zumal durch die mächtige winterliche Schneedecke ein tiefreichendes jahreszeitliches Einfrieren, das solche Formen hervorbringen könnte, unterbunden ist. Auch FURRER (1965, 1986) beschreibt Dauerfrostboden in ähnlichen Höhenlagen aus dem weiter südöstlich gelegenen Biafo- und Braldo-Gebiet. In größeren Höhen konnten bei gleichem Substrat, sehr wahrscheinlichem Permafrost



*Photo 6: Kleine ungebundene Solifluktsionslobe im Pakhor-Gletscherkessel
in 4450 m ü. NN*



Photo 7: Staublock im Pakhor-Gletscherkessel bei 4400 m ü. NN

und günstigen Reliefbedingungen (nahezu ebene Flächen) keine Formen dieser Größe mehr beobachtet werden. Nur noch ansatzweise finden sich hier Kleinformen mit wenigen cm Tiefgang. Aussagen von FURRER (1965, 1986) bestätigen dies. So beträgt die sommerliche Auftautiefe im Biafo/Braldo-Gebiet im Salto-Karakorum in 4900 m Meereshöhe nurmehr 10 cm in Nordexposition bzw. 30-40 cm in Südexposition. Offensichtlich handelt es sich bei 4500-4700 m ü. NN um die Optimalausbildungszone im Sinne KUHLES (1982). Durch die hygrisch bedingt hochliegende Schneegrenze (4800 m ü. NN nordseitig, 5200 m ü. NN südseitig, siehe Abb. 12), die aufgrund der größeren Kontinentalität bereits eine erheblich größere Expositions-differenz als im NW-Himalaya aufweist, schiebt sich zwischen die Obergrenze optimal ausgebildeter Formen und die Schneegrenze ein Bereich mit abnehmender Formungsintensität, eine klimatische Obergrenze dürfte aber noch nicht erreicht werden.

2.2.2.2 Ostteil des NW-Karakorum

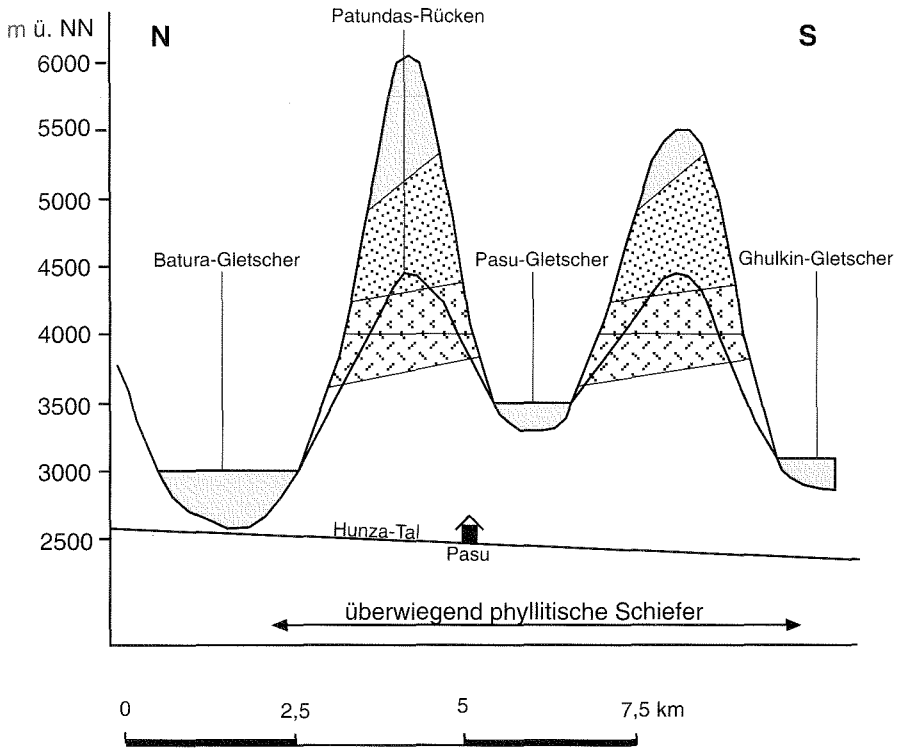
Am Patundas-Rücken zwischen Batura- und Pasu-Gletscher (Abb. 9 u. Abb. 13) fehlt ein monsunaler Feuchteinput völlig. Sommerliche konvektive Schauer bringen zwar Niederschläge, die jedoch innerhalb weniger Stunden durch die hohe Strahlung aufgezehrt werden und für frostdynamische Prozesse im Boden nicht oder nur unwesentlich wirksam werden können. Die Winterniederschläge fallen in den entsprechenden Höhenlagen ausschließlich als Schnee, der bis weit in den Sommer überdauert. Es bleiben somit nur kurze Phasen in den Übergangsjahreszeiten, in denen Nachtfroste morphologisch wirksam werden können.

Feuchttemperierte Nadelwälder, wie sie im Westteil des Hunza-Karakorum noch vorkommen, setzen etwas westlich von Karimabad aus. Weiter östlich finden sich nur noch vereinzelt baumförmige Ausmaße annehmende Wacholder-Gehölze (*J. semiglobosa*). Auf Nordseiten gehen diese *Artemisia-Juniperus*-Steppenwälder bei 3900 m ü. NN in einem etwa 100 m mächtigen Saum aus *Betula*, *Sorbus aucuparia* sowie verschiedenen *Salix*-Arten in die alpinen Matten über. Die Weiden (wahrscheinlich *Salix hastata* nach PAFFEN et al. 1956) reichen als kniehohe Sträucher bis etwa 4100 m ü. NN. Auf den Südseiten wird ebenfalls bei 4000 m ü. NN die Baumgrenze erreicht, die hier von Wacholder gebildet wird.

Erste undeutliche Erscheinungen der Solifluktion konnten in Nordexposition bei 3600 m ü. NN beobachtet werden, auf den strahlungsreicheren Südseiten erst etwa 200 m höher (Abb. 13). Das Einsetzen solifluidaler Formung fällt mit dem Auftreten einer feuchteren Variante der *Artemisia*-Steppen, die durch das Auftreten baumförmiger *Juniperus*-Gehölze gekennzeichnet ist, zusammen. Sie sind auf feuchtebegünstigte Standorte beschränkt. Es sind dies v.a. Erscheinungen des Rasenschälens im dm-Bereich.

Gehäuftes Auftreten von Solifluktionserscheinungen findet sich erst oberhalb der Baumgrenze auf dem Kamm (Abb. 13). Auch hier bleiben die gebundenen

Solifluktionsformen vergleichsweise klein, überziehen die schwach geneigten Hänge (5-15°) aber wesentlich dichter als an den Flanken des Rückens. Es sind dies in erster Linie kleine Solifluktionsloben mit 1-1,5 m Breite und 10-15 cm Stirnhöhe, die eine deutliche Terrassierung der Hänge hervorrufen. Die Terrassenflächen sind vegetationslos, zeigen aber keine Spuren aktueller Frosteinwirkung zum Zeitpunkt








-  Bereich ohne periglaziale Formung
-  vereinzelte Erscheinungen der gebundenen Solifluktion
-  Stufe gebundener Solifluktion
-  Stufe ungebundener Solifluktion
-  Gletscher und glaziale Stufe

Abb. 13: Morphologische Höhenstufung im Ostteil des NW-Karakorum



Photo 8: Strukturboden-Miniaturformen am Patundas-Rücken in 4350 m ü. NN

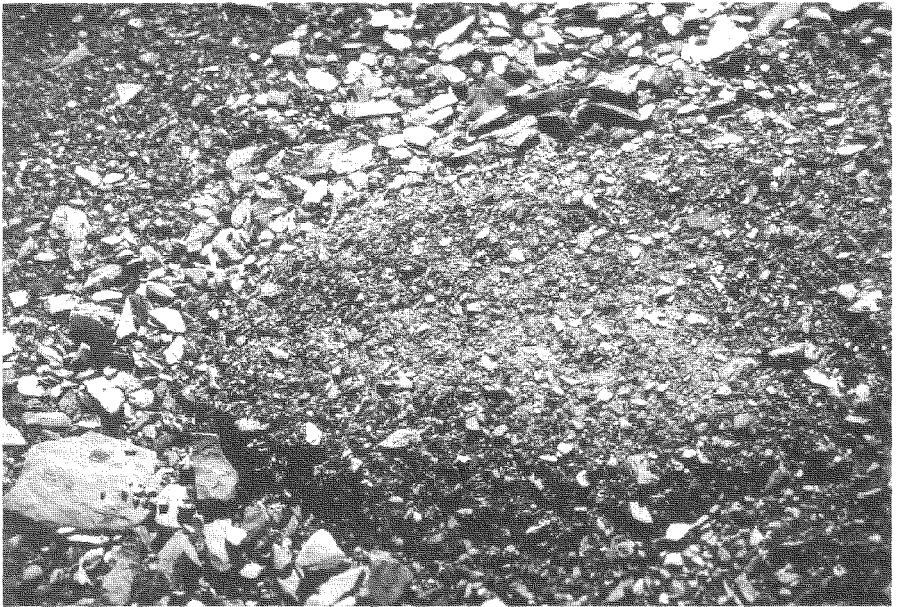


Photo 9: Sortierte ungebundene Solifluktiionslobe (Breite etwa 50 cm) am Patundas-Rücken in 4370 m ü. NN

des Besuchs (3. - 9. 7. 1995). Dies bestätigen auch die mikroklimatischen Messungen, die Morgentemperaturen von mehr als + 6°C (!!!) an der Bodenoberfläche in über 4000 m ü. NN erbrachten. Neben den dunklen Schiefen dürfte in erster Linie die geringe Bodenfeuchte, die eine Umsetzung fühlbarer Wärme in latente Energie nicht gewährleistet, für diese starke Bodenerwärmung verantwortlich sein.

Bei 4300 m ü. NN in Nordexposition bzw. 4400 m ü. NN in Südexposition erfolgt der hier überaus scharf ausgebildete Übergang von gebundener zu ungebundener Solifluktion. Die ebenen bis schwach geneigten Flächen werden großräumig von durch Schneedruck hervorgerufenen Pflasterböden eingenommen, wofür sich die zu flachen Steinplatten verwitternden Phyllitschiefer besonders eignen. Im Vorfeld bis in den Sommer ausdauernder Schneefelder, die eine günstige Bodenfeuchteversorgung garantieren, finden sich mehr oder weniger deutlich ausgebildete Formen der ungebundenen Solifluktion. Frostmustererscheinungen erreichen hier einen maximalen Durchmesser von 1 m, liegen zumeist aber wesentlich unter diesen Dimensionen (Photo 8). Insgesamt bleiben die Erscheinungen undeutlich. Die größeren Formen mit Grobmaterialrahmen von 15-25 cm Breite bleiben auf exponierte Kuppenlagen beschränkt, die durch stärkere Strahlungs- und Windeinwirkung zum einen im Frühwinter länger schneefrei gehalten werden, zum anderen im Frühjahr auch schneller von der winterlichen Schneedecke befreit werden und Frost so häufiger und tiefer ins Substrat eindringen kann. Wo Schnee über einen längeren Zeitraum liegt, können die deutlich schwächeren Nachfröste des Frühsommers nur noch die obersten Bodenschichten sortieren.

Bei zunehmender Hangneigung gehen die Polygonnetze in lobenförmige Erscheinungen (2-6° Neigung, siehe Photo 9) und schließlich in Steinstreifen (> 6° Neigung) über. Die Dimensionen entsprechen denen der Polygone. An einem schwach konvexen Hang konnte eine lehrbuchhafte Anordnung, wie sie BÜDEL (1977) aufzeigt, beobachtet werden. Wo die Verwitterung im wenig resistenten Phyllitschiefer größere Blöcke übriggelassen hat finden sich schließlich noch Staublöcke mit bis zu 1m Kantenlänge.

Interessanterweise zeigt sich bis in Höhen von 4600 m ü. NN keine Größenzunahme der Erscheinungen. Dies ist die Höhenlage optimal ausgebildeter Formen im Westteil des Hunza-Karakorum. Sie bleiben allerdings auch dort auf besser durchfeuchtete Moränen, wahrscheinlich mit Permafrost in Form von Toteis, beschränkt. Leider konnten entsprechende Bereiche im östlichen Hunza-Karakorum nicht besucht werden. Am Patundas-Rücken selbst fehlt Permafrost. Es ist durchaus denkbar, daß sie in Bereichen mit Permafrost, etwa im oberen Teil des Batura- oder Pasu-Gletschers auch im trockeneren östlichen Hunza-Karakorum anzutreffen sind. Beobachtungen dazu liegen jedoch nicht vor.

Insgesamt bleiben die Frostmustererscheinungen im permafrostfreien Bereich des Patundas-Rücken wesentlich undeutlicher als im Westteil des Hunza-Karakorum, was in der geringeren Bodenfeuchte begründet sein dürfte.

2.2.3 Vergleichende Betrachtung

Auch im Karakorum schützt eine winterliche Schneedecke den Boden weitgehend vor Frosteinwirkung. Ein oberflächliches Einfrieren im Herbst, vor dem Einsetzen der ergiebigen Winterniederschläge kann nicht ausgeschlossen werden. Aufgrund der großen Trockenheit im Herbst wird dieser Frosteinfluß jedoch kaum morphologisch wirksam. Entscheidend für die Bildung frostbedingter Formen sind die tageszeitlichen und kurzperiodischen Frostwechsel nach dem Abbau der Schneedecken. Sie liegen, der subtropischen Breite entsprechend bereits in größeren Höhen.

Tabelle 3: Frostwechselhäufigkeit im Karakorum in 3000 m ü. NN (aus EMBLETON & KING, 1975)

Monat	Frostwechseltage	max. Schwankung der Lufttemp. in K
November	25	13,3
Dezember	–	–
Januar	–	–
Februar	18	13,6
März	27	14,4
April	5	9,6

Nach EMBLETON & KING (1975) werden Frostwechsel in 3000 m ü. NN im April bereits kaum noch registriert (siehe Tab. 3). Sie bleiben in dieser Höhenlage auf die schneereichen Wintermonate beschränkt und wirken sich nicht formbildend aus.

Mit zunehmender Höhe verschiebt sich die aktive Phase auf die Sommermonate (siehe Abb. 14). Es ist daher nicht verwunderlich, daß Kleinformen der Solifluktion und Kryoturvation eindeutig dominieren. Eine von den westlichen Bereichen nach Osten weiter nachlassende Aktivität ist in der zunehmenden Trockenheit begründet.

Die größere Trockenheit der tieferen Lagen im Inneren des nordpakistanischen Hochgebirgsraumes sowie die nordexponiert bis 3750 m ü. NN hochreichenden Wälder heben die Solifluktionsgrenze im NW-Karakorum gegenüber dem Kaghantal weiter in die Höhe. Auch die Schneegrenze steigt deutlich an, wobei sich die Expositions-differenz auf 400 m erhöht. Dies führt besonders auf den Südseiten zu einer beträchtlichen Ausweitung der Solifluktionsstufe (siehe Tab. 4). Mit 1500 m bleibt die Vertikalerstreckung dennoch weit hinter den Angaben KUHLES (1982, 1987) zurück, der für den Tibetischen Himalaya, die Karakorum-Nordabdachung (35°30' -36°10' N / 76°-77° E, K2-Gebiet) und die nördlich anschließende Aghil-Kette (36°10'-36°30' N / 76°-77° E) 3000 m angibt. Die Differenz dürfte in der kontinentalitätsbedingt erheblich höher gelegenen Schneegrenze in diesen Gebirgen einerseits, in KUHLES Verwendung der tiefstgelegenen Einzelvorkommen zur Ausweisung der Solifluktionsstufe andererseits begründet sein. Würde man auch im Westteil des NW-Karakorums die tiefsten Einzelvorkommen zur Grenzziehung heranziehen, würde die Differenz nur noch gut 1000 m betragen, und dies ist etwa der

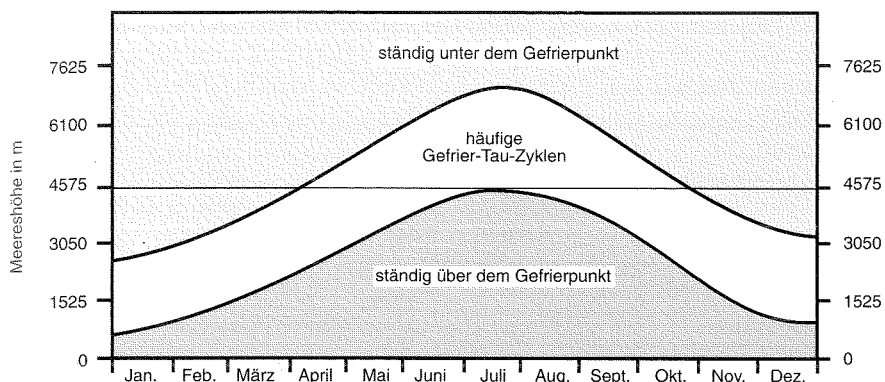


Abb. 14: Saisonale Verschiebung der Temperaturzonen im Karakorum; dargestellt sind die Bereiche mit Temperaturen ständig unter bzw. über 0° C sowie der Bereich häufiger Frostwechsel (aus HEWITT 1989)

Betrag um den die Schneegrenze in den von KUHLE angeführten Bereichen höher liegt.

Auch eine von KUHLE aus den oben genannten Gebirgen beschriebene bilateral symmetrische Solifluktsionsstufe, bei der in der Mitte des Stockwerks frostbedingter Morphodynamik ein relativ schmaler Saum gebundener Solifluktsion auftritt, der berg- und talwärts mit thermisch bzw. hygrisch bedingtem Auflösen der Vegetation zunächst in gehemmte und schließlich in ungebundene Solifluktsion übergeht, konnte nicht beobachtet werden.

Die Verbreiterung des Gürtels solifluidaler Formung mit zunehmender Trockenheit, die in erster Linie mit der hygrisch bedingt hochliegenden Schneegrenze zusammenhängt, ist seit langem bekannt (RATHJENS 1965, 1982). Interessant ist die Tatsache, daß offensichtlich bei Gebirgen, die aus vollariden Bereichen aufragen und höhenwärtig exponentiell zunehmende Niederschläge aufweisen, auch gegenläufige Tendenzen möglich sind. Vergleicht man die Ober- und Untergrenzen frostbedingter Formung im West- und Ostteil des NW-Karakorum miteinander, fällt auf, daß sich die Solifluktsionsstufe wieder verschmälert (Tab. 4). Grund dafür ist die zunehmende Trockenheit im mittleren Höhengniveau, was sich, neben dem Aussetzen von Waldwuchs, in einem kräftigen Anstieg flächenhaft auftretender Solifluktsion in hygrisch begünstigte Bereiche äußert. In den Hochlagen liegen die Niederschläge aber auch im Ostteil des NW-Karakorum auf relativ hohem Niveau, so daß die Schneegrenze nur geringfügig nach oben verschoben ist. Dies hat eine Einengung der Solifluktsionsstufe zu Lasten der gebundenen Solifluktsion zur Folge.

Insgesamt kann dem Monsun im Karakorum, wie im Kaghan-Tal, lediglich eine indirekte Beteiligung an der frostbedingten Morphodynamik zugesprochen werden. Die Bereiche häufiger Frostwechsel zum Zeitpunkt des Monsun liegen nach HEWITT

Tabelle 4: Gegenüberstellung verschiedener Höhengrenzen im westl. und östl. NW-Karakorum

Exposition	Westteil des NW-Karakorum		Ostteil des NW-Karakorum	
	S	N	S	N
Waldgrenze	–	3 750	–	–
tiefste Vorkommen		3 500	3 800	3 600
Solifluktionsgrenze	3 700	3 750	4 000	4 000
Strukturbodengrenze	4 300	4 200	4 400	4 300
Optimalausbildung		4 500-4 600		?
Schneegrenze	5 200	4 800	5 300	4 900
Ausgangsgestein	← v.a. Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer und Phyllitschiefer →			

(1989) oberhalb 4 500 m ü. NN (siehe Abb. 14), einer Höhe, die von monsonalen Luftmassen kaum mehr berührt wird. Ein Einfluß ist insofern zu sehen, als die monsonale Zusatzfeuchte im Westteil des NW-Karakorum Waldwuchs ermöglicht und somit die effektive Solifluktionsgrenze auf über 3 700 m ü. NN anhebt. Wie vereinzelte solifluidale Kleinformen ab 3 500 m ü. NN auf den Nordseiten belegen, wären die Bedingungen für Solifluktion in den Übergangsjahreszeiten durchaus auch tiefer gegeben, geschlossener Waldwuchs verhindert aber ein flächenhaftes Auftreten. Daneben kann sich in Höhenlagen, die noch von monsonalen Luftmassen berührt werden, eine stärkere Bewölkung während der warmen Sommermonate und damit verbunden herabgesetzte Strahlung, positiv auf den Feuchtegehalt des Bodens auswirken.

2.3 Östlicher Pamir

Nordwestlich schließen sich an den Karakorum die Ketten des Pamir an. Er kann in zwei grundverschiedene Bereiche unterteilt werden. Während der Westteil dieses Gebirgssystems auf alpidische Faltung zurückgeht – Spuren früherer Faltungen sind aufgrund der starken Beanspruchung im Zuge der alpidischen Hebungsphase kaum nachweisbar – und von tief eingeschnittenen Tälern und scharfen Graten geprägt ist, herrschen im Osten weitgespannte Hochebenen mit Mittelgebirgscharakter vor, die bereits während der kaledonischen Orogenese entstanden und in der alpidischen Phase erneut in Form von Bruchtektonik gehoben wurden. Diese in der Regel zwischen 3 500 und 4 500 m Meereshöhe gelegenen Hochflächen werden im Sprachgebrauch der einheimischen Bevölkerung ‘Pamire’ genannt (siehe REINIG 1932). Von der Bezeichnung für die Hochebenen leitet sich der Name für das ganze Gebirgssystem ab. Die höchsten Erhebungen im Östlichen Pamir stellen der Mustagh-Ata (7 546 m ü. NN) und der Kongur-Shan (7 719 m ü. NN) dar. Das Hochplateau ist halbkreisartig von ebenso hohen, z.T. noch höheren Gebirgen (Transalai im NW, Westlicher Pamir im W, Karakorum im S, Kuen Lun im SE) umschlossen (siehe Abb. 1). Die Lage im Lee dieser die niederschlagsbringenden westlichen Luftmassen abfangenden Gebirge bedingt die extrem trockenen, hochkontinentalen Klimaverhältnisse.

Im Rahmen der Feldarbeiten zu dieser Arbeit wurden zwei Gebiete des Östlichen Pamir näher untersucht. Beide liegen im äußersten Westen der autonomen chinesischen Provinz Xinjiang unweit der Grenze zu Tadschikistan (siehe Abb. 15). Im Juli 1995 konnten das Kangxiwar-Tal zwischen Mustagh-Ata und Kongur-Shan sowie ein mehr oder weniger E-W verlaufendes Tal auf der Kongur-Nordflanke besucht werden.

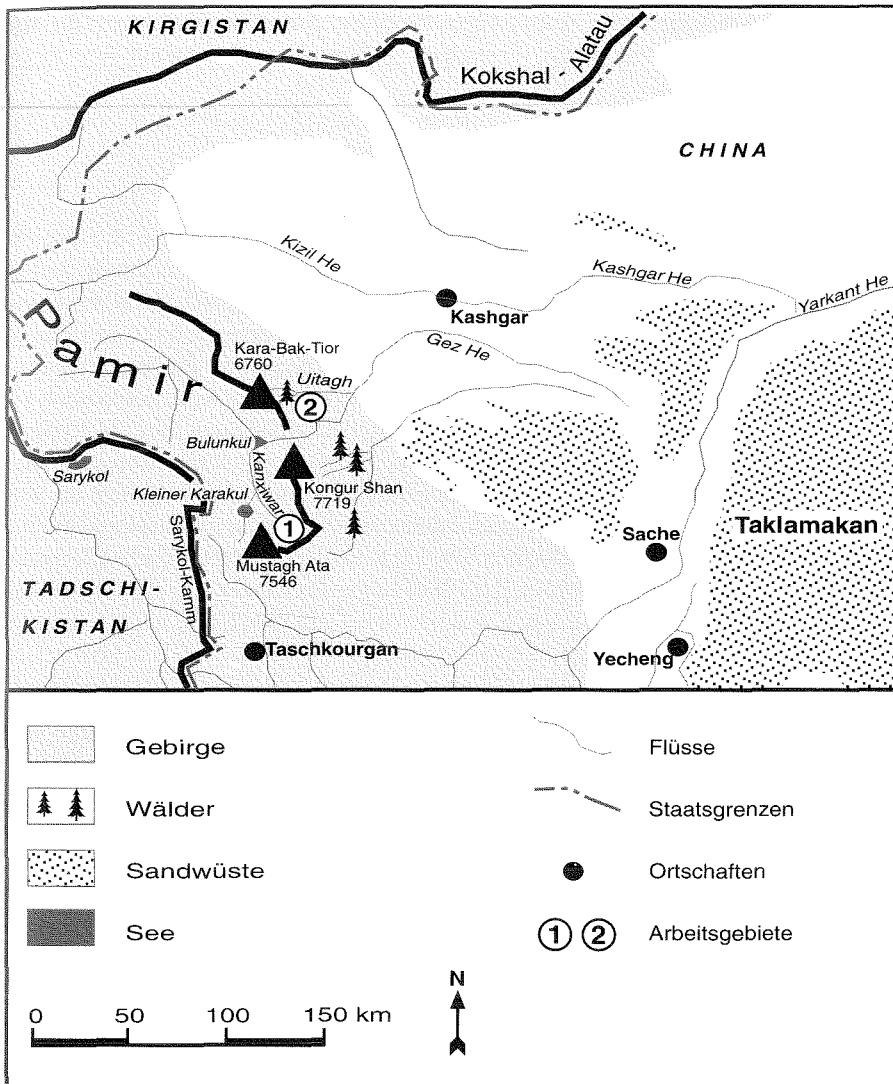


Abb. 15: Übersichtskarte des Ostpamir

Um zu prüfen, ob die dort gewonnenen Erkenntnisse für die Verhältnisse des Östlichen Pamir repräsentativ sind, erfolgte im Juni 1996 eine Begehung des Oytag- und des At-Oynag-Tales etwa 20 km nördlich des Kangxiwar-Tales. Dieses geographisch bisher praktisch unbearbeitet gebliebene Tal – es wurde nach der chinesischen Revolution geschlossen und ist erst seit 1995 wieder für ausländische Besucher zugänglich – zeigt aber vollkommen andere Vegetationsverhältnisse, die auf eine erheblich größere Feuchtigkeit schließen lassen. So wurden auch bezüglich der Solifluktion und Kryoturbation abweichende Ergebnisse gegenüber dem Kangxiwar-Tal erzielt. Auch wenn sie im weiträumigen Profil als ‘Ausreißer’ wirken und die des Hochplateaus in keinster Weise bestätigen, sollen diese Ergebnisse hier nicht unterschlagen werden.

2.3.1 Die mesoklimatischen Verhältnisse im Östlichen Pamir

Der Östliche Pamir ist, wie bereits erwähnt, von ausgesprochen kontinentalen Klimaverhältnissen geprägt. Die jährliche Niederschlagsmenge überschreitet selbst in 3 500 m ü. NN kaum 150 mm (KREUTZMANN 1995; zum Vergleich: im Karakorum immerhin noch knapp 600 mm). Somit herrschen in weiten Bereichen fast ganzjährig aride Verhältnisse. Nur wenige Monate im Winter sind wegen der niedrigen Temperaturen, durch die die potentielle Verdunstung herabgesetzt wird, als humid zu bezeichnen. Wie im Himalaya und im Karakorum scheinen auch hier die Niederschläge mit der Höhe zuzunehmen, was sich in der starken Vergletscherung der beiden Gebirgsstöcke ausdrückt. Schätzungen von FLOHN (1969) gehen für die Hochlagen des Pamir von 600-1200 mm Jahresniederschlag aus, wobei diese Werte eher für den West-Pamir gelten dürften. Erheblich niedrigere Werte von 260-330 mm in 6000 m ü. NN liefern OHATA et al. (1989) sowie KANG und XIE (1989) für den westlichen Kuen-Lun, der klimatisch gesehen dem Östlichen Pamir näher kommen dürfte (siehe Abb. 16 & 17).

Der Großteil der insgesamt sehr geringen Niederschläge fällt während der Sommermonate in Form konvektiver Schauer. Ausläufer westlicher Störungen, die den Luv-Seiten z.T. stärkere Winter- und Frühjahrsniederschläge bringen, erreichen den Östlichen Pamir kaum noch. Nach Überschreiten des bis knapp 7 500 m hohen Westlichen Pamir stellen sich auf dem Hochplateau des Östlichen Pamir föhnartige Erscheinungen mit Wolkenauflösung und Trockenheit ein. Die Trockenheit der Täler wird noch gefördert durch großräumige tageszeitliche Berg-Talwind-Systeme sowie Hangwinde, die eine stark austrocknende Wirkung auf den Boden ausüben. Während sich im Sommer fast täglich über den Gipfellagen konvektive Haufenwolken bilden, führt Windkonvergenz über der Talsohle zu Wolkenauflösung (‘Troll-Effekt’). Auch bestehen offensichtlich ganzjährig großräumige Ausgleichsbewegungen zwischen Tarim-Becken und dem Hochplateau. Dabei scheint auch im Sommer der Druck auf der Hochfläche niedriger zu sein, als im von einem Hitzetief geprägtem Tarim-Becken. Im Fall der engen Gez-Schlucht kommt es zu einer Art Düsenwirkung, die

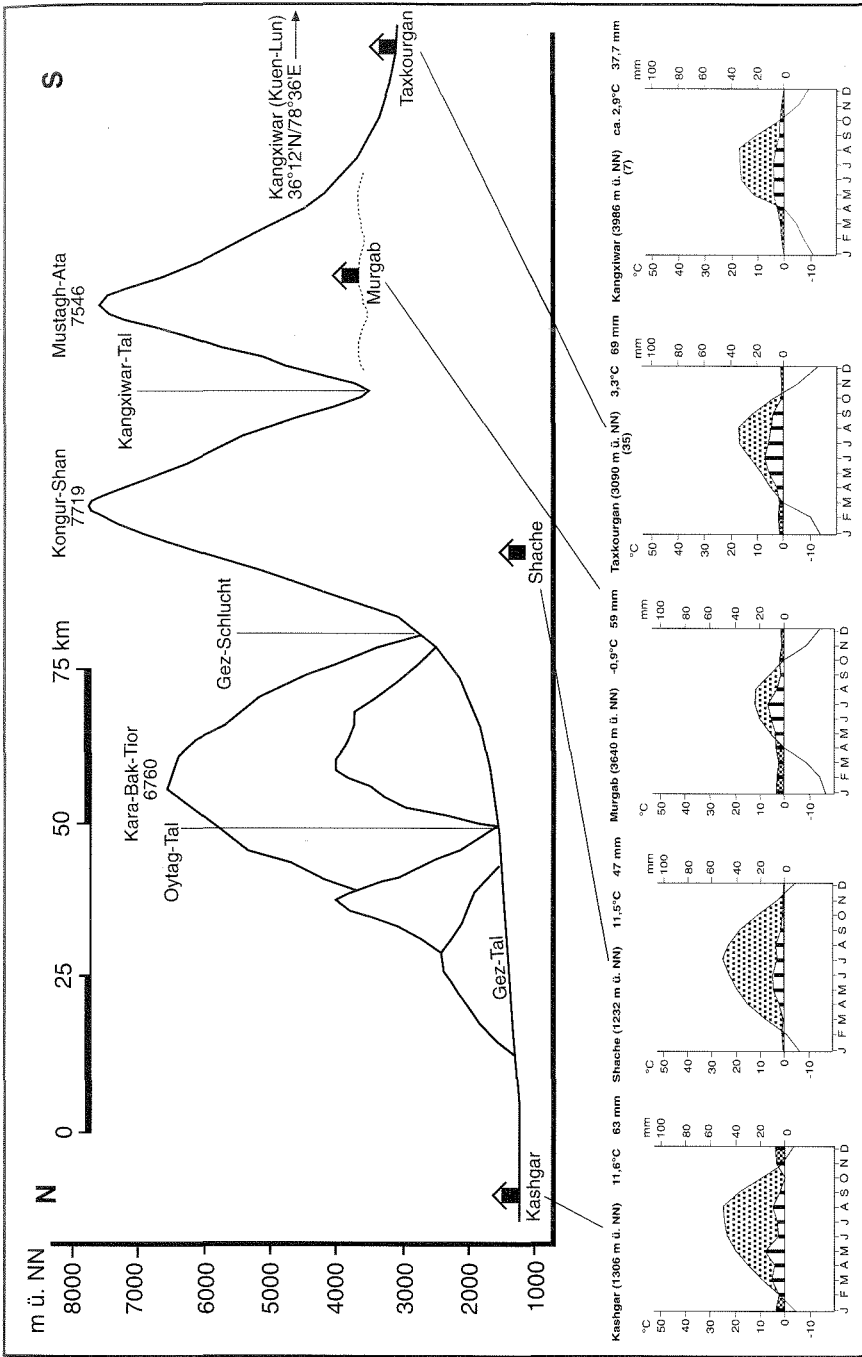


Abb. 16: Klimatologisches Profil des Östlichen Pamir (Klimadiagramme aus REIMERS 1992 und MIEHE et al. 1996 nach WALTER & LIETH 1960)

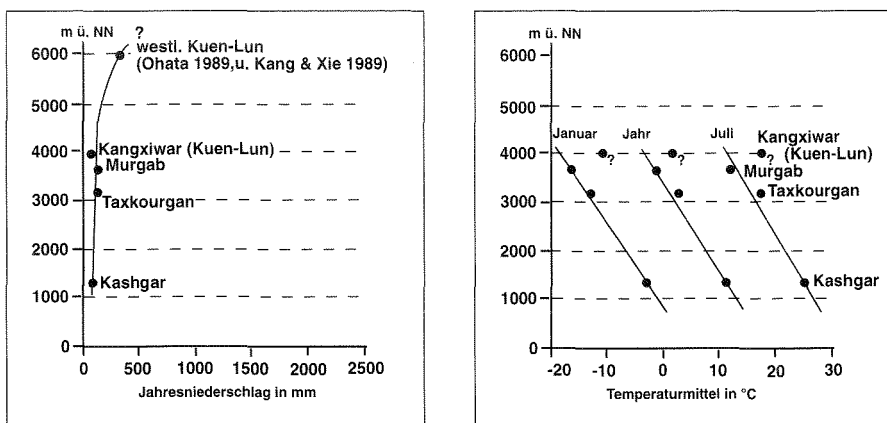


Abb. 17: Hypothetische Vertikalgradienten von Niederschlag und Temperatur im Ostpamir (Niederschlagsdiagramm ergänzt nach WEIERS 1995)

die äolische Wirkung noch verstärkt. Diese Luftmassen transportieren große Mengen Staub und Sand aus der Wüste Taklamakan ins Gebirge, die sich dort an Gebirgsflanken, die als Hindernisse wirken, in großen Dünen akkumulieren (siehe Photo 10).

Der hochkontinentale Charakter des Klimas drückt sich auch in den Temperaturverhältnissen aus. So zeigen sowohl die im Gebirgsvorland gelegenen Stationen Kashgar und Shache als auch Taxkourgan auf gut 3 100 m ü. NN (siehe Abb. 16) mit 28-32 K eine wesentlich größere jährliche Temperaturamplitude als Stationen in vergleichbarer Höhenlage in den südlich anschließenden Hochgebirgen. Nach KREUTZMANN (1995) liegen im Bereich des Kara Kul-Sees (3652 m ü. NN) die Monatsmittel von Oktober bis April im Minusbereich. Ähnliche Verhältnisse zeigt auch die etwas tiefer gelegenen Station Taxkourgan (3120 m ü. NN). Die Jahresmitteltemperatur am unweit des Kara Kul gelegenen Bulunkul-Sees beträgt 0,7°C, bei einem mittleren Minimum im Januar von -12,1°C und einem Maximum im Juli mit 12,2°C (KREUTZMANN 1995). Frostfrei bleiben auf dem Pamir-Hochplateau gewöhnlich nicht mehr als 2 Monate (BERG 1959). Im restlichen Jahr können bei den großen täglichen Temperaturamplituden Frostwechsel jedoch fast täglich auftreten. Selbst bei nächtlichen Temperaturen von unter -20°C im Winter sind bei der hohen Einstrahlung positive Nachmittagstemperaturen keine Seltenheit (BERG 1959). Die wenigen Winterniederschläge führen zu einer nur geringmächtigen Schneedecke, die am südlich des Kara Kul etwa 3 900 m ü. NN gelegenen Subash-Paß nur maximal 3-20 cm beträgt (KREUTZMANN 1995). Durch Wind wird der wenige Schnee häufig auch verblasen, so daß Frost tiefgründig in den Boden eindringen kann.

Auf ganz andere Klimaverhältnisse läßt die Vegetation im Oytag-Tal schließen. Leider liegen keine Daten vor, die das Klima dieses Gebiets darstellen. Offensichtlich handelt es sich hier um eine lokalklimatische Besonderheit, deren Erklärung ohne die

Analyse genauer Klimadaten nur hypothetisch bleiben kann. Auf jeden Fall zeichnet sich anhand der Vegetation eine überraschende Feuchtigkeit im oberen Oytag-Tal an der NE-Abdachung des Pamir gegenüber dem Hochplateau ab. Auch die Gletscher- und temporäre Schneegrenze sind deutlich herabgesetzt. Allein mit dem Merriam-Effekt, d.h. verstärkter Konvektion über dem Kara-Bak-Tior (6760 m ü. NN) am Talschluß des Oytag-Tales läßt sich dies nicht erklären, denn große Massenerhebungen mit starker konvektiver Tätigkeit liegen am Kongur-Shan (7719 m ü. NN) und am Mustagh-Ata (7546 m ü. NN) auf dem Hochplateau auch vor. Vielmehr werden durch ein großräumiges Hitzetief, das sich im Sommer über Hochasien entwickelt, trocken-warme Luftmassen zyklonal aus NE herangeführt (siehe MURSAJEW 1966). Wie bereits erwähnt, scheint der Luftdruck auf dem Hochplateau, das aufgrund seiner Massenerhebung als stärkere Heizfläche dient, noch niedriger zu sein, so daß ein Luftmassentransport vom höheren Druck zum niedrigeren erfolgt. An den Bergkämmen werden die Luftmassen zum Aufsteigen gezwungen, die Luftfeuchte kondensiert aus und es kommt zu schauerartigen, z.T. gewittrigen Niederschlägen. Sie traten während des Geländeaufenthalts im Juni 1996 fast jeden Nachmittag auf. Verstärkend kommt hinzu, daß die Luftmassen durch kühl-feuchte katabatische Winde labilisiert werden, was eine Gewitterbildung noch fördert. Ähnliche Bedingungen dürften am gesamten NE-Abfall des Pamir-Plateaus herrschen, da auch dort in entsprechenden Höhenlagen Wälder vorkommen (SKRINE 1926).



Photo 10: Sanddünen westlich des Bulunkul-Sees

2.3.2 Solifluktion und Kryoturvation im Östlichen Pamir

Die oben dargestellten klimatischen Unterschiede zwischen Hochplateau und Nordostabdachung des Ostpamir drücken sich am offensichtlichsten im Pflanzenkleid aus. Aber auch hinsichtlich solifluidaler und kryoturvativer Prozesse zeigen sich erwartungsgemäß große Differenzen. Geologisch betrachtet sind die beiden näher betrachteten Gebiete dagegen recht ähnlich, so daß die Unterschiede nicht auf das Substrat zurückgeführt werden können.

2.3.2.1 Ostpamir-Hochplateau (Kleiner Kara Kul-See und Kangxiwar-Tal)

Das Kangxiwar-Tal verläuft nördlich des Kara Kul-Sees ($38^{\circ} 28' N/75^{\circ} 4' E$) in NW-SE-Richtung zwischen den beiden höchsten Gipfeln des Östlichen Pamir, dem Kongur-Shan (7719 m ü. NN) und dem Mustagh-Ata (7546 m ü. NN) (siehe Abb. 15). Die beiden Massive werden überwiegend von präkambrischen und altpaläozoischen Gneisen und Glimmerschiefern aufgebaut. Im Kangxiwar-Tal und im Bereich des Kara Kul finden sich zudem mächtige Moränenablagerungen des gleichen Materials (siehe auch SCHROEDER-LANZ 1986). Sie überziehen die Hänge z.T. mehrere hundert Meter hoch hinauf. Das Solum, das – abgesehen von den Ufer-

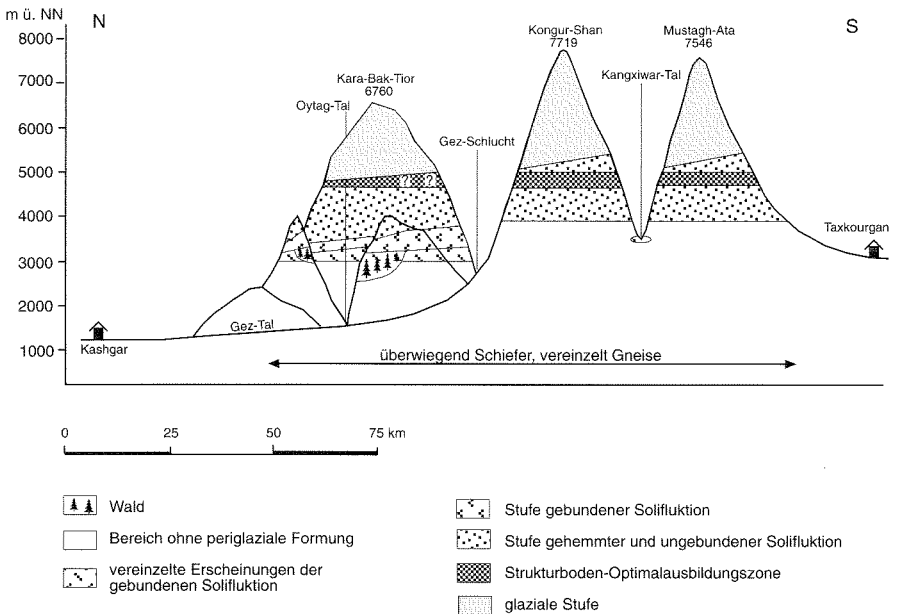


Abb. 18: Morphologische Höhenstufung im Ostpamir

bereichen des Kara Kul-Sees und des Kangxiwar Flusses – aufgrund der geringen Vegetationsdecke keine Bodenbildung aufweist, ist von einem hohen Skelettanteil gekennzeichnet. Das relativ helle Substrat führt zu einer nur mäßigen Bodenwärmung, die, trotz ebenfalls sehr hoher Strahlung hinter der des von dunklen Schiefen geprägten Patundas-Rücken im Ostteil des NW-Karakorum zurückbleibt.

In den nahezu einheitlichen Hochgebirgswüsten des Ost-Pamir-Hochplateaus mit überwiegend *Artemisa*, *Astragalus*, *Acantholimon*, *Acantophyllum*, *Eurotica* sowie verschiedenen *Kobresia*-Arten fehlt eine Stufe der gebundenen Solifluktion völlig (siehe Abb. 18).

Aufgrund der Vegetationsarmut (Deckung < 20%) herrschen hier ausschließlich ungebundene bzw. gehemmte Solifluktion vor. Lediglich in den bachbegleitenden *Kobresia*-Rasen konnten bei 3 600 bis 3 700 m ü. NN büldenähnliche Erscheinungen beobachtet werden. Sie sollen hier aber nicht zur Abgrenzung der Solifluktionsstufe herangezogen werden, da die Grundwasseranreicherung in den Tallagen schon in erheblich tieferen Lagen als üblich zu günstigen Bedingungen für frostdynamische Prozesse führt.

Häufig treten konvergierende Formen arider und periglazialer Morphogenese auf. Eine große Schwierigkeit stellt dabei das Abschätzen des quantitativen Anteils der jeweiligen Morphodynamik an der Genese der Formen dar. Der limitierende Faktor für Solifluktion und Kryoturbation ist die Feuchtigkeit. Hinzu kommt, daß im Östlichen Pamir die für frostdynamische Prozesse hygrisch günstige Zeit mit der thermisch ungünstigen (sommerliches Niederschlagsmaximum) zusammenfällt, so daß die Entstehungsbedingungen weiter erschwert werden.

In den besuchten Bereichen des Kangxiwar-Tales konnten ausschließlich Kleinformen gefunden werden. Die häufigsten Erscheinungen sind Miniaturloben, die ab etwa 3 900 m ü. NN flächenhaft ganze Hänge überziehen können. Nach dem Grad der Behinderung durch Vegetation kann man gehemmte (Photo 11) und ungebundene, in diesen Fall besser ungehemmte Miniaturloben unterscheiden. In der Dimension sind beide sehr ähnlich. Die Breite liegt i. d. R. bei 20-30 cm, die Stirnhöhen bei 5 cm. Im Extremfall können Breiten von 1 m und Stirnhöhen bis 10 cm erreicht werden. Bei den gehemmten Exemplaren werden die Lobenränder von *Kobresia*-Büschelein nachgezeichnet. Aufgrabungen zeigten überfahrene Pflanzenteile unter dem Schuttmaterial, d. h. die Pflanzen wirken hier als Stauer des Materials. Dies ist typisch für die flachwurzelnden, einen Wurzelfilz ausbildenden Kobresien. Gleichzeitig erkennt man, daß es sich nur um eine geringmächtige Materialverlagerung handelt. Daß nur die oberste Bodenhaut bewegt wird, ist mit der geringen Bodenfeuchte zu erklären. Bei gelegentlichen sommerlichen Niederschlägen werden nur die obersten cm des Solums durchfeuchtet, die anschließend bei nächtlichem Frost in eine Materialverlagerung einbezogen werden.

Auf ebenen Flächen finden sich Texturböden und ansatzweise sortierte Polygone. Ihr Durchmesser überschreitet 15 cm nur selten. Die Begrenzung der Polygone

erfolgt durch Risse, die bis in eine Tiefe von maximal 6 cm nachvollziehbar sind. Entlang dieser Risse ist groberes Material konzentriert, nur vereinzelt findet es sich auch im Feinmaterialbeet. Auf schwach geneigten Hängen gehen die Polygone in Miniatur-Steinstreifen mit ähnlichen Dimensionen und Tiefgang über (siehe Photo 12). Gerade bei diesen beiden zuletzt genannten Formen ist der Faktor Frost für die Entstehung besonders schwer einzuschätzen. Ähnliche Formen finden sich in allen trockenen Gebieten der Erde ohne jegliche Frosteinwirkung (Trockenrisse mit eingespültem Grobmaterial). Daß hier Frost an der Genese trotzdem zumindest beteiligt zu sein scheint, läßt sich daran erkennen, daß das Grobmaterial nicht auf die Oberfläche der Risse beschränkt bleibt, sondern sich auch im Feinmaterial der Rißwände findet. Das Zentrum der Feinmaterialbeete ist vergleichsweise arm an größeren Partikeln. Es muß hier also eine durch Frosts Schub hervorgerufene Materialsortierung stattgefunden haben. Gelegentlich zeigt sich auch eine deutliche Kantstellung des Grobmaterials, was ebenfalls auf frostdynamische Prozesse hinweist. Steinringe oder kreisförmige Auffrierungen konnten nirgends beobachtet werden. Dafür reicht die Bodenfeuchte nicht aus. Frostrisse können sich dagegen bereits in recht trockenem Substrat bilden.

Zum Zeitpunkt des Besuchs konnten keine Anzeichen aktueller Prozesse festgestellt werden. Dies belegen auch die Bodentemperaturmessungen, die vor Sonnenaufgang Temperaturwerte von + 2-3,5°C in 4 000 m ü. NN ergeben haben.



Photo 11: Detailaufnahme einer kleinen gehemmten Solifluktionslobe im Kangxiwar-Tal in 4 050 m ü. NN

Aufgrund der extrem lückigen Vegetationsdecke fehlen Wanderblöcke völlig. Im unbewachsenen Solum bewegt sich das Feinmaterial schneller als grobe Komponenten, so daß die wenigen vorhandenen Blöcke (bis 1,2 m Kantenlänge) hier eine stauende Funktion ausüben.

Bis 4600 m ü. NN nehmen alle aufgefundenen Formen nicht an Größe zu, was als Hinweis für die bis in große Höhen einheitlich niedrigen Niederschläge gewertet werden kann. Auch MARKOV (1934) berichtet nur von Kleinformen der Bodenstrukturierung am klimatisch ähnlich ausgestatteten und nur wenig westlich gelegenen Sarykol-Kamm (siehe Abb. 15) in 4700-5000 m ü. NN.

In noch größeren Höhen geht die Frostwechselhäufigkeit und -intensität stark zurück, so daß auch dort keine günstigeren Bedingungen zu erwarten sind. Eine Optimalausbildungszone im Sinne KUHLES (1982) müßte demnach zwischen 4600



Photo 12: Schmale Streifen südöstlich des Kara Kul-Sees in etwa 4050 m ü. NN

und 5000 m ü. NN zu suchen sein. Sie bezieht sich hier jedoch ausschließlich auf Kleinformen. Bei Schneegrenzhöhen von 5150 m ü. NN auf Nordseiten und 5550 m ü. NN auf Südseiten findet sich also auch hier, wie im Karakorum, ein Bereich abnehmender Formungswirksamkeit.

Solifluidale und kryoturbative Großformen konnten nirgends beobachtet werden, obwohl diskontinuierlicher Permafrost bereits ab 4100 m ü. NN, vielleicht sogar noch tiefer, auftritt (Blockgletschervorkommen im Kangxiwar- und Gez-Tal, siehe auch GORBUNOV 1978 und JÄKEL 1989).

V. WISSMANN (1960/61) vermutete, daß sich im Ostpamir eine Vergesellschaftung von durch jahreszeitlichen Frostwechsel hervorgerufenen Großformen mit tageszeitlichen Kleinformen zeigen müßte. Dabei übersah er offensichtlich die hygrischen Bedingungen zum Zeitpunkt des herbstlichen Einfrierens des Bodens. Die thermischen Bedingungen wären für Großformen prinzipiell gut geeignet. Die geringmächtige winterliche Schneedecke begünstigt ein tiefreichendes Durchfrieren des Bodens, die hohe sommerliche Einstrahlung ein ebenso tiefes Auftauen. Da aber zum Zeitpunkt des Einfrierens bereits extrem trockene Klimaverhältnisse herrschen (siehe Klimadiagramm Taxkourgan oder Murgab in Abb. 16) und der Boden völlig ausgetrocknet ist, kann der Frost nicht formbildend wirksam werden. Die Kleinformen sind an das Zusammentreffen gelegentlicher, nur die obersten cm durchfeuchtender Niederschlagsereignisse mit tageszeitlichem Frostwechsel während des Sommerhalbjahres gebunden.

Insgesamt muß die Wirksamkeit solifluidaler Prozesse auf dem Hochplateau des Östlichen Pamir als gering bezeichnet werden, was sich auch in dem sehr gut erhaltenen kaltzeitlichen Formenschatz, der kaum Spuren rezenter Überprägung aufweist, ausdrückt.

2.3.2.2 *Das Oyttag-Tal am NE-Abfall des Östlichen Pamir*

Gut 40 km nördlich des Kangxiwar-Tales auf der Nordostabdachung des Gebirgszuges Ulug Art Tag liegt das Oyttag-Tal. Es erstreckt sich von seiner Mündung in das Gez-Tal zunächst 20 km nach Osten, bevor es sich in zwei Äste gabelt. Der Oyttag-Fluß folgt dem südlicheren bis zum Kara-Bak-Tior-Gletscher, der nördliche Ast bildet das At-Oynag-Tal. Die Beobachtungen zur Solifluktion und Kryoturbation beziehen sich auf die Nordseite des oberen Oyttag-Tales sowie den Rücken zwischen Oyttag- und At-Oynag-Tal (siehe Abb. 15).

Das Gebirgsmassiv des Ulug Art Tag wird, wie die Bereiche des Kangxiwar-Tales, aus unterschiedlichen metamorphen Gesteinen, v.a. Ton- und Grünschiefern sowie vereinzelt Gneisen des Präkambriums und Altpaläozoikums aufgebaut.

Im Gegensatz zur wüstenhaft trockenen Talstufe ist der Talschluß des Oyttag, wie bereits erwähnt, ab etwa 2500 m Meereshöhe überraschend grün, was auf eine

überdurchschnittliche Feuchtigkeit schließen läßt. Im Gegensatz zur Hochfläche zeigt sich hier eine deutliche Zweiteilung der Solifluktsionsstufe in einen unteren Bereich gebundener Solifluktsion und eine obere Stufe ungebundener Solifluktsion (siehe Abb. 18).

Bei 2 600 m ü. NN (N) bzw. 3 100 m ü. NN (S) gehen die *Artemisia*-Steppen der Talstufe, in die auf den Sonnenseiten mit zunehmender Höhe auch Wacholder und Berberitzen eingestreut sind, in relativ dichte Fichtenwälder (*Picea spec.*) mit vereinzelt *Sorbus*, *Salix* und *Juniperus* über. Ab 3 000 m Meereshöhe konnten auf Waldlichtungen erste Erscheinungen der gebundenen Solifluktsion gefunden werden. Dies dürfte der klimatisch-potentiellen Solifluktsionsgrenze (KUHLE 1982) entsprechen. In 3 150 m ü. NN bzw. 3 300 m ü. NN ist im Oytag-Tal die obere Waldgrenze erreicht. Wenig oberhalb, bei 3 200 m ü. NN in Nordexposition und 3 350 m ü. NN in Südexposition treten bei einer durchschnittlichen Hangneigungen von 10-25° weitverbreitet Formen der gebundenen Solifluktsion auf. Vereinzelt *Juniperus*-Sträucher beeinträchtigen die flächenhafte Ausbildung nicht. Interessant ist die Tatsache, daß die Erscheinungen der Nordhänge deutlich größere Dimensionen erreichen als die der Südseiten. Gebundene Loben erreichen Breiten von 10 Metern und Stirnhöhen von etwa 0,5 Meter (siehe Photo 13) und bilden weitflächig Stufen an den Hängen. Dies sind Dimensionen, die bis zum Zehnfachen über denen des trockenen Hochplateaus liegen. Auch Wanderblöcken, die bis zu 3 m Kantenlänge

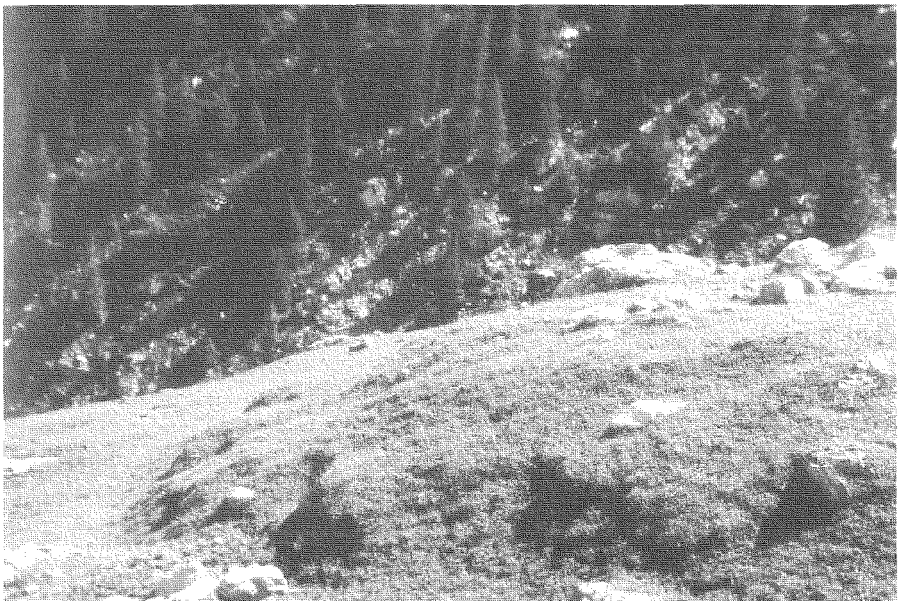


Photo 13: Große gebundene Solifluktsionslobe auf einem Nordhang im Oytag-Tal in 3 250 m ü. NN

annehmen können, deuten mit hohen Stauchwülsten (> 50 cm) und Gleitbahnen bis 6 m Länge auf recht hohe Bewegungsraten hin.

Auf den strahlungsreicheren und damit trockeneren Südseiten bleiben die Formen dagegen meist unter 3 m. Hier zeigt sich eine überraschende Ähnlichkeit mit den Formen des Westteils des NW-Karakorum. Wo die Vegetationsdecke aufgrund von Überweidung oder auch in Folge stärkerer Solifluktion aufgelockert ist, kann tageszeitlicher Frostwechsel wirksam werden und einen charakteristischen Kleinformenschatz hervorrufen. Typische Vertreter sind Erscheinungen des Rasenschälens. Erdblasen und sekundäre Steinstreifen (bis 10 cm Abstand) finden sich auf den Oberflächen der vegetationsfreien Terrassetten.

Bei 3 300-3 400 (Nordexposition) bzw. 3 750 m ü. NN (Südexposition) wird die Obergrenze der alpinen Matten erreicht. Das zum Teil noch tiefere Aussetzen der Mattenvegetation in Nordexposition wird durch den hohen Schuttanfall steiler Felswände hervorgerufen. Es schließen sich die Bereiche der ungebundenen Solifluktion an. Staublöcke bis zu 1,5 m Kantenlänge und lobenförmige Erscheinungen mit Stirnhöhen bis 30 cm und Breiten bis 2 m finden sich allenthalben, daneben auch schmale Erdstreifen (~10 cm Streifenabstand) und Ansätze der Bodenmusterung. Schlecht sortierte Polygone, wie sie auf der Paßhöhe zwischen Oytag- und At-Oynag-Tal bei 3 660 m ü. NN zu finden sind, erreichen hier an der Untergrenze der gebundenen Solifluktion kaum mehr als 15 cm Durchmesser. In der gleichen Größenordnung liegen die undeutlichen Steinstreifen. Daß es sich bei diesen Formen um Frostmustererscheinungen handelt, macht das z.T. deutlich aufgewölbte Feinmaterial deutlich. Auch Erdblasen lassen auf aktive Formung zum Zeitpunkt des Besuchs schließen. Auf der Nordabdachung des Rückens zwischen Oytag- und At-Oynag-Tal war zum Zeitpunkt des Besuchs (Anfang Juli 1996) praktisch der ganze Hang in Bewegung. Hier zeigte sich eine charakteristische Vergesellschaftung fast aller Formen der ungebundenen Solifluktion (Staublöcke, Loben, Kleinformen von Erd- und Steinstreifen). In Höhenlagen bis etwa 3 850 m ü. NN dominieren eindeutig die Kleinformen. Leider konnten wegen einer noch geschlossenen Schneedecke (auch dies ein Hinweis auf die deutlich höheren Niederschläge hier) oberhalb von 3 900 m ü. NN nicht die gesamte Stufe der ungebundenen Solifluktion begangen werden, so daß zu den oberen Bereichen keine Aussagen gemacht werden können. Da aufgrund der höheren Niederschläge die Schneegrenzen um etwa 450 m gegenüber dem Hochplateau herabgesetzt sind (4 700 m ü. NN in Nordexposition, 5 000 m ü. NN in Südexposition) ist von einer frostdynamischen Formung bis an die Schneegrenze heran auszugehen. Bei der größeren Bodenfeuchte hier, die sich bis zum Zeitpunkt des herbstlichen Einfrierens halten dürfte, sind durch jahreszeitlichen Frost hervorgerufene Großformen im Bereich der Schneegrenze durchaus denkbar.

Nach der Überschreitung des namenlosen Passes auf den Nordhang des At-Oynag-Tales konnte eine generelle Anhebung der Vegetationsgrenzen festgestellt werden (siehe auch Tab. 5). Sowohl die Unter-, als auch die Obergrenze der Koniferenwälder liegt hier höher als im Oytag-Tal, ebenso die Mattengrenze.

Tabelle 5: Gegenüberstellung verschiedener Höhengrenzen des Ostpamir-Hochplateaus und des NE-Abfall des Pamir

Exposition	Ostpamir-Hochplateau		Pamir-NE-Abfall		
	S	N	Oytag N	Oytag S	At-Oynag N
Waldgrenze	–	–	3150	3300	3300
tiefste Vorkommen	3600			3000	
Solifluktionsgrenze	3900 (geh. Solifluktion)		3200	3350	3350
Strukturbodengrenze	3900		3400	3750	3450
Strukt.-Optimalausbildung	4600 - 5000 (?)			?	
Schneegrenze	5500	5100	4700	5000	4800
Ausgangsgestein	← Schiefer, Gneise →		← Schiefer, Gneise →		

Anthropogene Ursachen können für die Differenzen ausgeschlossen werden, da beide Täler intensiv genutzt werden. Da auch die Schneegrenze um etwa 100 m höher liegt, dürften klimatische Ursachen in Betracht kommen. Möglicherweise bewirkt die geringere Massenerhebung am Talschluß des At-Oynag-Tales trockenere Verhältnisse, die zur Anhebung der Grenzen führt.

2.3.3 Vergleichende Betrachtung

Die Unterschiede im Feuchtehaushalt der beiden Gebiete drücken sich naturgemäß am offensichtlichsten in der Vegetation aus. Aber auch im frostbedingten Formenschatz zeigen sich deutliche Differenzen.

Hinsichtlich der inneren Gliederung der Solifluktionsstufe weist das Oytag-Tal die klassische Gliederung in ein unteres Stockwerk gebundener und ein oberes ungebundener Solifluktion auf. Auf dem Hochplateau fehlt dagegen eine Stufe gebundener Solifluktion. Hier fallen die Strukturboden- und die Solifluktionsgrenze (gehemmte Solifluktion) zusammen, was nach HÖLLERMANN (1974) als charakteristisch für aride Hochgebirge angesehen werden kann.

Weiterhin fällt die deutliche Verarmung des Formeninventars auf einige wenige Formen in den vollariden Bereichen des Ostpamir-Hochplateaus auf. Es finden sich dort nur Kleinformen der gehemmtten und ungebundenen Solifluktion, die sich durch tageszeitlichen Frostwechsel während des 'feuchteren' Sommers bilden. Da aufgrund der geringen Niederschläge nur die oberste Bodenhaut durchfeuchtet wird, weisen selbst die Kleinformen einen nur sehr geringen Bodenversatz auf. Durch die hohen Temperaturen im Sommer liegt die Solifluktionsgrenze hoch. Was sich auf dem Hochplateau dagegen auch zeigt, ist, daß der Solifluktionsprozeß offenbar schon bei einem Feuchtigkeitsgrad zur Entwicklung kommt, der für einen durchgreifenden Pflanzenwuchs noch unzureichend ist (siehe auch KLAER 1962).

Im Oytag-Tal sind die Formen deutlich größer. Dies hängt nicht allein mit der größeren Feuchtigkeit zusammen. Das Hitzetief im Tarim-Becken baut sich bereits im Frühjahr auf (siehe Mai-Maximum der Stationen Kashgar und Shache und Juni-/Juli-Maximum der Stationen Taxkourgan und Murgab in Abb. 16), so daß das Oytag-Tal bereits zu einem Zeitpunkt Niederschläge erhält, wenn auch in tieferen Lagen noch Frostwechsel auftreten und Fröste in höheren Lagen auch länger andauern können. Dies hat zum einen eine deutliche Herabsetzung der Grenzen zum anderen eine wesentlich stärkere Dynamik zur Folge. Die Großformen der Oytag-Nordseiten deuten darüber hinaus auf eine gewisse jahreszeitliche Komponente hin. Offenbar ist die Bodenfeuchte auf den strahlungsärmeren Nordseiten zum Zeitpunkt des herbstlichen Einfrierens groß genug, daß auch tieferreichender Winterfrost morphologisch wirksam werden kann. Da sich nach dem Zusammenbrechen des Hitzetiefs im Herbst auch am NE-Abfall des Östlichen Pamir Trockenheit einstellt und somit Schneeniederschläge wie auf dem Hochplateau weitgehen fehlen, ist eine tiefe Bodendurchfrierung möglich.

Die Beobachtungen zeigen, daß die von TROLL (1947) bei 4700 m ü. NN angenommene Solifluktuationsuntergrenze für den Ostpamir erheblich zu hoch angesetzt wurde. Zwar sind es auf dem Hochplateau lediglich Kleinformen frostbedingter Oberflächenformung, die die Grenze festlegen, da sie aber unter den klimatischen Bedingungen (v.a. des Niederschlags) *der* charakteristische Formenschatz sind, müssen sie hier zur Festlegung herangezogen werden.

2.4 Tien-Shan

Das Nordende des hier behandelten Profils bilden die Gebirgszüge des Tien-Shan. Er erhebt sich in zahlreichen, mehr oder weniger West-Ost verlaufenden Ketten von 40° bis 43° 30' nördlicher Breite zwischen Tarim-Becken im Süden und dem kasachischen Tiefland im Norden sowie von 70° bis 88° östlicher Länge zwischen Tashkent im Westen und der Turfan-Senke im Osten. Die Gebirgszüge südlich des Fergana-Beckens wurden früher als Südlicher Tien-Shan bezeichnet, werden in der neueren Literatur aber als eigenständiges Gebirgssystem, der Alai, ausgewiesen. Er wird vom Kokshal-Alatau durch die Oberläufe des Syr-Darya und Kizil He getrennt. Seine höchsten Erhebungen erreicht der Tien-Shan im Pik Pobeda (7439 m ü. NN) und Khan Tengri (7010 m ü. NN) an der Grenze zu China.

Geologisch betrachtet ist der Tien-Shan wesentlich älter als die bisher behandelten Gebirge. Seine Gebirgszüge weisen Spuren verschiedener Hauptfaltungsphasen auf (NALIWKIN 1959). Die nördlichen Ketten entstanden während der kaledonischen Orogenese im Ordovizium und Silur. Im Variszikum wurden die Zentralen Ketten aufgefaltet. Der bereits erosiv stark überprägte Nördliche Tien-Shan erhielt eine neuerliche Hebung. Die südlichen Ketten des Tien-Shan sind die jüngsten. Sie wurden erst im Zuge der alpidischen Phase gebildet. Dabei wurden auch die inzwischen weitgehend abgetragenen und eingerumpften nördlichen und zentralen

Ketten in Form von Bruchschollentektonik erneut gehoben. Sein heutigen Großformen verdankt der gesamte Tien-Shan diesen känozoischen Prozessen. Daß die Hebung auch hier noch nicht völlig zur Ruhe gekommen ist, zeigt die außerordentlich starke Erdbebentätigkeit. Zwischen den einzelnen Ketten liegen Becken unterschiedlicher Größe, die entweder aus Depressionen oder aus weniger gehobenen Schollen hervorgehen und als Syrten bezeichnet werden.

Während der Feldarbeiten wurden vier Ketten im zentralen Teil des Tien-Shan hinsichtlich des periglazialen Formenschatzes näher untersucht. Es sind dies von Süden nach Norden die Khrebet At-Bashi, der Terskeij-Alatau, der Kungeij-Alatau und der Sailijskij-Alatau (siehe Abb. 1). Ziel war (auch hier), den klimatischen Wandel von Süden nach Norden im solifluidalen und kryoturmativen Formenschatz wiederzufinden. Ergänzt werden diese Ergebnisse durch Beobachtungen aus dem Kuiljutau südlich des Terskeij-Alatau (siehe Abb. 1), die bei einem Kurzbesuch im Sommer 1997 gemacht werden konnten.

Von den nördlichen Tien-Shan-Ketten Sailijskij-Alatau und Kungeij-Alatau liegen die detailliertesten Kenntnisse vor, da sie durch die Nähe zur Millionenstadt Almaty und dem touristisch gut erschlossenen Issyk-Kul am leichtesten zugänglich sind. In diesen beiden Ketten konnten bei drei Überschreitungen verschiedene Lokalitäten aufgesucht werden, so daß die Ergebnisse als einigermaßen repräsentativ für diesen Raum angesehen werden können. Auch liegen für diese Gebirgszüge vergleichsweise viele Untersuchungen vor, da sie seit langem ein bevorzugtes Arbeitsgebiet des Geographischen Instituts der Akademie der Wissenschaften in Almaty sind. Aus dem zentralen Tien-Shan liegen Beobachtungen von zwei Pässen im Terskeij-Alatau sowie aus der Gegend des Arpataky-Plateaus im Kuiljutau vor. Die periphere Lage sowie die Nähe zum gesperrten Grenzgebiet zu China ermöglichte leider nur den Besuch eines einzigen Gebietes im Südteil des Tien-Shan. Das ursprünglich geplante Untersuchungsgebiet im Kokshal-Alatau, der eigentlichen südlichen Hauptkette mußte ohnehin entfallen, da es von beiden Seiten – China und Kirgistan – nur mit erheblichem finanziellen Aufwand erreichbar gewesen wäre. Das Ausweichen auf die Khrebet At-Bashi scheint aber gerechtfertigt, da der Kokshal-Alatau im Bereich des Torugart-Passes (3752 m ü. NN) auf weit unter 4000 m ü. NN absinkt und die At-Bashi Kette (bis 4800 m ü. NN) in diesem Bereich die Funktion der Südabdachung des Tien-Shan übernimmt.

2.4.1 Die mesoklimatischen Verhältnisse im Tien-Shan

Das Gebirgssystem des Tien-Shan ist wie der Östliche Pamir aufgrund seiner extremen Binnenlage im Zentrum Eurasiens überwiegend von einem hochkontinentalen Klimacharakter gekennzeichnet, was sich in einer jährlichen Temperaturamplitude von 30-35 K und relativ niedrigen mittleren Jahresniederschlägen zwischen gut 100 mm (Balikchi) und meist unter 500 mm in den Tieflagen ausdrückt. Lediglich die Nordabdachung des Sailijskij-Alatau erhält etwas höhere Niederschlä-

ge (Abb. 19). Hier zeigt sich auch eine Stufe maximaler Niederschläge zwischen 1500 und 2200 m ü. NN (siehe Abb 20). FRANZ (1966) erwähnt, daß hierfür vermutlich die Lage des Tien-Shan im Regenschatten weiter westlich gelegener Gebirge verantwortlich ist. Die wenige noch vorhandene Feuchtigkeit wird beim erneuten Stau an der Nordabdachung des Sailijskij-Alatau bereits in den unteren Lagen abgegeben. Bis 3000 m ü. NN gehen die Niederschläge dann kontinuierlich zurück (siehe Klimadiagramme Bol. Alma Atinskoje und Myn-Dschilki in Abb. 19). Die Station Tjuksu (Abb. 19) weist demgegenüber wieder deutlich höhere Niederschläge auf, was einen zunehmenden Einfluß der konvektiven Sommerniederschläge auf die jährliche Gesamtniederschlagsmenge anzeigt.

Der Großteil der Niederschläge am Gebirgsfuß des Sailijskij-Alatau (Almaty), aber auch in den Tallagen des Gebirgsinneren (Naryn in Abb. 19) fällt in den Frühjahrsmonaten und stammt überwiegend aus westlichen Störungen (siehe Tab. 6).

Tabelle 6: Häufigkeit bestimmter Wetterlagen im Tien-Shan im Frühjahr (aus *Spravotschnik po Klimatu* 1969, Bd. 32)

	Westströmung	Konvektion	sibirische Antizyklone
März	21 Tage	3 Tage	7 Tage
April	19 Tage	3 Tage	8 Tage
Mai	23 - 25 Tage	1-2 Tage	5 - 6 Tage

Das sekundäre Herbstmaximum in Almaty und Medeo wird durch die großräumige Umstellung der atmosphärischen Zirkulation mit dann wieder vorherrschen westlichen Strömungen hervorgerufen.

Die Hochlagen (siehe Klimadiagramme Myn-Dschilki, Tjuksu, Karabatkak, Tianschan-Obs., Kuilju und Chatyr-Kul in Abb. 19) zeigen dagegen ein sommerliches Niederschlagsmaximum, was zum einen aus verstärkter konvektiver Tätigkeit, zum anderen aber auch aus Konvergenzeffekten an der in Kap. II. 1. erwähnten 'Tien-Shan-Front' resultiert. Die Wintermonate sind in den Hochlagen extrem niederschlagsarm, was, da eine schützende Schneedecke fehlt, eine tiefreichende Bodendurchfrierung und gute Voraussetzungen zur Permafrosterhaltung zur Folge hat. Nach GORBUNOV (1978) umfaßt der Permafrost im Tien-Shan 55000 km² und damit etwa die 3,5 fache Fläche der vergletscherten Areale.

Typisch für die nördlichen Vorländer des Tien-Shan sind winterliche Temperaturinversionen, was die ausgeprägte Kontinentalität dort noch verstärkt. Deutlich erkennbar ist dies bei einem Vergleich der Klimadiagramme von Almaty und Medeo (Abb. 19). Medeo, das bereits oberhalb der Inversionsschicht liegt, zeigt deutlich mildere Wintertemperaturen sowie mit ~ 21 K eine wesentlich geringere jährliche Temperaturamplitude als das tiefer gelegene Almaty. Nach SEVERSKIJ & SEVERSKIJ

Solifluktsions- und Frostmusterserscheinungen im Westteil Hochasiens

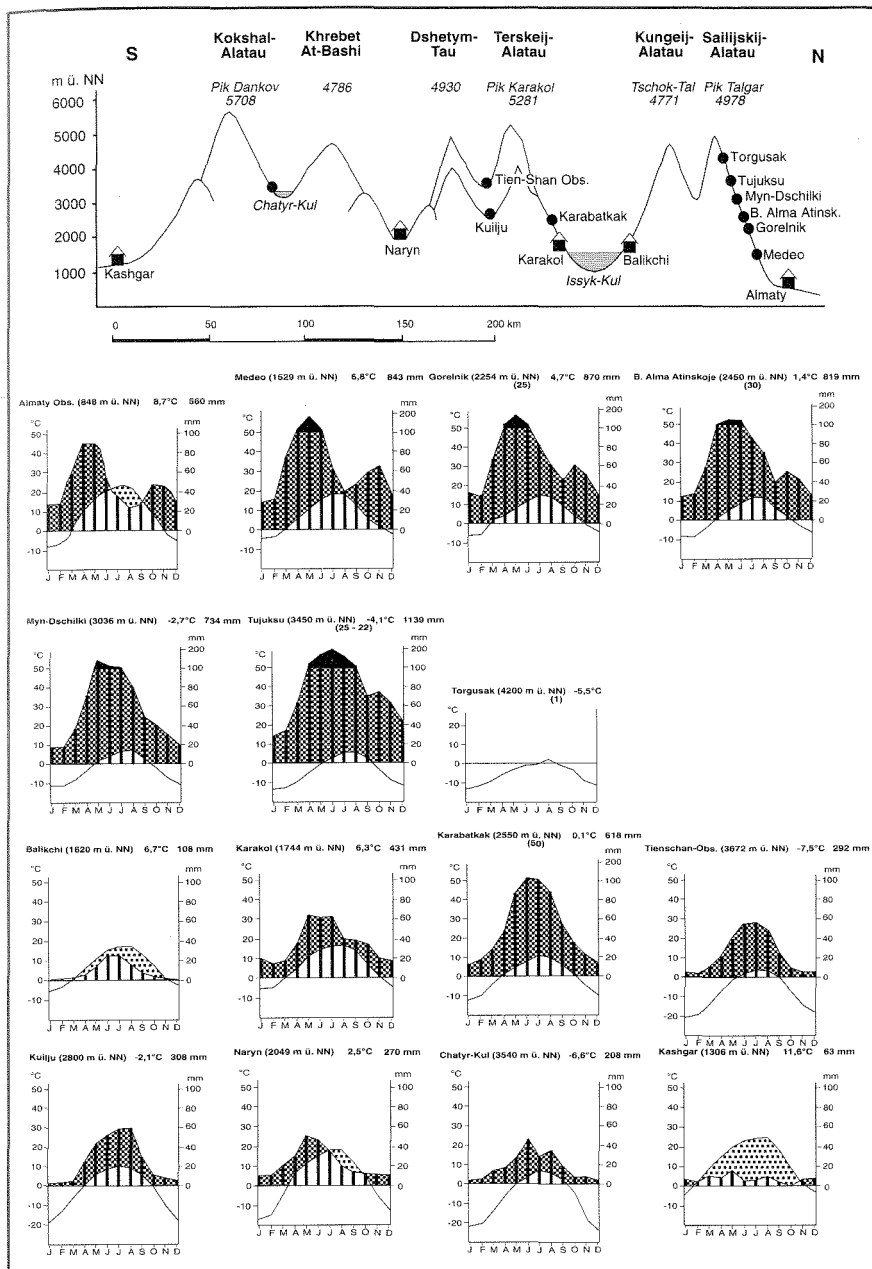


Abb. 19: Klimatologisches Profil des Tien-Shan (Daten aus FRANZ 1966, LYDOLPH 1977b, MEINERS 1996, REIMERS 1992, SCHRÖDER 1995 und Spravotschnik po klimatu SSSR (1966 + 1969); Daten der Stationen Gorelnik, Bol Alma Atinskoje und Tujuksu wurden freundlicherweise von IRINA SCHESTEROWA (Almaty) zur Verfügung gestellt. Klimadiagramme nach WALTER & LIETH 1960)

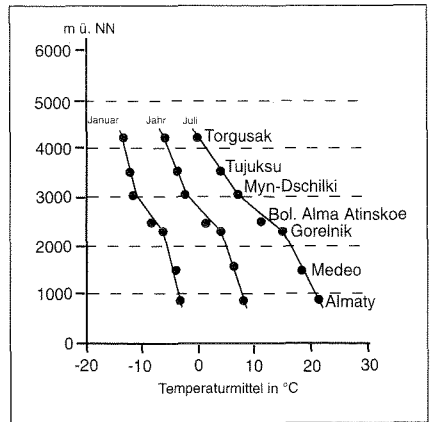
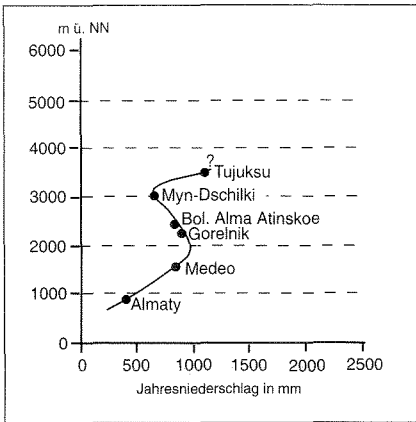


Abb. 20: Hypothetische Vertikalgradienten von Niederschlag und Temperatur im Nördlichen Tien-Shan

(1990) beträgt das Januarwert in 1300 m Meereshöhe nur -3°C , in 800 m ü. NN dagegen $-11,5^{\circ}\text{C}$. Mit zunehmender Höhe nimmt die jährliche Temperaturamplitude weiter ab und beträgt im Bereich der Gipfellagen nur noch 15 K (siehe Station Torgusak in Abb. 19 sowie Abb. 20).

Einen ausgleichenden Einfluß auf das Temperaturregime hat auch die riesige Wasserfläche des Issyk-Kul. Der See friert im Winter nicht zu und verlangsamt im

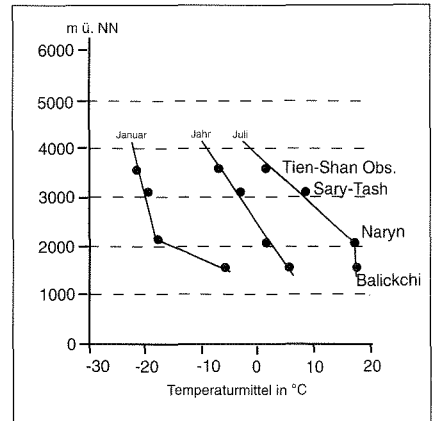
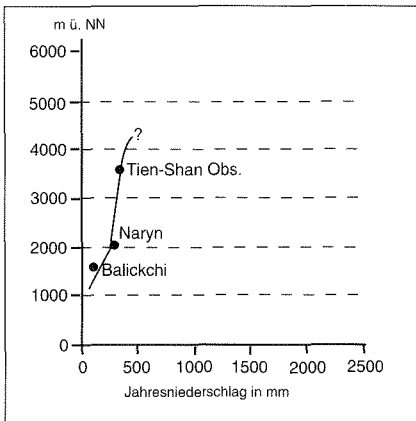


Abb. 21: Hypothetische Vertikalgradienten von Niederschlag und Temperatur im Südlichen und Zentralen Tien-Shan

Sommer die Erwärmung, so daß insgesamt ausgeglichenerere Verhältnisse geschaffen werden (Abb. 21). Die jährliche Temperaturamplitude beträgt in Balikchi beispielsweise nur noch 21, 2 K. Auch auf die Niederschlagsverteilung wirkt sich der Issyk-Kul aus, wie die viermal höheren Niederschläge Karakols am Ostufer des Sees gegenüber Balikchi (siehe Abb. 19) und auch die ausgesprochen starke Vergletscherung im Bereich des Khan Tengri und Pik Pobeda belegen.

Die Gebirgszüge des Zentralen und Südlichen Tien-Shan weisen mindestens bis 4000 m Meereshöhe eine Zunahme der Niederschläge auf, was ebenfalls mit einem abnehmenden Einfluß der Frühjahrsniederschläge auf den jährlichen Gesamtniederschlag zu erklären ist (siehe Abb. 21). Insgesamt liegen die Niederschläge durch die Lee-Lage allerdings auf niedrigerem Niveau (vgl. die Stationen Bol. Alma Atinskoje, Karabatkak und Kuilju bzw. Tujuksu, Tien-Shan Obs. und Chatyr-Kul in Abb. 19). Oberhalb 5000 m Meereshöhe nehmen die Niederschläge rasch ab, da diese Bereiche bereits über dem normalen Kondensationsniveau liegen (LYDOLPH 1977 a).

Die Hochlagen der Gebirge zeichnen sich trotz hoher Einstrahlung durch sehr kalte Winter und kühle Sommer aus. Die Station Tien-Shan Obs. (3672 m ü. NN), auf der Kumtor-Syrte zwischen dem Terskeij-Alatau und dem Ak Shirak-Massiv gelegen, weist Januarwerte von -21,9°C bei einem absoluten Minimum von -48°C sowie Julimittel von 4,5°C bei einem absoluten Maximum von 19°C (LYDOLPH 1977a) auf (Abb. 19). Nach RJASANZEWA (1960, zit. in FRANZ 1966) werden in 3000 m ü. NN nur noch an 176 Tagen, in 3500 m ü. NN sogar nur noch an 131 Tagen positive Temperaturen erreicht. Nächtliche Fröste können in diesen Höhen praktisch den ganzen Sommer über auftreten.

Größere Höhen empfangen den Großteil ihrer Niederschläge als Schnee. Nach LYDOLPH (1977b) fällt an der Station Tian-Shan Obs. Niederschlag an nur 35 Tagen als Regen, an 136 Tagen dagegen in fester Form. Die hohe Strahlung selbst im Winter führt jedoch dazu, daß die Schneedeckenmächtigkeit hier 30 cm nicht überschreitet (LYDOLPH 1977 a).

Die Nordabdachung des Sailijskij-Alatau weist demgegenüber wesentlich höhere Schneeniederschläge auf, die mit zunehmender Höhe bis weit in den Sommer überdauern können. Tab. 7 zeigt die Anzahl von Tagen mit einer geschlossenen Schneedecke von drei Stationen auf der Nordabdachung des Sailijskij-Alatau.

Tabelle 7: Anzahl von Tagen mit geschlossener Schneedecke im Sailijskij-Alatau (aus BERG 1959).

	Meereshöhe	Tage mit geschlossener Schneedecke
Almaty	848 m ü. NN	54
Medeo	1529 m ü. NN	111
Bolshoj Alma Atinskoje	2511 m ü. NN	187

2.4.2 Solifluktion und Kryoturbation im Tien-Shan

Die geschilderten Klimabedingungen des Tien-Shan lassen auf insgesamt recht günstige Voraussetzungen für frostbedingte Oberflächenformung schließen. Eine fehlende Winterschneedecke ermöglicht ein tiefreichendes jahreszeitliches Einfrieren des Bodens. Häufige Frostwechsel im Sommer bei gleichzeitig günstiger Feuchteversorgung durch konvektive Niederschläge sollten zu einer aktiven Formung auch in der 'warmen' Jahreszeit führen. Dennoch ist in der spärlichen westlichen Literatur häufig von einer nur untergeordneten frostbedingten Morphodynamik (IVERNOVA 1964, SCHRÖDER 1995) zu lesen. Im folgenden soll dies anhand der eigenen, zum Teil abweichenden Erkenntnisse zum solifluidalen und kryoturbativen Formenschatz des Tien-Shan analysiert werden.

2.4.2.1 *Khrebet At-Bashi*

Aus dem südlichen Tien-Shan liegen Beobachtungen vor, die bei einer Überschreitung des Tash-Rabat-Passes (3970 m ü. NN) von der alten Seidenstraßen-Karavanserei Tash-Rabat (3160 m ü. NN) zum Chatyr-Kul (3530 m ü. NN) gemacht wurden. Die At-Bashi-Kette ist in diesem Bereich vorwiegend aus silurischen Metamorphiten, v.a. Schiefern und Marmoren aufgebaut, wobei sich die folgenden Ausführungen ausschließlich auf die Schieferbereiche beschränken, um eine Vergleichbarkeit der Daten mit den anderen behandelten Gebirgen zu gewährleisten.

Das Arbeitsgebiet liegt wie der größte Teil des südlichen Tien-Shan oberhalb von 3000 m ü. NN und damit über der Waldgrenze. Letzte geschlossene Areale hochstämmigen Baumwuchses finden sich auf den Nordhängen des Naryn-Tales bis etwa 2850 m ü. NN (siehe auch БУКОВ 1978). Die einzigen Gehölze in der Khrebet At-Bashi sind krüppelhafte Wacholdersträucher (*Juniperus semiglobosa*, *J. turkestanica*). Bis 3500 m ü. NN kommt in den krautreichen Matten der alpinen Stufe daneben v.a. der Erbsenstrauch (*Caragana jubata*) vor.

Erste Einzelvorkommen gebundener Solifluktionsformen treten ab 2950 m ü. NN in Nordexposition auf. Oberhalb 3100 m ü. NN sind sie bei nur sehr lückig stehenden *Wacholder*- und *Caragana*-Sträuchern in allen Expositionen flächenhaft verbreitet (Abb. 22). Es finden sich v.a. gebundene Loben unterschiedlicher Ausprägung, von weitgespannten über stärker durchgebogene bis hin zu schmalen und langgestreckten Zungen. Die Breite dieser Erscheinungen kann bis zu 20 m erreichen, die Stirnhöhe variiert zwischen 30 und 80 cm (siehe Photo 14). Es zeigt sich eine Vergesellschaftung dieser Großformen mit Kleinformen des Rasenschälens, die auf tageszeitlichen Frostwechseln in der schneefreien Zeit beruhen. Da mikroklimatische Messungen etwa 600 m höher zum Zeitpunkt des Besuchs (Ende Juli 1995) nahezu frostfreie Verhältnisse zeigten, müssen diese Erscheinungen bereits älter sein, können aber bei den geringen Niederschlägen offensichtlich längere Zeit erhalten bleiben. Das Fehlen der sonst für diese Stufe so charakteristischen Wanderblöcke

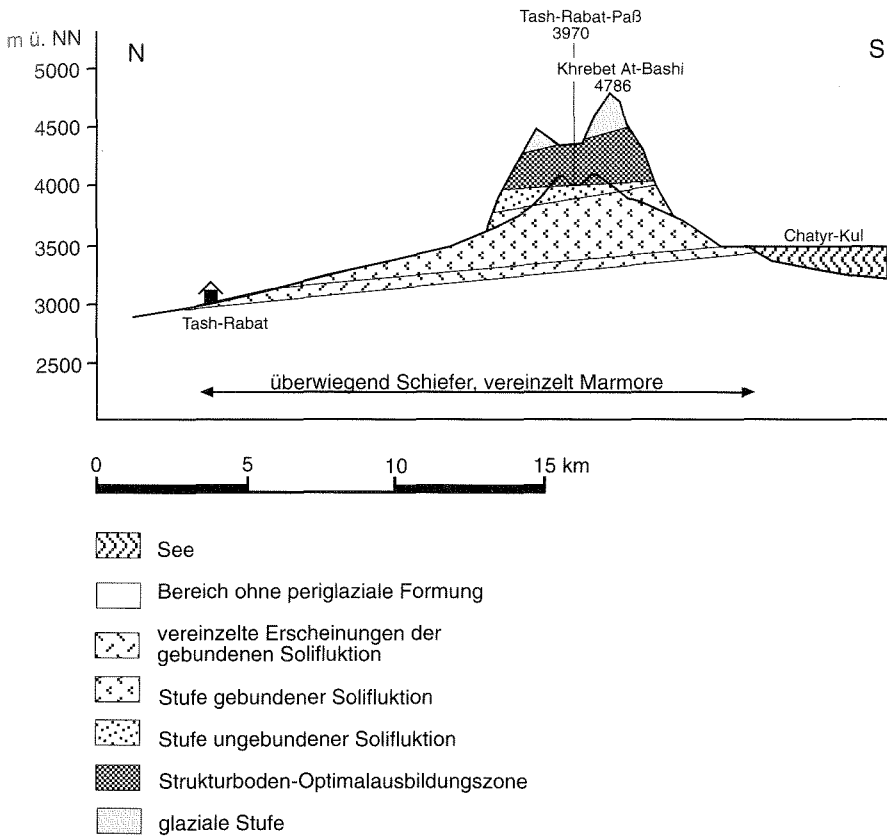


Abb. 22: Morphologische Höhenstufung in der Khrebet At-Bashi im Südlichen Tien-Shan

dürfte geologisch bedingt sein. Die Schiefer verwittern bei dem vorherrschenden scharfen Frostregime zu relativ feinkörnigem Substrat, das gute Fließeigenschaften besitzt. Die maximal 20-30 cm großen Blöcke 'schwimmen' im Substrat mit mehr oder weniger gleicher Geschwindigkeit mit, so daß es nicht zu den formtypischen Auswanderungsnischen und Gleitbahnen kommt.

Ab 3700 m ü. NN (Nordexposition) bzw. 3900 m ü. NN (Südexposition) löst sich Vegetationsdecke immer mehr auf. Ab diesen Höhen treten Formen der ungebundenen Solifluktion auf (Abb. 22). Auch hier zeigt sich eine deutliche Vergesellschaftung von Groß- und Kleinformen. Die NW-Seite des Tash-Rabat-Passes wird von einem flächenhaft von ungebundenen Solifluktionsloben unterschiedlicher Ausprä-

gung sowie streifenförmigen Strukturen überzogenen Glatthang gebildet. Diese Erscheinungen erreichen Breiten bzw. Streifenabstände von bis zu drei Metern. Interessanterweise finden sich auf der flachen Paßhöhe fast ausschließlich Kleinformen frostdynamischer Prozesse. Polygone oder Streifen zeigen hier kaum mehr als 15 cm Durchmesser bzw. Streifenabstand (siehe Photos 15 und 16). Es sind also v.a. durch tageszeitlichen bzw. kurzperiodischen Frostwechsel hervorgerufene Formen zu finden. Nur in geschützten Lagen treten vereinzelt Steinringe mit bis zu 1,2 m Durchmesser auf. Dies ist um so erstaunlicher, als im nur etwa 150 km nördlich gelegenen Terskeij-Alatau (siehe Kap. II 2.4.2.2) Formen mit mehreren Metern Durchmesser weitverbreitet sind. Eine Erklärung dafür kann in der jährlichen Niederschlagsverteilung gesehen werden. Wie aus den Klimadiagrammen von Naryn oder Chatyr-Kul (siehe Abb. 19) ersichtlich ist, sind die Monate vor dem herbstlichen Einfrieren des Bodens von recht trockenen Verhältnissen gekennzeichnet. Der Frost kann nicht morphologisch wirksam werden, da die Bodenfeuchte zu gering ist. Die Großformen, die auf Paßlagen nur selten, an nordexponierten Hängen dagegen häufig auftreten, sind an Stellen gebunden, die edaphisch, expositionsbedingt oder durch Zuschußwasser aus perennierenden Schneefeldern eine bessere Wasserversorgung aufweisen. Große Bedeutung für diese Verteilung der Großformen kommt m.E. der starken Windexposition des Tash-Rabat-Passes zu. Extreme Ge-



Photo 14: Große gebundene Solifluktiionsloben auf der Nordabdachung der Khrebet At-Bashi in 3 500 m ü. NN

schwindigkeiten annehmende Winde setzten während des viertägigen Aufenthaltes täglich um die Mittagszeit ein und sind auf Austauschbewegungen zwischen dem Chatyr-Kul-Becken und den höheren Gebirgstteilen zurückzuführen. Neben dem hygrischen Jahresgang führen gerade diese Luftmassenbewegungen dazu, daß das Substrat auf der Paßhöhe im Gegensatz zu windgeschützteren Lagen zum Zeitpunkt des Einfrierens im Herbst ausgesprochen trocken ist. Die aufgefundenen Kleinformen bilden sich im Frühjahr/Frühsummer bei noch auftretenden Nachtfrösten nach Abschmelzen der Schneedecke, die gleichzeitig die notwendige Bodenfeuchte bereitstellt. In windgeschützteren Positionen sowie auf den feuchteren Nordhängen können sich dagegen Großformen bilden. Während der Wind in feuchteren Gebirgen



*Photo 15: Frostmuster-Miniaturformen auf der Paßhöhe des Tash-Rabat-Passes
(3 970 m ü. NN)*

die Bildung von Großformen fördert (Windverblasung von Schnee und somit tiefes Durchfrieren des Bodens) hemmt er sie in trockenen Gebirgen durch seine austrocknende Wirkung offensichtlich.

Ob es sich hierbei um einen Ausnahmefall handelt oder ob dies charakteristisch für den Südlichen Tien-Shan ist, kann nicht abschließend beurteilt werden, da nur dieses eine Gebiet besucht werden konnte und auch aus der Literatur keine Angaben für den Südlichen Tien-Shan herangezogen werden konnten. Da aber an geeigneten Stellen deutlich ausgebildete Formen gefunden wurden, ist für die Khrebet At-Bashi die Untergrenze der Optimalausbildungszone bei etwa 4 000 m ü. NN anzunehmen. Sie erstreckt sich bis zur Schneegrenze, die hier bei 4 300 m ü. NN in Nordexposition bzw. 4 500 m ü. NN in Südexposition liegt.

Auf der Südabdachung finden sich gebundene Solifluktionloben nur von 3 600-3 900 m ü. NN. Im Chatyr-Kul-Becken, einer 3 530 m ü. NN gelegenen Syrte, die in ihrem Westteil vom gleichnamigen, abflußlosen See eingenommen wird, herrscht Steppenvegetation (Deckungsgrad < 50%) mit vorwiegend *Artemisia*- und *Stipa*-Arten vor. Salzausblühungen deuten auf große Trockenheit hin. Abgesehen von einigen hülsenartigen Erscheinungen im Uferbereich des Kiokaigyr, dem östlichen Hauptzufluß des Chatyr-Kul, konnten hier keine Anzeichen frostdynamischer Prozesse beobachtet werden.

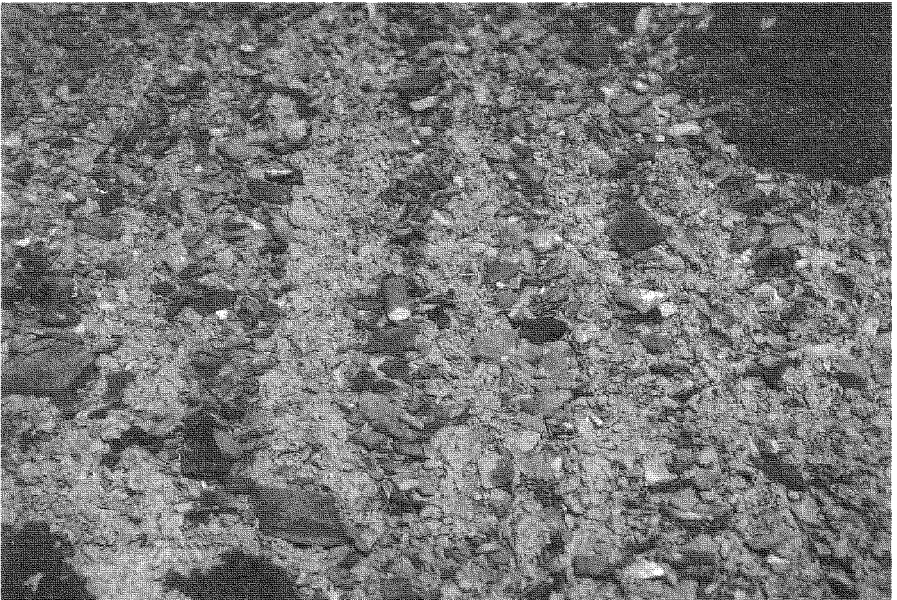


Photo 16: Steinstreifen-Kleinformen am Tash-Rabat-Paß (3 970 m ü. NN)

2.4.2.2 Terskeij-Alatau

Der Terskeij-Alatau bildet die südliche Begrenzung des Issyk-Kul-Beckens. Er erstreckt sich über etwa 750 km vom Westende des Sees bis zur kasachisch-chinesischen Grenze und erreicht im Pik Karakol (5 218 m ü. NN) seine größte Höhe. Abb. 23 sind die beiden Bereiche des Dschukutschak-Tales und -Passes (4 042 m ü. NN) sowie des Barskaun-Passes (3 754 m ü. NN), in denen die nachfolgenden Erkenntnisse gewonnen wurden, zu entnehmen. Beide Gebiete werden von silurischen, feldspatreichen Graniten aufgebaut.

Auf den Nordhängen des Terskeij-Alatau tritt östlich von Bokonbaev und oberhalb von 2 100 m ü. NN erstmals wieder großräumig Waldwuchs (v.a. *Picea schrenkiana*, daneben vereinzelt *Abies sibirica* und *A. semenovi*) auf (siehe Abb. 24). Das ausschließliche Auftreten von geschlossenen Wäldern in Nordexposition ist charakteristisch für den Tien-Shan und kann auch im Kungeij- und Sailijskij-Alatau beobachtet werden. Von verschiedenen Autoren (BERG 1959, FRANZ 1966, MURSAJEV 1966, TROLL 1975, v. WISSMANN 1960/61, u.a.) wird dafür eine durch die starke Strahlung hervorgerufene Trockenheit auf den Südseiten verantwortlich gemacht. Nach RICHTER (1996, S. 223) dürfte es sich im Falle des Tien-Shan allerdings eher um eine "unbesetzte Nische" handeln, ist also mit einem "florehistorisch begründeten Fehlen einer adäquaten Baumart an den Sonnenhängen" zu erklären.

Ab 2 900 m ü. NN werden die Koniferenwälder allmählich von lückig stehenden *Juniperus*- und *Caragana*-Sträuchern abgelöst. Die obersten Vorkommen hochstämmigen Baumwuchses liegen bei 3 000 m Meereshöhe. Ab 2 900 m ü. NN, wo sich der Wald zu lichten beginnt, bzw. auf den natürlicherweise waldfreien Südhängen, finden sich erste ungeordnete Solifluktionswülste (siehe Abb. 24). Ab 3 000 m ü. NN nehmen sie an Deutlichkeit wie an Größe zu, erreichen aber dennoch nur Breiten von 5 m und Stirnhöhen von 20-30 cm. Diese vergleichsweise geringen Größen sowie die Tatsache, daß nirgends aufgrund solifluidaler Prozesse aufgerissene Vegetationsstellen beobachtet werden konnten, deuten auf eine insgesamt recht schwache Bodenversetzung mit geringem Tiefgang hin, die von der Vegetation ohne Schaden zu nehmen, mitgemacht werden kann. Untersuchungen von IVERNOVA (1964) im Tschon Kizilsu-Tal (zur Lage siehe Abb. 23), die Bewegungsraten von wenigen mm pro Jahr erbrachten, bestätigen diese Annahme. Eine mögliche Erklärung dafür ist m.E. in der geologischen Ausstattung der Terskeij-Alatau-Nordabdachung zu sehen. Die Täler sind hier im gesamten Talverlauf bis zum Gebirgsfuß in Granite eingeschnitten. Das grobkörnige, granitische Verwitterungsmaterial weist eine relativ schlechte Wasserhaltefähigkeit auf, so daß bei der dichten Vegetation eine nur geringe Bodenversetzung erfolgt. In feinkörnigerem und fließfähigerem Schiefermaterial, wie etwa in der Khrebet At-Bashi aber auch in anderen Teilen des Tien-Shan (siehe Kap. II.2.4.2.3 & 2.4.2.4), können dagegen in gleicher Höhenlage erheblich größere Formen mit größerem Tiefgang beobachtet werden. Für die geringen Bewegungsraten im Granit sprechen auch die seltenen und wenn, dann recht kleinen

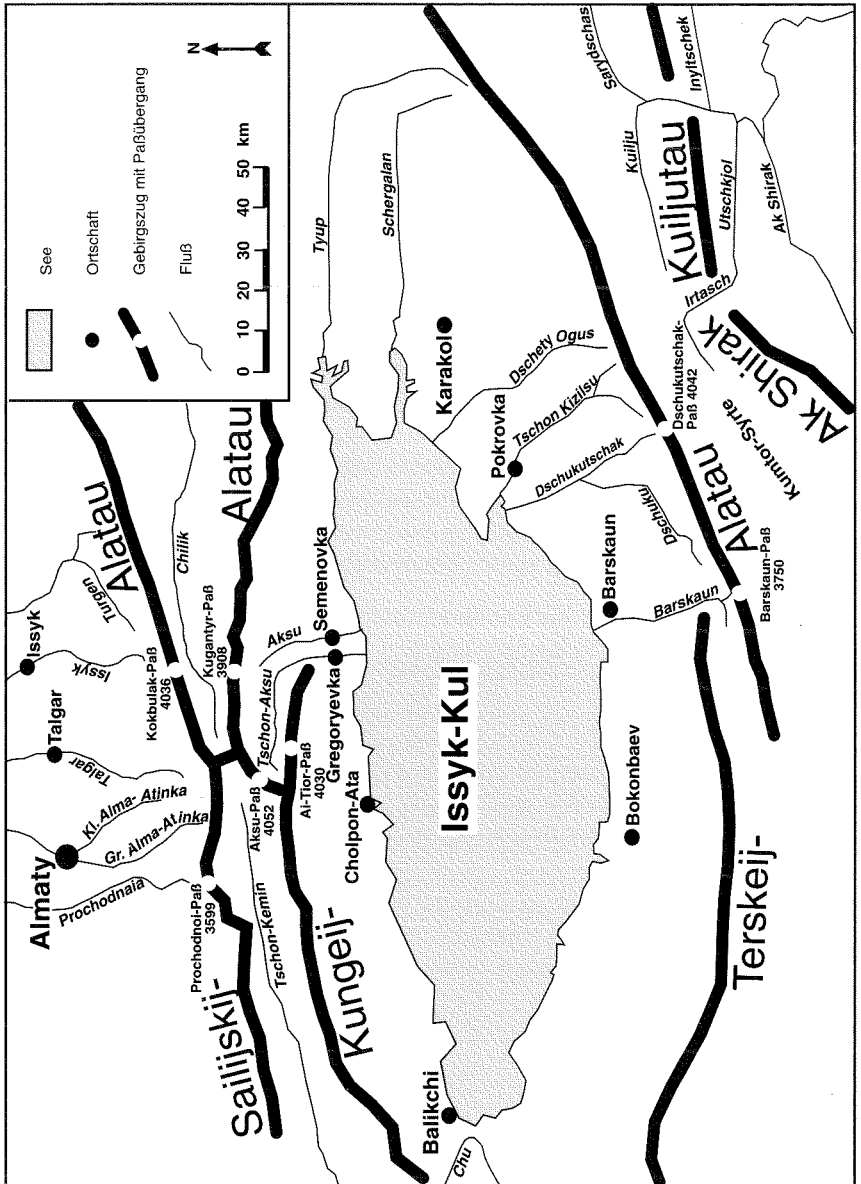


Abb. 23: Übersichtskarte des Terskeij-, Kungeij- und Sailijskij-Alatau

(max. 50 cm Kantenlänge) Wanderblöcke. Kleinere Steine, deren Basis innerhalb der bewegten Schicht liegen, gleiten aufgrund ihres höheren Gewichts der Schwerkraft folgend schneller talwärts als das umgebende Feinmaterial, so daß sich die typischen Formenmerkmale (Auswanderungsnische, Stauchwulst) von Wanderblöcken zeigen. Größere Steine dagegen, die unter dieser bewegten Schicht im nicht mehr bewegten Substrat fixiert sind, wirken eher als stauendes Hindernis für Solifluktsionsdecken. Diese, den Staublöcken der ungebundenen Solifluktsion verwandten Formen, sind meines Wissens in der Literatur nicht beschrieben, dürften aber vermutlich auch in anderen Hochgebirgen zu finden sein und können als Indikator für geringmächtige Solifluktsionsdecken mit niedrigen Bewegungsraten dienen.

Bei 3 500 m ü. NN (Nordexposition) bzw. 3 600 m ü. NN (Südexposition) ist die Obergrenze geschlossener Vegetation erreicht (Abb. 24). An Gunststellen können zusammenhängende Vegetationsareale bis 3 750 m ü. NN aufsteigen. Ab dieser Höhe treten auf geeigneten Flächen weitgespannte Netze großer Polygone auf. Die Durchmesser der Formen liegen z.T. beträchtlich über 1,5 m, im Optimalfall bei 3 m, und

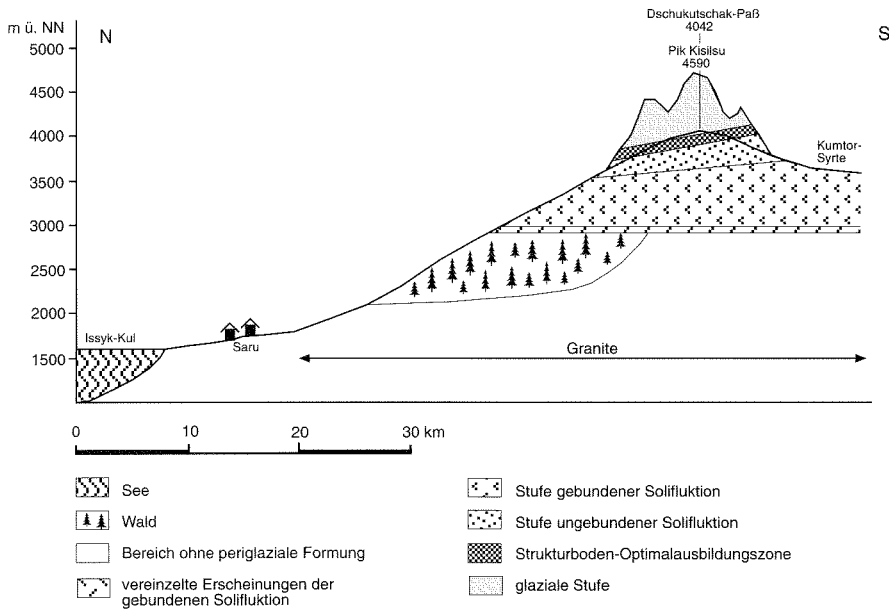


Abb. 24: Morphologische Höhenstufung im Terskey-Alatau

erreichen damit deutlich größere Dimensionen gegenüber dem Tash-Rabat-Paß. Photo 17 zeigt ein Beispiel vom Barskaun-Paß in 3 750 m ü. NN. Im Bildhintergrund von Photo 17 sind letzte geschlossene Mattenflächen entlang des Barskaun-Baches zu sehen. An den Hängen gehen sie schnell in ungebundene Solifluktsdecken über. Die Breite der Grobmaterialstreifen beträgt bei diesen Großformen meist über 60 cm, die Kantenlänge der Steine i.d.R. zwischen 15 und 30 cm. Es können aber auch Blöcke mit > 1 m Kantenlänge in die Sortierungsprozesse einbezogen sein. Die Feinerdeinseln überragen die Grobmaterialrahmen um mehrere cm bis dm, was eine Genese in Zusammenhang mit Auffrierprozessen (Kryoturbation) und nicht Grobmaterialansammlungen in Frostspalten nahelegt. Aufgrabungen zeigten relativ gleichmäßige, sich nicht keilförmig verjüngende, bis in 70 cm Tiefe reichende Grobmaterialansammlungen. Da in dieser Tiefe Bodeneis erreicht war, konnte nicht weitergegraben werden. Die Steinrahmen dürften sich aber noch etwas weiter in die Tiefe fortsetzen, so daß sich auch hier das Verhältnis Durchmesser zu Sortierungstiefe = 2:3 bestätigen dürfte. Formen ähnlicher Ausbildung und Dimension finden sich auch am Dschukutschak-Paß (4 042 m ü. NN) in der Nähe der Schneegrenze, die im Terskeij-Alatau bei 3 900 m ü. NN (N) bzw. 4 100 m ü. NN (S) liegt.

Charakteristisch ist, daß ausnahmslos alle angetroffenen Strukturboden-Großformen im Terskeij-Alatau eine Sekundärmusterung im Feinmaterialbeet zeigen. Je nach Substrat finden sich Texturböden oder kleine Polygone (Photo 18), die durch tageszeitlichen bzw. kurzperiodischen Frostwechsel im Sommerhalbjahr hervorgehoben werden. Bodentemperaturmessungen auf dem Dschukutschak-Paß (4 042 m ü. NN) ergaben selbst im Hochsommer schwach negative Morgentemperaturen bis in -10 cm Tiefe, so daß von einer nahezu ganzjährigen Morphodynamik ausgegangen werden kann. BAIGUTTJEW (1959, zit. in FRANZ 1966) beschreibt ebenfalls eine Vergesellschaftung von Miniatur-, Klein- und Großformen frostbedingter Bodenmusterung auf der Arabel-Syrte südlich des Terskeij-Alatau (wenige km östlich des Barskaun-Passes).

Bei zunehmender Hangneigung gehen sowohl die Groß- wie auch die Kleinformen der Frostmusterböden in ellipsenförmige Erscheinungen und schließlich in Steinstreifen über (siehe Photo 19). Auf Hängen, die steiler als 10° sind, dominieren Glatthänge mit amorphen Solifluktsdecken, in die häufig Staublöcke integriert sind.

Bereits FRIEDERICHSEN (1904) berichtete von weitverbreiteter ungebundener Solifluktion am Karakyr-Paß (3 821 m ü. NN) im östlichen Terskeij-Alatau. Die etwa 31° steilen Hängen aus Tonschieferschutt seien beiderseits des Passes großflächig in Bewegung.

Die erheblich größeren Dimensionen sowie das flächenhafte Auftreten frostbedingter Großformen lassen auf differierende Klimaverhältnisse, v.a. der hygrischen Bedingungen gegenüber der At-Bashi-Kette schließen. Dies zeigt sich auch bei einem Vergleich des Klimadiagramms der Station Chatyr-kul im Südlichen Tien-



Photo 17: Netz großer Steinringe auf dem Barskaun-Paß (3750 m ü. NN)

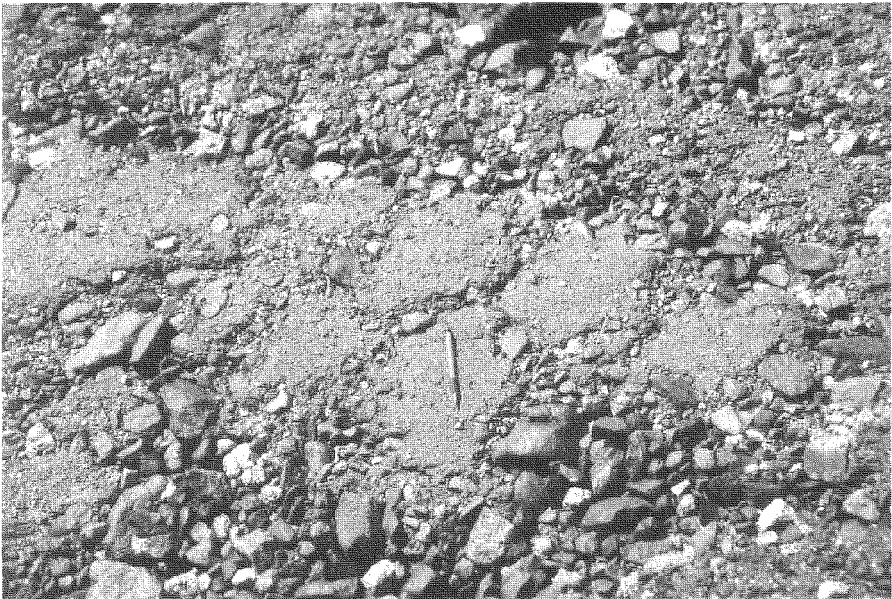


Photo 18: Frostmusterboden am Dschukutschak-Paß (4042 m ü. NN) mit Sekundärsortierung im Feinmaterialbeet



Photo 19: Zungenförmig in die Länge gezogene Frostmustererscheinung am Dschukutschak-Paß (4042 m ü. NN)

Shan mit dem der Station Tien-Shan Obs., die auf der Kumtor-Syrte etwa 15 km südlich des Dschukutschak-Passes liegt oder dem der Station Karabatkak im oberen Tschon Kizilsu-Tal. Während Chatyr-kul auffallend niedrige Sommerniederschläge verzeichnet, die bei den hohen Strahlungsbedingungen auch in größeren Höhen aride Verhältnisse hervorrufen, sind an den Stationen des Terskeij-Alatau die Niederschläge insgesamt höher und vor allem auf die Sommermonate konzentriert (Konvektion). Dies führt zu relativ gut durchfeuchteten Substraten bei Einsetzen des Winterfrosts und damit zu einer tiefreichenden Wirksamkeit. Die geringmächtigen Schneedecken während des Winters fördern ein tiefes Durchfrieren noch. Stärkere Frühjahrs-schneefälle schützen den Winterfrostboden bzw. den regenerierten Permafrost bis

weit in den Sommer vor dem Auftauen. Nach der Schneeschmelze laufen im gut durchfeuchteten Substrat kurzperiodische bzw. tageszeitliche Frostmusterungsprozesse ab. Diese günstigeren Feuchteverhältnisse, woran auch die große Wasserfläche des Issyk-Kul maßgeblich beteiligt sein dürfte, rufen die Unterschiede zwischen den südlichen und den zentralen Teilen des Tien-Shan hervor.

Daß die Erscheinungen der gebundenen Solifluktion gegenüber denen der ungebundenen schlecht entwickelt bleiben, hängt vermutlich, wie bereits erwähnt, mit der geologischen Ausstattung zusammen. Die Wasserhaltefähigkeit des granitischen Substrats ist offensichtlich kaum in der Lage, den bewegungshemmenden Einfluß der Vegetation zu überwinden. Oberhalb der Vegetationsgrenze bilden sich entgegen einer weitverbreiteten Ansicht auch im Granit hervorragend ausgebildete Frostmustererscheinungen.

2.4.2.3 Kuiljutau

Als Kuiljutau wird das Gebirgsmassiv östlich des Ak Shirak-Massivs bezeichnet. Getrennt werden die beiden Gebirgsstöcke vom Irtasch-Fluß (im Unterlauf Utschkjol genannt), der die Kumtor-Syrte nach Osten entwässert (Abb. 23). Die höchsten Erhebungen des Kuiljutau erreichen mehr als 5 200 m ü. NN. Besucht wurden hier das Arpataky-Plateau ganz im Osten des Gebirgszuges sowie ein namenloser Gipfel südwestlich davon und ein ebenfalls namenloses Seitental des Kuiljutales wenige Kilometer westlich des Arpataky. Geologisch dominieren hier prädevonische Granite.

Auf der Nordflanke des Arpataky treten als eines der wenigen Areale im zentralen Tien-Shan noch einmal geschlossene *Picea schrenkiana*-Wälder auf. Gegenüber der feuchteren Nordabdachung des Terskej-Alatau bleiben die Fichten am Arpataky jedoch wesentlich kleiner und besitzen hellere Nadeln, was als Anpassung an die Trockenheit zu werten ist (RICHTER 1997). Geschlossener Waldwuchs erstreckt sich zwischen 2 600 und etwa 3 100 m ü. NN, Einzelexemplare erreichen z.T. 3 180 m ü. NN (Baumgrenze). Auf den Südseiten dominieren in diesem Höhengniveau *Stipa capillata*-Steppen mit *Artemisia brevifolia*-Zweigsträuchern, die oberhalb 3 000 m ü. NN in feuchtere Wiesen übergehen. In nordexponierten Lagen folgen über der Waldgrenze alpine Matten, in die bis 3 300 m ü. NN *Caragana pleiophylla* und bis 3 450 m Meereshöhe vereinzelt *Salix argyracea* eingestreut sind. Erste gebundene Solifluktiionsformen, vor allem kleinere Loben, treten nordexponiert ab 3 100 m ü. NN auf, also ab dem Aussetzen geschlossenen Waldwuchses. Von einer flächenhaften Ausbildung kann aber erst etwa 200 m höher gesprochen werden (Abb. 25). Mit zunehmender Höhe wächst die Dimension der Formen beträchtlich. Zwischen 3 500 m Meereshöhe und der Mattengrenze sind Solifluktiionsloben mit Breiten über 15 m und Stürnhöhen bis 80 cm keine Seltenheit. Auffallend ist, daß die Erscheinungen in Nordexposition sehr viel häufiger und auch in größeren Dimensionen auftreten, als auf Südseiten, was mit einer strahlungsbedingten größeren Trok-

kenheit der Sonnenseiten zu erklären ist. Wie im Terskeij-Alatau sind Wanderblöcke die Ausnahme.

Bei 3750 m Meereshöhe ist in Nordexposition und bei 3850 m ü. NN in Südexposition die Vegetationsgrenze erreicht (Abb. 25). Bereits wenig oberhalb finden sich Großformen der ungebundenen Solifluktion. Frostmusterböden mit 1,5 m Durchmesser sowie Streifen mit bis zu 2 m Streifenabstand erreichen zwischen 3900 m

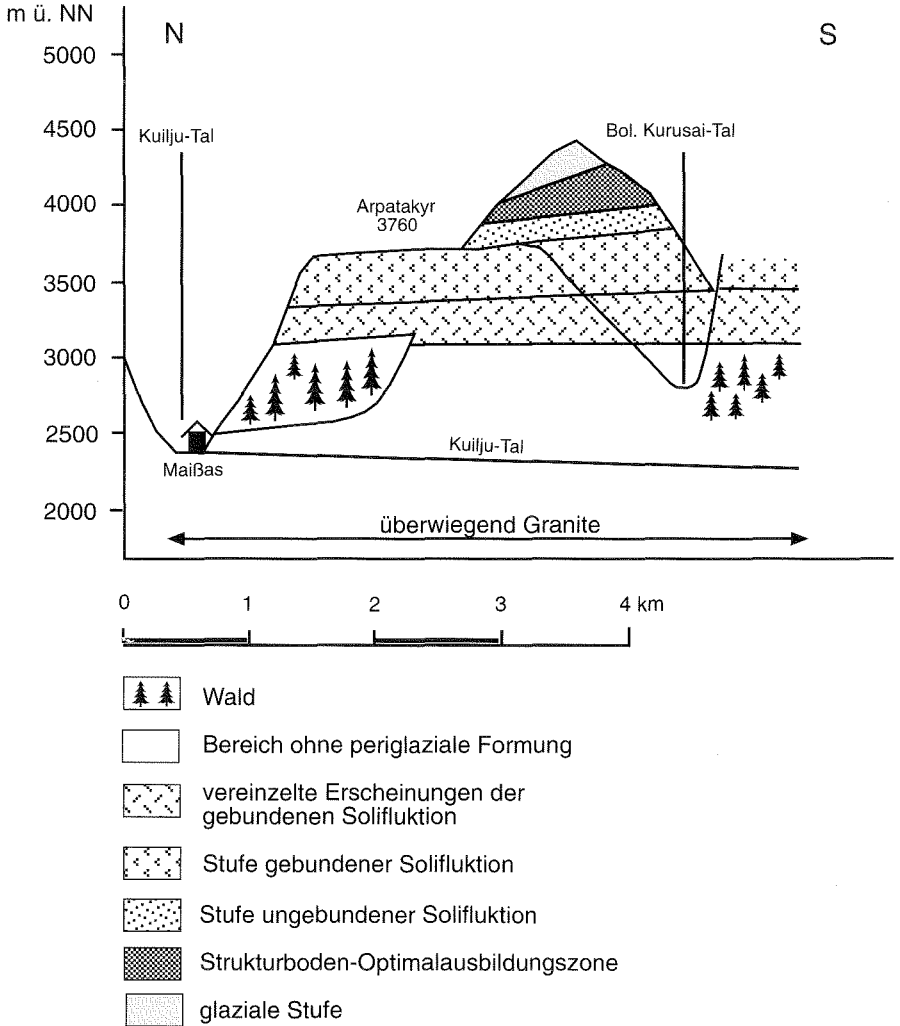


Abb. 25: Morphologische Höhenstufung im Kuiljutau

Meereshöhe und der Schneegrenze ihre optimale Ausbildung. FRIEDERICHSEN (1904) beschreibt von der wenige Kilometer östlich des Kuiljutau (zwischen Sarydschas- und Inyltschek-Tal) gelegenen Khrebet Sarydschas ebenfalls flächenhafte ungebundene Solifluktion, die bis zur Schneegrenze reicht. Die Breite der Grobmaterialrahmen beträgt bei beiden Formtypen 50-60 cm. Bei Aufgrabungen an einem großflächig von Streifen (Streifenabstand 1-1,5 m) überzogenen Nordosthang in 3900 m ü. NN konnte die Materialsortierung bis in 70/80 cm Tiefe verfolgt werden. Auffallend waren unterschiedliche Querschnitte der Grobmaterialstreifen. Während manche Streifen eine halbkreisförmige Sortierung aufwiesen, die auf Auffrierprozesse zurückzuführen ist, waren andere Streifen eher keilförmig ausgebildet, was auf eine Genese in Verbindung mit Frostrißbildung hinweist. Dies belegt, daß selbst unter gleichen großklimatischen Bedingungen die Bodenfeuchteverhältnisse – und diese sind für die Ausbildung der Erscheinungen entscheidend – auf kleinstem Raum so verschieden sein können, daß nur an der Oberfläche betrachtet zwar optisch gleiche, genetisch aber unterschiedliche Formen entstehen. Vergesellschaftet sind die Großformen auch hier häufig mit Erscheinungen, die auf kurzzeitigen Frosteinfluß im Sommerhalbjahr zurückgehen.

Neben Frostmusterformen sind im Kuiljutau in der gesamten Frostschuttstufe Glatthänge weitverbreitet, was ein weiteres Indiz für die relativ trockenen Klimabedingungen im Regenschatten des Terskeij-Alatau ist. Auch die gegenüber dem Terskeij-Alatau um 100 bis 200 m höhere Lage sowohl der Vegetations- als auch der morphologischen Grenzen belegt dies.

2.4.2.4 Kungeij-Alatau

Nördlich des Issyk-Kul erstreckt sich der Kungeij-Alatau. Im Tschok-Tal erreicht er mit 4770 m ü. NN seine größte Höhe. Durch die beiden Längstäler des Tschon-Kemin im Westen und des Chilik im Osten wird er vom Sailijskij-Alatau getrennt. Im Gebirgsknoten des Koschttau (4483 m ü. NN) treffen die beiden Ketten aufeinander. Bei Überschreitungen der Pässe Aksu (4052 m ü. NN), Ai-Tior (4030 m ü. NN) und Kugantyr (3908 m ü. NN) konnten im zentralen Teil des Kungeij-Alatau Beobachtungen zum periglazialen Formenschatz gemacht werden (zur Lage siehe Abb. 23).

Die Kammlinien des Kungeij-Alatau werden überwiegend von feldspatreichen Graniten und Granodioriten des Silur, des Devon und des Unterkarbon sowie Gneisen aus dem Präkambrium aufgebaut. Wo weniger resistente kambrische, ordovizische und devonische Schiefer die Granite ersetzen finden sich die tiefsten Paßübergänge (SCHRÖDER 1995). An den während der Feldarbeiten begangenen Bereichen des Ai-Tior- und Kugantyr-Passes finden sich silurische Granite und Granodiorite, am Aksu-Paß verläuft genau die Grenze zwischen silurischen Graniten und Granodioriten im Süden und älteren, metamorphisierten Grauwacken nördlich davon. Die Täler des Tschon-Aksu, des Tschon-Kemin und des Chilik liegen

überwiegend in grob- bis feinkörnigen Schiefen des Kambrium und Ordovizium (Angaben aus: *Geological Map of the U.S.S.R* 1956, 1:2,5 Mio. und *Prirodnie Resursy Kirigiskoi CCP - Geologitscheskie Formatzi* 1:500000).

Die Nordhänge des Kungeij-Alatau sind bis etwa 2850 m ü. NN von dichten *Picea schrenkiana*-Wäldern bestanden, so daß erst oberhalb Erscheinungen der gebundenen Solifluktion auftreten können. Vereinzelt Kleinformen treten bereits ab 2500 m ü. NN auf. Oberhalb der geschlossenen Wälder stocken *Juniperus* und *Caragana* so weitständig, daß bereits wenig über der Waldgrenze von einer flächenhaften Ausbildung gesprochen werden kann (siehe Abb. 26). Es handelt sich dabei sowohl um weitgespannte, hangparallele Rasenwülste als auch um schmalere zungenförmige Erscheinungen mit sämtlichen Übergängen. Wie die Form ausgebildet ist, hängt in erster Linie vom Relief und der Dichte der Vegetation ab. Ihre größten Dimensionen (bis > 20 m) mit Stirnhöhen z.T. > 0,5 m erreichen diese Formen auf der Nordabdachung des Kungeij-Alatau an den Hängen des Chilik- und Tschon-Kemintales (siehe Photo 20) bei 3400-3500 m ü. NN. Dies sind erheblich größere Formen als etwa im Terskeij-Alatau. Hierin wird erneut die Bedeutung des Substrats ersichtlich. Die großen Loben auf der Nordabdachung des Kungeij-Alatau finden sich in wasserhaltefähigem Schiefermaterial, während sich die Täler auf der Nordabdachung des Terskeij-Alatau bis zum Gebirgsfuß im Granit eingeschnitten haben. Das grobkörnigere Material dort weist eine erheblich schlechtere Wasserhaltefähigkeit und damit verminderte Fließigenschaften auf.

Häufig sind Formen unterschiedlicher Größe miteinander vergesellschaftet (Photo 20), was KUHLE (1982) bei seinen Untersuchungen im zentralen Himalaya mit unterschiedlichen Altern in Verbindung gebracht hat. Hier zeichnet sich ein Zusammenhang dahingehend ab, daß sich die größten Loben am konkav auslaufenden Unterhang finden. Die Bewegung wird am Hangfuß gebremst, von oben wird dennoch weiter Material solifluidal nachgeliefert, so daß sich hier die mächtigsten Solifluktionsdecken finden.

Interessant ist die Tatsache, daß gebundene Solifluktionsloben auf den natürlicherweise waldfreien Südhängen deutlich tiefer, bis etwa 2500 m ü. NN herabreichen (Abb. 26, siehe dazu auch SCHRÖDER et. al. 1996 a). Offensichtlich sind die klimatischen Voraussetzungen (Bodenfeuchte und Frosteinwirkung) für Solifluktion bereits in dieser Höhenlage gegeben. Daß es zu einer Umkehrung der sonst üblichen Verhältnisse kommt, also daß Solifluktionsgrenzen in strahlungsreicheren Südexpositionen höher liegen (siehe auch RATHJENS 1980), ist ausschließlich auf die bodenstabilisierende Wirkung des Wurzelwerks der Bäume auf den Nordseiten zurückzuführen. Dies kann als Bestätigung für die Annahme RICHTERS (1996) gelten, daß es sich bei den waldfreien Südexpositionen wohl um eine 'unbesetzte Nische' handelt und nicht mit einer zu großen Trockenheit zu begründen ist.

Daneben finden sich in der Stufe gebundener Solifluktion weitverbreitet Wanderblöcke. In höher gelegenen Bereichen der alpinen Mattenstufe, die aus granitischem

Material bestehen, überwiegen wieder die 'gebundenen Staublöcke', von denen bereits im Terskeij-Alatau (Kap. II.2.4.2.2) die Rede war. Auch hier zeigt sich der Einfluß des Ausgangsgesteins. Verstärkend mag sich auswirken, daß in den Hochlagen die Schneedecke gegenüber tieferen Lagen später ausapert und somit ein tiefreichendes Auftauen des Bodens verzögert wird. Die aufgetauten, oberen Bodenschichten geraten bereits in Bewegung, wenn der Block noch festgefroren ist, und schieben sich so auf den Block auf. Es ist durchaus denkbar, daß solche Blöcke im Jahresverlauf unterschiedlich wirken, im Frühsommer und Sommer als Stauer, im Herbst dagegen, wenn der Winterfrostboden des letzten Jahres vollständig aufgetaut ist als Wanderblock. Monolithen, die einen für Wanderblöcke typischen Stauchwulst

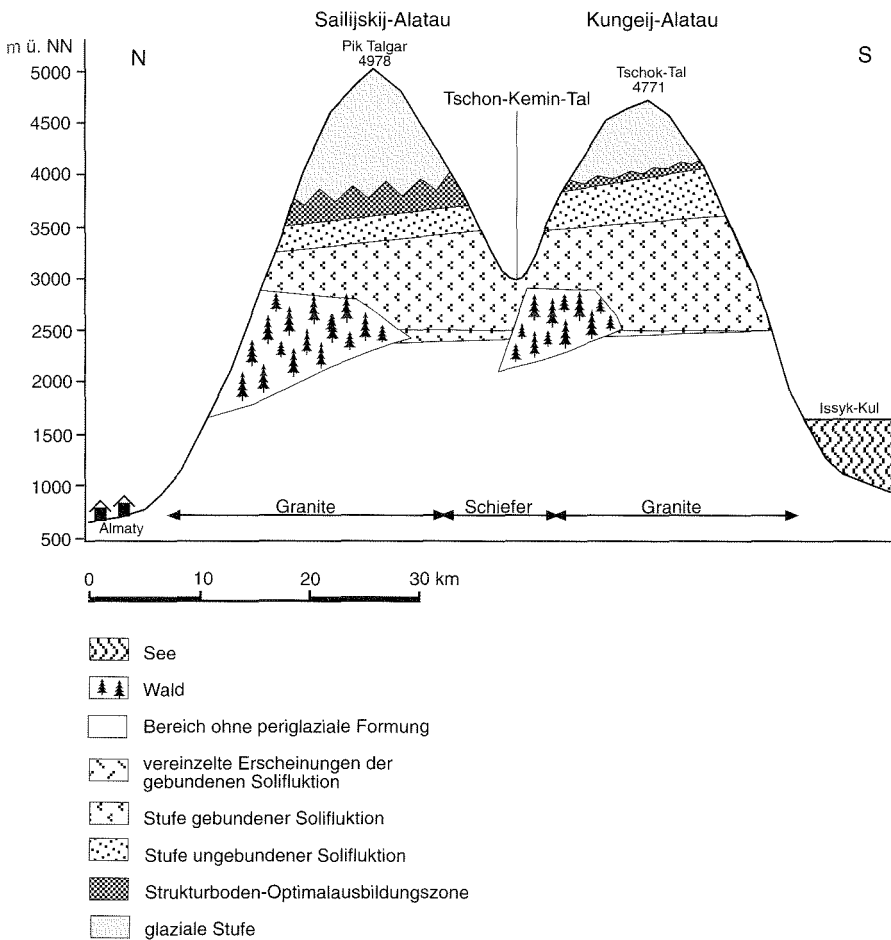


Abb. 26: Morphologische Höhenstufung im Nördlichen Tien-Shan



Photo 20: Große gebundene Solifluktionloben im Nördlichen Kugantyr-Tal auf der Nordabdachung des Kungeij-Alatau in etwa 3400 m ü. NN



Photo 21: Frostmusterboden auf der Nordseite des Kugantyr-Passes in etwa 3900 m ü. NN

auf der Vorderseite zeigten, auf die aber auf der Rückseite Vegetationsdecken aufgeschoben waren, die die Auswanderungsnischen vollständig überdecken, konnten mehrfach beobachtet werden.

Oberhalb 3 500 m ü. NN (N) bzw. 3 600 m ü. NN (S) gehen die alpinen Matten in die subnivalen Frostschuttfuren über (Abb. 26). Weitverbreitetes Moränenmaterial deutet auf eine noch in subrezenter Zeit (1650er- bzw. 1850er-Stadium) erheblich stärkere Vergletscherung hin. Auf diesen Moränen finden sich zunächst noch nur vereinzelt undeutliche, ab 3 700/3 800 m ü. NN häufig gut ausgebildete Frostmusterböden. Optimale Formen mit Durchmessern von 1,5-2 m konnten auf einer großen Verflachung unmittelbar unterhalb des Kugantyr-Passes auf der Nordabdachung bei etwa 3 890 m ü. NN (siehe Photo 21) beobachtet werden. Die Grobmaterialrahmen bleiben mit 20-25 cm im Verhältnis zum Durchmesser relativ klein. Auch hier handelt es sich um Auffrierungsprozesse ohne Frostspalten. Eine Sekundärmusterung erfolgt hier in erster Linie in Form von Texturböden. Aufgewölbte Oberflächen der kleinen Frostmuster im Feinmaterialbeet sowie eine aufgekümmelte Bodenhaut deuten wie im Terskeij-Alatau auf eine aktuelle Frosteinwirkung hin, was auch mikroklimatische Messungen belegen.

Auf den schwach konvexen Böschungen der Verflachung gehen die Polygone bei 3-4° Hangneigung in langgestreckte Zungen und Streifen über. Die Dimensionen der Fein- und Grobmaterialstreifen entsprechen denen der Polygone. Die umgebenden Hänge sind weitflächig von amorpher Solifluktion (ungebundene Solifluktionsloben ohne deutliche Strukturierung der Oberfläche, Staublöcke) gekennzeichnet.

Am 4030-m hohen Ai-Tior-Pass sind die Polygone zwar ebenfalls deutlich ausgebildet, erreichen aber bereits nur noch selten einen Durchmesser von >1 m. Meist bleiben sie deutlich unter diesen Maßen. Es ist anzunehmen, daß eine länger überdauernde Schneedecke und damit eine verkürzte, weniger tiefreichende sommerliche Auftauphase die Ausbildung größerer Formen verhindert. Der Ai-Tior-Paß liegt somit im oberen Grenzbereich einer Optimalausbildungzone im Sinne KUHLES (1982), die für den Kungeij-Alatau zwischen knapp 3900 und gut 4000 m ü. NN angegeben werden kann. Sie liegt im Bereich der Schneegrenze, die im Kungeij-Alatau bei 3900 (N) bzw 4100 m ü. NN (S) zu finden ist.

Für die ganze Stufe ungebundener Solifluktion im Kungeij-Alatau sind Glatthänge charakteristisch. Photo 22 zeigt einen südexponierten Glatthang im oberen Tschon-Aksu-Tal. Daß es sich hierbei um auch heute noch aktive, solifluidal zumindest mitgeformte Mesoformen handelt, belegen die weitverbreiteten Streifen. Größere Formen fehlen, da bei den relativ steilen Hangneigungen (25-30°) ein rascher Wasserabzug gegeben ist. Frostkliffe finden sich, wenn überhaupt, im Bereich der Kammlinien, was ein weit fortgeschrittenes Stadium der Glatthanggenese belegt. SCHRÖDER et al. (1996a) haben auf die Dominanz der Glatthänge im Landschaftsbild des Kungeij-Alatau hingewiesen. Demnach werden etwa ein Drittel der Gesamtfläche von Glatthängen eingenommen.



Photo 22: Südexponierter Glatthang im oberen Tschon-Aksu-Tal

Blockgletscher als weiteres dominierendes Reliefelement reichen bis 2750 m ü. NN in Nordexposition und 2900 m ü. NN in Südexposition (GORBUNOV & TITKOV 1992, SCHRÖDER 1992).

2.4.2.5 Sailijskij-Alatau

Das Nordende des in dieser Arbeit behandelten Profils stellt der Sailijskij-Alatau dar. Er erhebt sich unmittelbar aus den flachen Steppenvorländern Kasachstans von 500 m ü. NN auf 4978 m ü. NN im Pik Talgar, ein Reliefsprung von fast 4500 m auf nur 20 km. Die hohe Reliefenergie zusammen mit den recht hohen Niederschlägen auf der Nordabdachung des Sailijskij-Alatau (siehe Kap. II.2.4.1) bewirken eine enorme Murengefährdung für das Vorland (SCHRÖDER 1992, 1995).

Die Kammlinien des Sailijskij-Alatau werden wie im Kungeij-Alatau vorwiegend aus silurischen, devonischen und unterkarbonischen feldspatreichen Graniten

und Granodioriten aufgebaut. Die tiefsten Sättel (z.B. Osernij-Paß 3 503 m ü. NN) finden sich dort, wo anstelle der Intrusivgesteine angefaltete Schiefer des Kambrium, Ordovizium oder Devon, aus denen auch die Talflanken des Tschon-Kemin und des Chilik-Tales bestehen, auftreten (SCHRÖDER 1992).

Aus dem Sailijskij-Alatau liegen Beobachtungen aus drei Abschnitten des W-E-verlaufenden Gebirgszuges vor, westlich des Gebirgsknotens vom Prochodnoi-Paß (auch Almaty-Paß genannt, 3 599 m ü. NN) sowie dem Prochodnaja- und Almaty-Tal auf der Nord- bzw. Süd-Abdachung, sowie östlich des Gebirgsknotens vom 4 036 m hohen Kok-Bulak-Paß mit dem nördlichen und südlichen Issyk-Tal und schließlich vom Talschluß des Turgen-Tales ganz im Osten der Sailijskij-Alatau Nordabdachung (siehe Abb. 23).

Wie im Terskeij- und Kungeij-Alatau bleibt auch im Sailijskij-Alatau Waldwuchs der gleichen Arten streng auf die Nordseiten beschränkt. Er erreicht in den meisten Tälern bei 2 800 m ü. NN seine Obergrenze, was allerdings anthropogen bedingt sein dürfte. Im Issyk-Tal, das zum einen wegen seiner Lage innerhalb eines Naturschutzgebietes (*Alma-Atinskii Sapovednik*), zum anderen aufgrund seiner schweren Erreichbarkeit für Viehherden, weitgehend ungenutzt geblieben ist, liegt die Waldgrenze bei 2 900 m ü. NN, was den natürlichen Verhältnissen entsprechen dürfte.

Tiefste Einzelvorkommen von Solifluktionerscheinungen finden sich auf den Nordhängen bereits weit unter der Waldgrenze auf natürlich (z.B. Lawinen) oder anthropogen baumfrei gehaltenen Flächen. Kleine Solifluktionszungen, oft kombiniert mit Rasenabschälung, konnten schon in Höhenlagen von 2 400 m ü. NN beobachtet werden. SCHRÖDER (1995) gibt 2 100 m ü. NN als Untergrenze dieser Einzelvorkommen an und vermutet, daß sie evtl. noch tiefer reichen können. Diese Erscheinungen sind aber eindeutig dem Solifluktionsfleckenbereich zuzuordnen und müssen als azonale Erscheinungen gewertet werden. Dasselbe gilt für die nach Untersuchungen von GORBUNOV (1991) bevorzugt im Bereich zwischen 2 400 und 2 800 m ü. NN auftretenden Wanderblöcke. Andererseits belegen diese tiefliegenden Vorkommen die für frostdynamische Prozesse günstigen thermischen Bedingungen auch weit unterhalb der Waldgrenze. Auf den Südseiten setzt die Solifluktion insgesamt etwas höher (bei etwa 2 600 m ü. NN) ein, ist aber aufgrund des fehlenden Baumwuchses flächenhafter ausgebildet als auf Nordhängen gleicher Höhe. Hiermit bestätigen sich die Beobachtungen des Kungeij-Alatau (Abb. 26). Ab 2 900 m ü. NN setzt auch auf den Nordseiten flächenhaft gebundene Solifluktion ein. Nur vereinzelt finden sich *Juniperus*-Sträucher, während *Caragana* auf der feuchten Nordabdachung des Sailijskij-Alatau völlig aussetzt. Mit zunehmender Höhe nehmen Dimension und Prägnanz der Loben zu und erreichen an der Obergrenze der Vegetation bei etwa 3 350 m ü. NN (nordseitig) bzw. 3 500 m ü. NN (südseitig) ihre deutlichste Ausprägung. Mit Lobenbreiten zwischen 10 und 30 m und Stirnhöhen bis 50 cm werden ähnliche Ausmaße erreicht wie im Kungeij-Alatau. Eine Vergesellschaftung mit Erscheinungen des Rasenwälzens und kammeisbedingter Auflocke-

zung der Vegetationsdecke ist die Regel. Auf Kryoturbationslücken können bereits in der Mattenstufe kleine Areale von Zellenböden beobachtet werden.

Wanderblöcke treten im Gegensatz zur Behauptung GORBUNOV'S (1991) in allen Expositionen auf, allerdings schon mit einer Dominanz auf den Schattenseiten. Das völlige Fehlen in Südexposition, das GORBUNOV beschreibt, dürfte für die tieferen Lagen, in denen er seine Untersuchungen durchführte, mit einer geringeren Frost-dynamik zutreffen. In höheren Lagen mit einem ausgeprägteren Frostregime und einem sommerlichen Niederschlagsmaximum, sind auch auf den Südseiten die Blöcke in Bewegung. Sie erreichen Kantenlängen bis zu 1,5 m und sind damit für granitische Substrate vergleichsweise groß. Auch darin drücken sich die deutlich feuchteren Bedingungen des Sailijskij-Alatau aus.

Eine interessante Beobachtung konnte im Turgen-Tal gemacht werden. Dort finden sich in 3050 m ü. NN, also mitten in der Mattenstufe, innerhalb eines fossilen, vermutlich kaltzeitlich (pleistozän) angelegten Frostmusternetzes etwa 1m messende, in rezenter Bildung befindliche Steinringe mit deutlich aufgewölbtem Feinerde-kern. Stehendes Wasser in unmittelbarer Umgebung dieser azonalen Steinringe läßt einen gefrorenen Untergrund vermuten. Ob es sich dabei um einen noch nicht vollständig aufgetauten Winterfrostboden oder um Permafrost handelt, kann nicht abschließend beurteilt werden. Bis in etwa gleiche Höhenlagen herab reichende Blockgletscher lassen Permafrost allerdings als durchaus möglich erscheinen. Auch aus anderen Bereichen des Tien-Shan werden diskontinuierliche Permafrostvorkommen bis 3000 m ü. NN beschrieben (GORBUNOV 1978, GORBUNOV & TITKOV 1992, SCHRÖDER 1992), inselhaft sogar bis 2700 m ü. NN (GORBUNOV 1978).

Die fossilen Großformen, die Durchmesser von über 4 m erreichen und deren Feinmaterialbeete heute z.T. vollständig bewachsen sind, belegen, daß in den Kaltzeiten, bei einer anhand von Moränenlagen anzunehmenden Schneegrenzdepression von 800-900 m in diesem Teil des Sailijskij-Alatau (siehe dazu auch SCHRÖDER 1995), optimal ausgebildete Formen – wie heute – in der Nähe der Schneegrenze zu finden waren. Die Niederschlagsverhältnisse dürften demnach den heutigen ähnlich gewesen sein.

Oberhalb der Mattengrenze schließen sich praktisch unmittelbar die Bereiche der ungebundenen Solifluktion an (Abb. 26). Ausgesprochen ideale Voraussetzungen für die Bildung von Frostmusterböden bietet der Prochodnoi-Paß (3599 m ü. NN). Das ebene bis schwach geneigte Gelände südlich der flachen Paßhöhe ist weitflächig von Moränenmaterial bedeckt. Allem Anschein nach handelt es sich bei Prochodnoi-Paß um einen Transfluenzpaß.

Durch die geringe Hangneigung kommt es weitflächig zu stehendem bzw. nur schwach fließendem Wasser, was für eine optimale Wasserversorgung des Bodens sorgt. Permafrost im Untergrund ist anzunehmen. Am Prochodnoi-Paß finden sich daher bereits wenig oberhalb der Vegetationsgrenze optimal ausgebildete Steinringe mit Durchmessern von 2-3 m (siehe Photo 23), die bei nicht mehr ganz ebenen

Flächen ellipsenförmig in die Länge gezogen sind. Sie schließen sich zu Netzen zusammen, die eine Fläche von fast 10000 m² (100 x 100 m) einnehmen. Die Feinmaterialbeete zeigen vereinzelt eine Sekundärmusterung in Form von Texturböden. Die Grobmaterialstreifen erreichen Breiten von etwa 0,5 m. Auffallend war das zum Zeitpunkt des Besuchs (Mitte Juli 1996) noch deutlich aufgewölbte Feinmaterial. Beim Versuch einer Aufgrabung wurde bereits in 30 cm Tiefe Bodeneis erreicht, das ein tieferreichendes Graben verhinderte. Somit können keine Aussagen zur Sortierungstiefe gemacht werden. Es ist allerdings anzunehmen, daß sich die Scheidung von Grob- und Feinmaterial bis etwa 1,5-2 m fortsetzt. Vereinzelt fanden sich Aufeshügel (siehe Photo 24) mit bis zu 0,5 m Höhe.

Im Uferbereich des kleinen Sees zeigen Inseln zusammenhängender Vegetation, v.a. Horstgräser, bültenartige Erscheinungen und ansatzweise auch Strangmoorbildung zeigen. Das Wasser steht in unterschiedlichen Etagen und wird von einzelnen Strängen ebendieser Horstgräser bzw. eng stehenden Bültten getrennt. SCHRÖDER (1995) beschreibt nur undeutlich ausgebildete Polygone vom benachbarten Osernij-Sattel in 3550 m ü. NN. Obwohl dort edaphisch günstigere Bedingungen (Schiefer) vorherrschen, bleiben die Frostmusterformen seiner Beschreibung nach kleiner und undeutlicher. Welche Ursachen dafür verantwortlich sind, kann nicht beurteilt werden, da der Osernij-Sattel bei den eigenen Feldarbeiten nicht besucht wurde. Es zeigt sich aber auch hier, daß im granitischen Material durchaus hervorragend ausgeprägte Formen gefunden werden können.

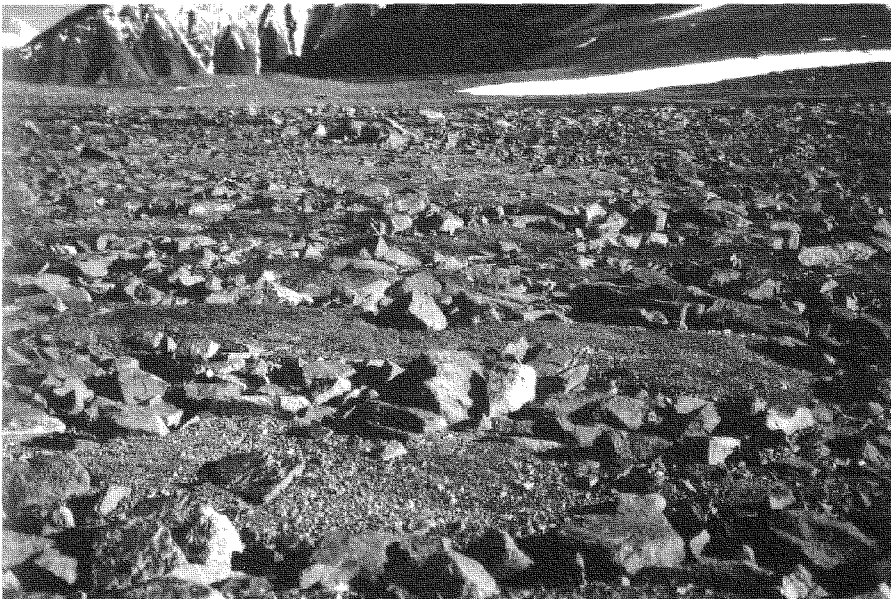


Photo 23: Riesiges Frostmusternetz südlich des Prochodnoi-Passes (3599 m ü. NN)

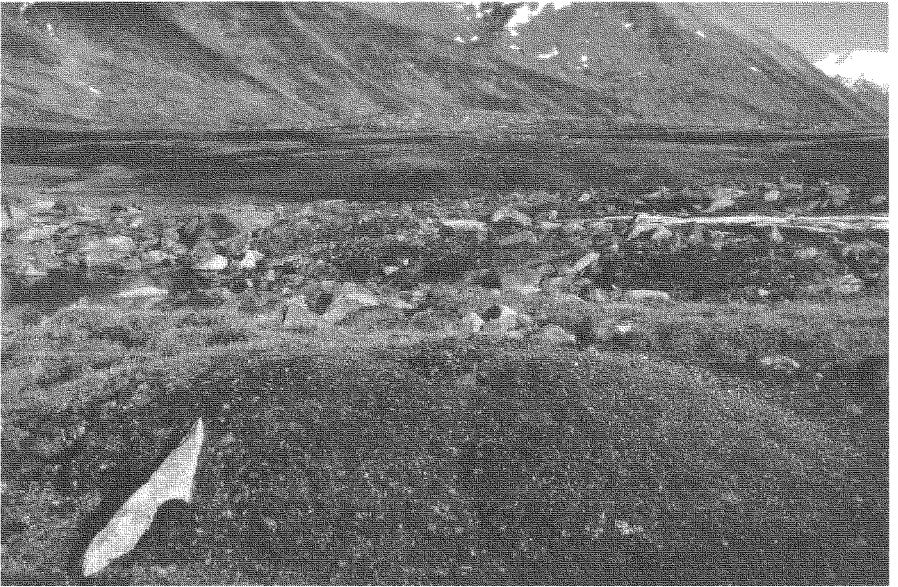


Photo 24: Aufeshügel südlich des Prochodnoi-Passes (3 599 m ü. NN)



Photo 25: Frostmusterboden mit 5 m Durchmesser am Talschluß des Turgen-Tales in 3 750 m ü. NN

Fast doppelt so große Frostmustererscheinungen wie am Prochodnoi-Paß konnten im Bereich des Talschlusses des Turgen-Tales bei 3700 m ü. NN gefunden werden. Auch sie liegen im Moränenmaterial. Bei Durchmessern bis 5 m sind auch die Steinrahmen entsprechend breiter (~1 m). Die Feinmaterialfüllungen zeigen eine deutliche Sekundärmusterung (bis 50 cm Durchmesser), die ihrerseits an der Oberfläche durch Kammeis aufgelockert ist (siehe Photo 25). Hier laufen offensichtlich drei verschiedene Bodenfrostphänomene kombiniert bzw. zu verschiedenen Jahreszeiten ab. Tiefreichende winterliche Bodendurchfrierung oder wahrscheinlicher Permafrost im Wechsel mit ebenfalls tiefreichendem sommerlichen Auftauen bewirkt die Sortierung im Großformat. Kurzperiodische (mehrere Tage anhaltende) Bodendurchfrierung in der schneefreien Zeit (Sommerhalbjahr), vermutlich in Zusammenhang mit dem Durchzug von Kaltfronten, ruft die Sekundärsortierung hervor und Kammeisbildungen aufgrund nächtlicher Minustemperaturen führt zur typisch aufgekümmelten Bodenoberfläche. Die Formen liegen nordostexponiert im Vorfeld langwährender Schneeflecken, die durch das allmähliche Abschmelzen im Sommerhalbjahr ständig für eine ausreichende Bodendurchfeuchtung sorgen. Bei stärkerer Hangneigung finden sich Steinstreifen mit ähnlichen Dimensionen. Die Hänge, die das flache Areal der Frostmusterung umgeben sind flächenhaft von amorpher Solifluktion mit unsortierten Schuttloben und Staublöcken gekennzeichnet.

Wenden wir uns nun dem Kok-Bulak-Paß zu. Auch auf diesem über 4000 m hoch gelegenen Sattel finden sich sowohl in SW-Exposition als auch in NE-Exposition hervorragend ausgebildete Frostmusterböden. Die Durchmesser der Ringe erreichen jedoch nur noch maximal 2 m, wobei auffällt, daß sich das Verhältnis von Feinmaterialbeet und Steinrahmen zugunsten des Grobmaterials verschiebt und ungefähr 1:1 beträgt. Auch hier überragt das Zentrum deutlich den Steinrahmen, was auf rezentes Bodeneis hinweist. Bei zunehmender Hangneigung finden sich Steinzungen und Steinstreifen gleicher Größe. Häufig zeigen sich Querverbindungen zwischen den Grobmaterialstreifen, die gelegentlich den benachbarten Streifen nicht erreichen, sondern vorher ausdünnen. Sie stellen Übergänge zwischen den zungenförmigen und streifenförmigen Erscheinungen dar und werden vor allem durch die Steilheit des Reliefs und damit der Bewegungsgeschwindigkeit gesteuert. Eine interessante Beobachtung konnte am Kok-Bulak-Paß hinsichtlich des Substrat-Einflusses auf die Formung gemacht werden. Am Kok-Bulak-Paß stoßen Granite an einer scharfen Grenze an Kalke. So zeigen sich auf nur wenige Meter Entfernung deutliche Dimensionsunterschiede in den verschiedenen Substraten. Im Kalk bilden sich nur 10-15 cm breite Steinstreifchen, die im Grob- und Feinmaterial annähernd gleich ausgebildet sind. Im Granit dagegen sind die Grobmaterialstreifen deutlich schmaler (~ 20-30 cm) als die 1-1,5 m breiten Feinmaterialstreifen.

Daß sich am Kok-Bulak-Paß optimal ausgebildete Formen weit über der Schneegrenze, die bei 3700 m ü. NN in Nordexposition und 3900 m ü. NN in Südexposition liegt, finden, hängt vermutlich mit der windexponierten Paßlage zusammen. Sie verhindert eine Schneeakkumulation, was zur Folge hat, daß sich zum einen weder

Schneedecken halten noch eine Vergletscherung bilden kann, zum anderen sich eine tiefreichende winterliche Bodendurchfrierung mit einem tiefgründigen sommerlichen Auftauen abwechselt. Dies verdeutlicht erneut die unterschiedliche Wirkungsweise des Windes. Während er am Tash-Rabat-Paß (siehe Kap. II.2.4.2.1) durch seine austrocknende Wirkung die Bildung von Großformen verhindert, werden durch ihn in hinreichend feuchten Gebirgstteilen die Entstehungsbedingungen gefördert. Allerdings ist auch eine lokalklimatische Abwandlung des Schneegrenzverlaufs im Lee des höchsten Gipfels des Sailijskij-Alatau (Pik Talgar 4979 m ü. NN) nicht auszuschließen. Auf jeden Fall zeigt diese Tatsache, daß auch oberhalb der Schneegrenze optimale Bedingungen für eine Bodenmusterung vorliegen, d.h. potentiell geeignete Flächen für frostbedingte Formung werden von Gletscherflächen bedeckt und damit der morphologischen Wirksamkeit des Frostes entzogen.

Aufgrund der oben dargelegten Befunde kann von ungünstigen Bedingungen für Solifluktion und Frostmusterbildung im Nördlichen Tien-Shan, wie in der Literatur gelegentlich zu lesen ist, keine Rede sein. Im Gegenteil, gerade der Nördliche Tien-Shan scheint innerhalb des zentralasiatischen Hochlandblockes sowohl thermisch als auch hygrisch ausgesprochen günstige Voraussetzungen für frostbedingte Oberflächenformung zu bieten.

2.4.3 Vergleichende Betrachtung

Am Nordende des Profils steigen nahezu alle Grenzen zentral-peripher (im Sinne LAUTENSACHS 1952) von den trockeneren südlichen Bereichen nach Norden hin ab (siehe Tab. 8).

Eine Ausnahme stellen die unteren Lagen des Kuiljutau dar. So liegen sowohl die tiefsten Einzelercheinungen solifluidaler Prozesse als auch die Solifluktionsgrenze 150-200 m höher als in der eigentlich noch trockeneren Khrebet At-Bashi. Offensichtlich sind im granitischen Substrat des Kuiljutau die Bodenfeuchteverhältnisse erst in größeren Höhen für frostdynamische Prozesse ausreichend, wohingegen im schiefrigen Material der At-Bashi-Kette mit seiner besseren Wasserhaltefähigkeit bereits in tieferen Lagen die notwendigen Voraussetzungen gegeben sind. Auch die Waldgrenze liegt im Kuiljutau deutlich höher als in der At-Bashi-Kette. Da klimatische Ursachen für eine Anhebung der Waldstufe nicht plausibel erscheinen (vgl. Klimadiagramme Kuilju, Naryn und Chatyr-Kul in Abb. 19) ist eventuell eine geringere anthropogene Belastung im Kuiljutau der Grund für den höherreichenden Waldwuchs.

Der Terskeij- und Kungeij-Alatau zeigen hinsichtlich des Grenzverlaufs eine auffallende Übereinstimmung, was auf eine klimatisch recht ähnliche Ausstattung schließen läßt. Ein ausgleichender Einfluß des Issyk-Kul kann als sehr wahrscheinlich angesehen werden. Unterschiede im Formenschatz zeigen sich in erster Linie im Bereich der gebundenen Solifluktion, was aber geologisch bedingt sein dürfte. Die

Tabelle 8: Gegenüberstellung verschiedener Höhengrenzen im Tien-Shan

	Khrebet At-Bashi		Kuiljutau		Terskeij- Alatau		Kungeij- Alatau		Sailijskij- Alatau	
	S	N	S	N	S	N	S	N	S	N
Exposition										
Waldgrenze	–	2900	–	3100	–	2900	–	2850	–	2900
tiefste Vorkommen		2950		3100		2900(?)		2500		2400
Solifluktionsgrenze	3100	3100	3300	3300	?	2900	2500	2900	2600	2900
Strukturbodengrenze	3900	3700	3850	3750	3600	3500	3600	3500	3500	3350
Optimalausbildung	4000-4400		3900-4300		3750-4000		3900-4050		3550-4050	
Schneegrenze	4500	4300	4300	4000	4100	3900	4100	3900	3900	3700
Ausgangsgestein	← Schiefer →		← Granite →		← Granite →		← Granite, Schiefer →			

Granite der Terskeij-Alatau-Nordabdachung reichen bis an den Gebirgsfuß, nehmen also den gesamten Bereich des unteren Stockwerks der Solifluktionsstufe ein. In diesen grobkörnigen Substraten mit geschlossener Vegetationsdecke bleibt die Morphodynamik vergleichsweise gering (siehe IVERNOVA 1964). Im Kungeij-Alatau werden dagegen die Bereiche gebundener Solifluktion weiträumig von feinkörnigem Schiefermaterial eingenommen, was eine erheblich stärkere Bodenversetzung ermöglicht.

Im Sailijskij-Alatau liegen die Schnee- und Strukturbodengrenzen etwa 100 m tiefer als im Kungeij-Alatau. Die Solifluktionsgrenze steigt dagegen nicht ab, was eine Verschmälerung der Solifluktionsstufe zur Folge hat.

Weiterhin zeigt sich ein tieferes Herabreichen gebundener Solifluktionsformen auf den natürlicherweise waldfreien Südhängen in den beiden nördlichen Tien-Shan-Ketten. Dies ist auf das Fehlen des bodenstabilisierenden Wurzelwerkes zurückzuführen. Im Terskeij-Alatau konnten dazu keine Beobachtungen gemacht werden, da die meisten Täler in W-E-Richtung verlaufen und so ausgeprägte Südseiten fehlen.

Diese Erkenntnisse stehen scheinbar im Widerspruch zu den Angaben, die SCHRÖDER (1995) macht. Er führt für die Vertikalerstreckung der periglazialen Formungsregion im Sailijskij-Alatau 2400 m, im Kungeij-Alatau nur 1400 m an. Nicht nur die Absolutbeträge unterscheiden sich damit beträchtlich von den eigenen Ergebnissen, sondern auch, daß die Solifluktionsstufe im feuchteren Sailijskij-Alatau weniger mächtig (800 bzw. 1300 m) ist, als im trockeneren Kungeij-Alatau (1000 bzw. 1600 m) (siehe Tab. 8). Die abweichenden Absolutbeträge sind damit zu erklären, daß SCHRÖDER zum einen die tiefsten Einzelvorkommen zur Ausweisung der Solifluktionsstufe herangezogen hat, zum anderen das Niveau 365 als Obergrenze der Solifluktionsgrenze verwendet. Beide Grenzen differieren um mehrere hundert Meter von den hier verwendeten Ausweisungskriterien (flächenhaftes Auftreten, Gletscherschneegrenze).

Insgesamt ist die Ausstattung des frostbedingten Formenschatzes im Sailijskij-, Kungeij- und Terskeij-Alatau recht ähnlich. Die größere Trockenheit im Kungeij- und Terskeij-Alatau zeigt sich v.a. im Anteil periglazialer Mesoförmlichkeiten wie Glathängen und Blockgletschern (siehe SCHRÖDER et al. 1996a). Im solifluktuativen Formenschatz zeigen sich keine signifikanten Differenzen, d.h. die klimatischen Grundvoraussetzungen (v.a. die Feuchtebedingungen) sind überall gegeben.

Eine nachlassende Wirksamkeit frostbedingter Oberflächenformung deutet sich im Südlichen Tien-Shan an. Zwar tritt auch hier noch ein Großteil der Formen auf, die in den nördlichen Ketten zu finden sind, allerdings drückt sich die zunehmende Trockenheit in einer abnehmenden Häufigkeit vieler Formen aus. Eine wachsende Bedeutung kommt der austrocknenden Wirkung des Windes zu. Vermutlich deshalb fehlen in exponierten Paßlagen Großformen, während auf weniger exponierten und nordseitig ausgerichteten Hängen noch größere ungebundene Solifluktuationsloben auftreten. Zuschußwasser aus höher gelegenen perennierenden Schneeflecken mag dabei begünstigend wirken. Einen ähnlichen Sachverhalt beschreiben RICHTER & SCHRÖDER (1991) aus botanischer Sicht aus dem Death Valley (USA).

III Überregionale Betrachtung in einem S-N-Profil im Westteil Hochasiens

Die klimatischen Unterschiede der untersuchten Räume drücken sich zum einen in der Ausbildung der Formen, also Größe und Deutlichkeit bzw. dem Wegfallen oder Hinzutreten von Formen, die bestimmte Standortansprüche besitzen, zum anderen in der Höhenlage ihres flächenhaften Auftretens aus.

1 Formen, Formausbildung und Formdimension

Betrachten wir die einzelnen Formen etwas genauer. In Tab. 9 sind die verschiedenen Formen nach der relativen Häufigkeit ihres Auftretens in den untersuchten Gebieten aufgetragen. Zunächst fällt auf, daß, abgesehen vom extrem trockenen Ostpamir-Hochplateau, sich in allen besuchten Gebirgen Hochasiens eine Zweiteilung der Solifluktionsstufe in einen unteren Bereich gebundener Solifluktion und einen oberen Bereich ungebundener Solifluktion zeigt. Der Übergang von der Mattenstufe zur Frostschuttstufe erfolgt überall mehr oder weniger deutlich, so daß ein Saum gehemmter Solifluktion nicht ausgewiesen werden kann. Karbonatgebiete, die aufgrund ihrer edaphischen Trockenheit von gehemmter Solifluktion gekennzeichnet sind, wurden bewußt außer acht gelassen. Von gehemmter Solifluktion kann allerdings auf dem Ostpamir-Hochplateau gesprochen werden, wo die hygrisch bedingt äußerst lückige Vegetationsdecke (v.a. *Kobresia*, *Artemisia* und Polsterpflanzen) einen hemmenden Einfluß auf Solifluktionsprozesse ausübt. Formen der gebundenen Solifluktion bzw. besser der gebundenen Kryoturbation beschränken sich dort auf vereinzelte Büldenböden entlang von Flußläufen.

Eine bilateral symmetrisch aufgebaute Solifluktionsstufe, wie sie KUHLE (1982) aus dem zentralen Himalaya beschreibt, bei der im unteren Bereich Vegetation hygrisch bedingt und im oberen Bereich thermisch bedingt ausklingt und somit eine Abfolge von ungebundener über gehemmte zu gebundener Solifluktion und bergwärts wieder über gehemmte zu ungebundener auftritt, konnte nirgends beobachtet werden.

Bei einem Vergleich der in den einzelnen Arbeitsgebieten vorgefundenen Erscheinungen frostbedingter Oberflächenformung fällt auf, daß der Tien-Shan offensichtlich die insgesamt günstigsten Voraussetzungen innerhalb des untersuchten Profils aufweist. Dies drückt sich nicht nur in der Formenvielfalt und der relativen Häufigkeit des Auftretens verschiedener Formen, sondern v.a. auch in den Dimensionen aus (Tab. 9). Der späte Einschneitermin ermöglicht ein tiefreichendes winterliches Einfrieren bzw. den erneuten Aufbau des im Sommer oberflächlich aufgetauten Permafrosts. Da durch die konvektiven Sommerniederschläge sowie durch Schmelzwässer sich lange haltender Schneeflecken eine ausreichende Bodenfeuchte

gewährleistet ist, sind optimale Voraussetzungen für die Ausbildung solifluidaler und kryoturbativer Großformen gegeben. Gleichzeitig sind die Hochlagen so kühl, daß auch im Sommer fast täglich Frostwechsel auftreten, was einen charakteristischen Kleinformenschatz hervorruft. Dies führt zur Vergesellschaftung von Groß- und Kleinformen. Lediglich im unteren Bereich der Stufe gebundener Solifluktion tritt eine gewisse Sommerruhe ein. Die nördlichen Ketten des Tien-Shan, der Sailijskij-, der Kungeij- und der Terskeij-Alatau zeigen dabei eine weitgehende Übereinstimmung. Unterschiede wie z.B. die relative Armut gebundener Solifluktionsformen im Terskeij-Alatau, sind, wie bereits dargestellt, substratbedingt.

Eine klimatisch ähnliche Ausstattung des Oytag-Tales wie in der At-Bashi-Kette läßt der auffallend übereinstimmende Formenschatz in beiden Bereichen vermuten. Die Winter sind in beiden Gebieten schneearm. Offensichtlich ist die Feuchteversorgung während der Sommermonate ausreichend, um auch Großformen durch tiefgründigen Winterfrost entstehen zu lassen. Die Feuchtigkeit stammt dabei aus Konvektion sowie in der Khrebet At-Bashi aus Konvergenzeffekten im Bereich der Tien-Shan-Front und im Oytag-Tal aus der in Kap. II.2.3.1 angeführten Luftmassenzufuhr in Verbindung mit dem sommerlichen Hitzetief über dem Tarim-Becken. Leider liegen aus dem Oytag-Tal nur Beobachtungen von Großformen der gebundenen Solifluktion vor (Loben, Wanderblöcke). Es ist allerdings anzunehmen, daß hier auch Großformen der ungebundenen Solifluktion zu finden sind.

Gänzlich andere Verhältnisse herrschen auf dem Ostpamir-Hochplateau. Die Lage im Lee sowohl westliche Luftmassen abhaltender Gebirge als auch der aus dem Hitzetief des Tarim-Beckens führt zu einer außerordentlichen Aridität. Auffallend ist die starke Verarmung des Formeninventars. Zudem treten Formen der gehemmtten und ungebundenen Solifluktion nebeneinander auf, so daß keine Differenzierung der Solifluktionsstufe in verschiedene Stockwerke möglich ist. Auf das Zusammenfallen von Strukturboden- und Solifluktionsgrenze in ariden Gebirgen hat bereits HÖLLERMANN (1974) hingewiesen. Großformen fehlen völlig, da zum Zeitpunkt des herbstlichen Einfrierens des Bodens die Bodenfeuchte so gering ist, daß der Frost nicht morphologisch wirksam werden kann. Die Kleinformen entstehen in Folge gelegentlicher konvektiver Niederschläge während des Sommerhalbjahres bei täglichem bzw. kurzperiodischem Frostwechsel. Da sowohl die Intensität des Frosts nur schwach ist, als auch nur die oberste Bodenschicht eine entsprechende Feuchte aufweist, bleiben die Formen klein und undeutlich. Die mit der Höhe kaum zunehmenden Niederschläge führen dazu, daß sich auch in höheren Lagen die Dimensionen kaum ändern.

Daß grundlegend andere Klimaverhältnisse nicht unbedingt große Unterschiede in der Morphodynamik hervorrufen, zeigt sich bei einem Vergleich mit dem Ostteil des NW-Karakorum (Tab. 9). Zwar findet sich aufgrund der günstigeren hygrischen Bedingungen wieder eine Stufe gebundener Solifluktion allerdings dominieren auch hier eindeutig solifluidale und kryoturbative Kleinformen. Durch weitgehende Trockenheit des Bodens zum Zeitpunkt des herbstlichen Einfrierens sowie die mächtigen Winterschneedecken, die sich ab etwa November aufzubauen beginnen,

Tabelle 9: Relative Häufigkeit der in den Untersuchungsgebieten auftretenden frostbedingten Oberflächenformen

frostbedingte Oberflächenformen	NW-Himalaya		NW-Karakorum		Östlicher Pamir		Tien-Shan			
	unteres Kaghhan	oberes Kaghhan	Westteil	Ostteil	Hochplateau	NE-Abfall (Oytag-Tal)	Khrebet At-Bashi	Terskeij-Altatau	Kungeij-Altatau	Sailjiski-Altatau
g Rasenschalen	x x	x x	x x x	x	-	x x x	x x x	x x	x x x	x x x
e Solifluktsionsloben 1-3 m	x x	x x	x x	x	-	x x	x x	x	x x x	x x x
b Solifluktsionsloben 3-10 m	x	x x	x x	-	-	x x	x x	x	x x x	x x x
u Solifluktsionsloben > 10 m	-	x x	-	-	-	x	x	-	x x x	x x x
n Wanderblöcke hochaktiv	-	x x x	x	-	-	x	-	-	x x	x x
d Wanderblöcke wenig aktiv	x x	x	x	x	-	x x	-	x	x	x
e Büldenböden	-	x	-	-	x	-	x	x x	x x	x x
n Strangmoore	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x
gehemmte Solifluktsionsloben 1-3 m	-	-	-	-	x x	-	-	-	-	-
u Aufeishügel	x	-	-	-	-	-	-	x	x	x x
n Ringe/Polygone < 15 cm	x	x x	x x x	x x x	x x	x x	x x	x x x	x x x	x x x
g Ringe Polygone 15-100 cm	x	x x	x x	x	-	x	x	x x	x x	x x x
e Ringe/Polygone > 100 cm	x	-	x	-	-	?	-	x x	x x	x x
b Texturböden	x x	x x	x	x	x x	x x	x x	x x x	x x x	x x x
u Erdstreifen	-	-	-	-	-	x	x	-	-	x
n Steinstreifen < 1m	x	x	x x	x x	x	x x	x x	x x	x x	x x
d Steinstreifen > 1m	-	x	x	-	-	?	-	x x	x x x	x x x
e Solifluktsionsloben < 1m	x	x	x x	x	x x	x x x	x x	x x	x	x
n Solifluktsionsloben > 1m	-	x	x	-	-	x x	x x	x x	x x	x x
Staublöcke	-	x	xx	x	x	x x	x	x x	x x	x x

- nicht vorkommend x selten, nur vereinzelt vorkommend xx häufig vorkommend xxx flächenhaft vorkommend, auf allen geeigneten Flächen ? Keine Beobachtungen vorliegend

bleibt wie im Pamir nur das Sommerhalbjahr zur Ausbildung frostbedingter Oberflächenformen. Die insgesamt bessere Bodenfeuchteversorgung in der aktiven Zeit läßt die Formen allerdings deutlicher in Erscheinung treten als auf dem trockeneren Pamir-Hochplateau.

Eine relativ ähnliche morphologische Ausstattung zeigen der Westteil des NW-Karakorum und das obere Kaghan-Tal im NW-Himalaya (Tab. 9). Die Formen werden mit zunehmender Feuchtigkeit größer und deutlicher. Aufgrund des Niederschlagsmaximums im Winter bleiben Strukturboden-Großformen auf Gunststandorte wie Moränen in Verbindung mit Toteis (z.B. im Pakhora-Kessel) oder exponierte Paßlagen (z.B. Babusar-Paß) beschränkt. Gerade im letzten Fall zeigt sich eine differenzierende Wirkungsweise des Winds. Während er in ohnehin recht trockenen Gebirgen durch seine austrocknende Wirkung auf den Boden die Wirksamkeit des Frosts einschränkt, fördert er in hinreichend feuchten, schneereichen Gebirgen durch das Verblasen von Schnee die Ausbildung von Großformen.

Eine insgesamt geringe Aktivität frostbedingter Oberflächenformung weist das mittlere Kaghan-Tal auf. Die Winterniederschläge setzen bereits früh im Jahr ein (i.d.R. bereits im Oktober). Die daraus resultierenden Schneedecken halten sich bis weit in den Sommer. Nach der Ablation sind im Bereich der Soliflukstionsstufe kaum noch Fröste zu verzeichnen. Somit bleibt nur ein kurzer Zeitraum im Herbst, in dem bei guter Bodendurchfeuchtung tageszeitlicher Frostwechsel zur Ausbildung der hier besprochenen Formen führen kann. Diese Kleinformen verwischen im Jahresverlauf stark. Zum Zeitpunkt des Besuchs im September 1996 konnten deshalb nur undeutliche, aktuell inaktive Erscheinungen beobachtet werden. Strukturboden-Großformen bleiben wie im NW-Karakorum auf Moränen mit Toteis beschränkt. Dem Monsun kommt m.E. eine nur untergeordnete Bedeutung im Bezug auf solifluidale bzw. krypturbative Formung zu. Zum einen ist der Monsun eine nur geringmächtige Luftströmung, die 3 500 m ü. NN kaum überschreitet und somit die rezente Soliflukstionsstufe kaum berührt, zum anderen liegen zum Zeitpunkt des Monsun die Temperaturen der Soliflukstionsstufe so hoch, daß Frostwechsel i.d.R. nicht auftreten.

Abb. 27 zeigt ein in Anlehnung an die Dendrogramme der Botanik entworfenes Schema der Ähnlichkeit verschiedener Teilbereiche Hochasiens hinsichtlich der frostbedingten Morphodynamik. Dabei fällt auf, daß sich Bereiche vollkommen unterschiedlicher klimatischer Verhältnisse recht ähnlich sein können. So ist beispielsweise das vollhumide mittlere Kaghan-Tal im Himalaya dem wesentlich trockeneren Ostteil des NW-Karakorum und dem Ostpamir-Hochplateau ähnlicher, als dem benachbarten oberen Kaghan-Tal. Die Ähnlichkeit beruht auf der insgesamt geringen Dynamik dieser Gebiete. Ob diese durch zu große Trockenheit oder eine früh einsetzende und lang überdauernde Schneedecke hervorgerufen wird, ist letztlich für die Ausbildung der Formen unerheblich.

Überraschend ist auch die Ähnlichkeit der winter trockenen, schneearmen Bereiche der Khrebet At-Bashi und der Nordostabdachung des Pamir mit dem winter-

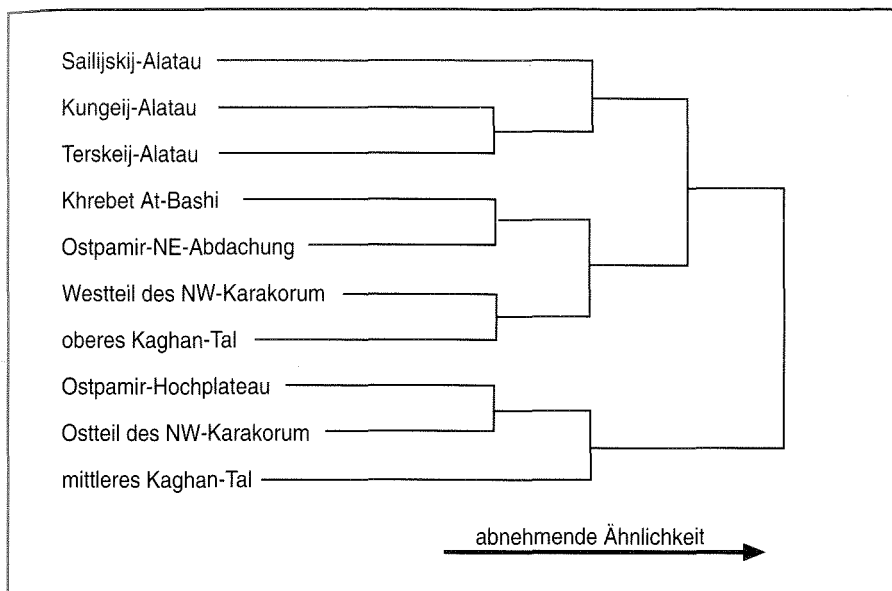


Abb. 27: Dendrogramm der Ähnlichkeit der frostbedingten Morphodynamik verschiedener Bereiche im Westteil Hochasiens

feuchten und schneereichen Westteil des NW-Karakorum sowie dem oberen Kaghan-Tal. In den beiden zuletzt genannten Gebieten kann sich bei etwas verzögertem Einsetzen der Winterniederschläge und guter Feuchteversorgung des Bodens ein geringmächtiger Winterfrostboden bilden, der größere Solifluktiions- und Kryoturba-tionsformen hervorruft. In den beiden Gebieten des Ostpamir und Südlichen Tien-Shan ist es die geringere Bodenfeuchte, die die größere Ähnlichkeit mit den südlichen Gebirgstteilen als mit den nördlichen Ketten des Tien-Shan hervorruft.

Eine Anordnung der Formen, wie sie TROLL (1944) aus den Alpen beschrieben hat, bei der im unteren Bereich der Solifluktiionsstufe Großformen dominieren, im oberen Teil dagegen Kleinformen, konnte nicht festgestellt werden. Er begründete dies damit, daß in den Hochlagen aufgrund einer langdauernden Schneebedeckung nur die Frostwechsel des Sommers wirksam sind, während in tieferen Lagen v.a. eine jahreszeitliche Bodendurchfrierung morphologisch aktiv wird, wohingegen die Sommermonate wegen zu hoher Temperaturen inaktiv bleiben.

In den untersuchten Bereichen zeigte sich das genaue Gegenteil. Die Formen nehmen bei strenger werdendem Frostregime mit der Höhe an Größe und Deutlichkeit zu, unabhängig davon, ob sie durch jahreszeitlichen oder tageszeitlichen Frostwechsel hervorgerufen werden. Erst am Oberende der Solifluktiionsstufe deutet sich in verschiedenen Bereichen (Tien-Shan, NW-Karakorum, Ost-Pamir-Hochplateau) mit abnehmender Frostwechselhäufigkeit bzw. geringerer Auftautiefe eine nachlas-

sende Morphodynamik an. Zu dem selben Ergebnis kamen auch FURRER (1965) und STINGL (1969).

2 Der Verlauf von Solifluktsions- und Strukturbodengrenze und ihr Verhalten zu anderen Höhengrenzen

Bei einer Betrachtung des Verlaufes verschiedener Höhengrenzen entlang des gewählten Profils können zunächst einige Sachverhalte festgestellt werden, die Erkenntnisse aus anderen Gebirgen der Erde bestätigen. So steigen, auch unter Berücksichtigung substratbedingter Abweichungen, sowohl die morphologischen, als auch die vegetationskundlichen Grenzen peripher-zentral (im Sinne LAUTENSACHS 1952) mit zunehmender Kontinentalität an (Abb.28). Der Anstieg verläuft nicht streng parallel, was bereits von TROLL (1947) erkannt wurde. Die Waldgrenze – soweit Waldwuchs vorhanden – zeigt, da sie in erster Linie thermisch bedingt ist, ein deutlich verlangsamtes Ansteigen gegenüber der hygrisch bedingten Schneegrenze. Somit ist eine Verbreiterung der Solifluktsionsstufe mit zunehmender Kontinentalität festzustellen. Auch dies ist seit langem bekannt (vgl. HÖLLERMANN & POSER 1977, RATHJENS 1965).

Interessant ist, daß innerhalb des Profils immer wieder Sprünge bestimmter Grenzen auftreten, die eine Einengung der Solifluktsionsstufe zur Folge haben. So erfährt die Solifluktsionsstufe vom Westteil des NW-Karakorum zum Ostteil eine Einengung um 150-200 m (Tab. 10). Im Ostpamir zeigt sich eine ähnliche Verschrämlerung vom NE-Abfall zum Hochplateau um 50-300 m. Zu erklären ist dies mit der zunehmenden Trockenheit, die nicht nur die Schneegrenze, sondern v.a. auch die Solifluktsionsgrenze in die Höhe hebt. Gerade in Gebirgen mit exponentiell mit der Höhe zunehmenden Niederschlägen erfährt die Schneegrenze eine nur geringe Anhebung, während die Solifluktsionsgrenze in Bereichen mit einem Minimum an Bodenfeuchte um größere Beträge ansteigt. Die Einengung der Stufe erfolgt in diesen Bereichen zu Lasten der gebundenen Solifluktsion. Bei noch größerer Trockenheit keilt das Stockwerk der gebundenen Solifluktsion ganz aus und wird auf dem Ostpamir-Hochplateau durch gehemmte Solifluktsion ersetzt.

Daß die Solifluktsionsgrenze auf dem deutlich trockeneren Pamirplateau gegenüber dem hygrisch begünstigteren Ostteil des NW-Karakorum wieder absinkt, ist auf das weitgehende Fehlen einer stabilisierenden Vegetationsdecke im Ostpamir zurückzuführen. Wo Vegetation vorhanden ist, sind höhere Feuchtebeträge notwendig, um Material solifluidal zu verlagern.

Eine indirekte Bestätigung dessen zeigt sich im Tien-Shan. Bei nahezu gleicher klimatischer Ausstattung finden sich im Terskeij-Alatau nur undeutlich ausgebildete Formen der gebundenen Solifluktsion, während im Kungeij-Alatau hervorragend ausgebildete Großformen anzutreffen sind. Die Unterschiede beruhen hier auf dem

Tabelle 10: Vergleichende Betrachtung der Höhenlage verschiedener Grenzen und Stufen in den einzelnen Untersuchungsgebieten im Westteil Hochasiens

Gebirge	NW-Himalaya		NW-Karakorum		Östlicher Pamir		Tien-Shan			
	mittleres Kaghan	oberes Kaghan	Westteil	Osteil	Hochplateau	NE-Abfall (Oytag-Tal)	Krebet. At-Bashi	Terskeij-Alatau	Kungeij-Alatau	Sailijskij-Alatau
Exposition	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S
Waldgrenze	- 3000	- 3300	- 3750	-	-	3150 3300	- 2900	- 2900	- 2850	- 2900
tiefste Vorkommen	3250	3400	3500	3800 3600	3600	3000	2950	2900 (?)	2500	2400
Solifluktiionsgrenze	3400	3750 3500	3700 3750	4000 4000	3900(geh.)	3350 3200	3100	?	2500 2900	2600 2900
Strukturbodengrenze	4050 3950	4300 4100	4300 4200	4400 4300	3900	3750 3400	3900 3700	3600 3500	3600 3500	3500 3350
disk. Permafrost	> 4000	> 4250	4600	4600 (?)	4200	3400	4000	3600	2900 2750	3000
Optimalausbildung	> 4050	> 4150/4300	4500-4600	?	4600-5000(?)	?	4000-4400	3750-4100	3900-4000	3550-4050
Schneegrenze	4400 4300	4800 4600	5200 4800	5300 4900	5500 5100	5000 4700	4500 4300	4100 3900	4100 3900	3900 3700
Solifluktiionsstufe	1000 900	1050 1100	1500 1050	1300 900	1600 1200	1650 1500	1400 1200	? 1050	1600 1000	1300 800
Ausgangsgestein	Granite, Gneise, Schiefer		versch. Schiefer		Schiefer, (Gneise)		Schiefer			v. a. Granite, daneben Schiefer
Klimabedingungen	v. a. Winterniederschläge mit sekundärem rand- bzw. schwach monsonalen Sommermaximum, humid bis semihumid		Winter- und Frühjahrsniederschlagsmaximum, im Westteil schwach monsonaler Einfluß, im Osteil kein monsonaler Einfluß mehr Tallagen semiarid bis arid Hochlagen humid		schwaches Sommerniederschlagsmaximum, Winter niederschlagsarm, auch Hochlagen arid		advektives Frühjahrsniederschlagsmaximum in tieferen Lagen, sekundäres, konvektives Maximum im Sommer in den Hochlagen, Winter niederschlagsarm, abnehmende Niederschläge von Norden nach Süden			

Substrat. Die edaphische Trockenheit des granitischen Materials im Terskeij-Alatau hemmt die Bewegung gegenüber dem schiefrigen Substrat mit besserer Wasserhaltefähigkeit im Kungeij-Alatau.

Eine recht deutliche Parallelität zeigt sich zwischen dem Verlauf der Untergrenze diskontinuierlichen Permafrosts und der Strukturboden-Optimalausbildungszone. In allen Gebirgen finden sich die am deutlichsten ausgebildeten Großformen einer Bodenmusterung im Bereich des tiefsten sommerlichen Auftauens des diskontinuierlichen Permafrosts. Somit bestätigt sich die Annahme KUHLES (1982), daß die Optimalausbildungszone als Indikator für die Reichweite des Permafrosts dienen kann.

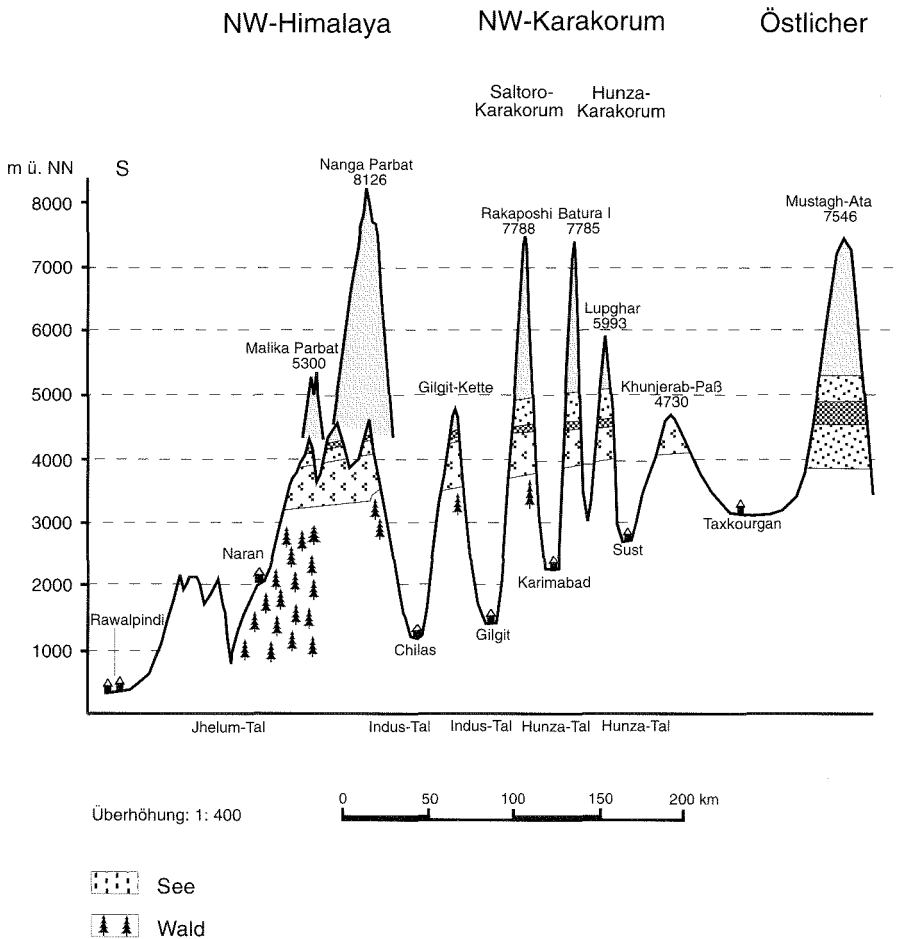


Abb. 28: Morphologisches Höhenstufenprofil im Westteil Hochasiens

In der Vergangenheit wurden zahlreiche Versuche unternommen, Höhengrenzen in Gebirgen mit bestimmten klimatischen Schwellenwerten in Verbindung zu bringen (vgl. KARTE 1979). Tab. 11 gibt einen Überblick der in der Literatur gemachten Angaben.

Vergleicht man diese Angaben mit den entsprechenden Werten aus den einzelnen Untersuchungsräumen (Abb. 29 und Tab. 12), zeigen sich nicht nur eine weitgehende Abweichung von diesen Daten, sondern auch deutliche Differenzen zwischen den einzelnen Gebieten.

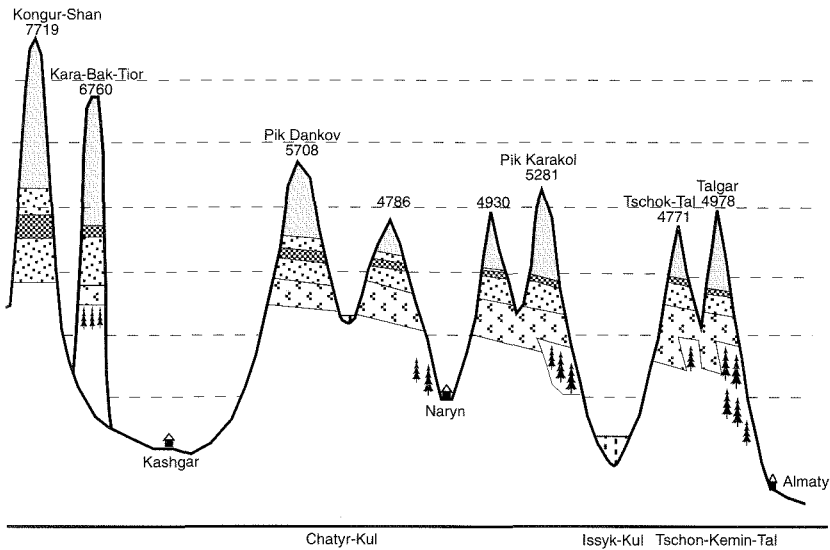
Daß die Waldgrenze, auch wenn sie im Tien-Shan zufällig recht genau mit der 10°-Isotherme des wärmsten Monats zusammenfällt, nicht mit thermischen Mittel-





Pamir

Tien-Shan

Kokshal-Alatau Khrebet At-Bashi Dshetym-Tau Terskeij-Alatau Kungeij-Alatau Sailijskij-Alatau

N



-  Gebundene Solifluktion
-  Ungebundene Solifluktion
-  Strukturboden-Optimalausbildungszone
-  Glaziale Stufe

werten in Verbindung gebracht werden kann, hatte bereits BROCKMANN-JEROSCH (1919) erkannt. Zu dem selben Ergebnis gelangt man beim Vergleich der Juli-Temperaturen an der Waldgrenze von NW-Himalaya und Tien-Shan.

Eine noch größere Streuung zeigt sich bei den Temperaturen an der Schneegrenze. Dies ist allerdings nicht verwunderlich, da sie in erster Linie hygrisch bedingt ist. Somit ist klar, daß sie in niederschlagsreichen Gebirgen tiefer liegt und relativ hohe Mitteltemperaturen zeigt, während sie in niederschlagsarmen Bereichen eine hohe Lage und damit niedrigere Temperaturen aufweist. Modifiziert wird dies noch durch die Breitenlage des jeweiligen Gebirges.

Wie bei der Wald- und Schneegrenze, ist auch bei den geomorphologischen Grenzen (Solifluktionsgrenze und Strukturbodengrenze) keine Korrelation mit bestimmten thermischen Schwellenwerten festzustellen. Solifluktions- und Kryoturba-tionsprozesse sind von einem komplexen Zusammenspiel verschiedener Faktoren abhängig, so daß es einleuchtend erscheint, daß die Grenzziehung nicht auf bestimmte thermische Schwellenwerte reduziert werden kann. Dies wird bereits seit längerer Zeit vermutet (HÖLLERMANN 1976, KELLETAT 1970). Die großen Unterschiede entlang des Profils werden zum einen durch den generell abnehmenden Strahlungsgenuß mit zunehmend höherer Breitenlage zum anderen durch die Höhenlage der Grenzen hervorgerufen. Wo die Grenzen hygrisch bedingt hoch liegen, herrschen verständlicher Weise tiefere Temperaturen. Eine Korrelation mit Wärme- bzw. Kältesummen wäre möglicherweise besser geeignet, allerdings fehlen dazu die entsprechenden Klimadaten.

Daß die Solifluktionsstufe auch nicht unbedingt mit der Stufe der häufigsten Frostwechsel zusammenfällt, wie TROLL (1947) annahm, konnte durch Untersuchungen von HASTENRATH (1960) und FRITZ (1976) in den Alpen nachgewiesen werden. Demnach liegen die häufigsten täglichen Durchgänge durch 0° C wesentlich tiefer im Bereich der Waldstufe. Zu beachten sind weiterhin nur die morphologisch wirksamen, also schneefreien Frostwechsel bei ausreichender Bodenfeuchte. Eine Nachprüfung für die untersuchten Räume konnte nicht durchgeführt werden, da Tages-

Tabelle 11: Angaben zu klimatischen Schwellenwerten bestimmter Höhengrenzen in der Literatur (aus KARTE 1979, RATHJENS 1982)

Waldgrenze	~ 10°-Juli-Isotherme, 400-500 mm N/a
Solifluktionsgrenze	-1 - +1°C-Jahresisotherme
Strukturbodengrenze (Großformen)	< -4-6-Jahresmitteltemperatur
Strukturbodengrenze (Kleinformen)	-2 - +5°C-Jahresmitteltemperatur
Strukturbodengrenze (Miniaturformen)	< +1°C-Jahresmitteltemperatur
kontinuierlicher Permafrost	- 8° - 8,5°C Jahresisotherme
diskontinuierlicher Permafrost (Blockgletscher)	~ -1-2° Jahresisotherme
sporadischer Permafrost	-1 - +2°C-Jahresisotherme
Schneegrenze	eher hygrisch als thermisch bedingt, +4,5-Juliiisotherme

werte von Temperaturminima und -maxima sowie Daten zu Schneedeckendauer und -mächtigkeit und Bodenfeuchte nicht vorliegen. Zudem ist die Frostwechselhäufigkeit nur für Kleinformen der 'Tageszeitsolifluktion' (im Sinne TROLLS 1947) relevant und bewirkt lediglich Unterschiede in der Deutlichkeit der Ausprägung. In Gebirgen, in denen v.a. Kleinformen auftreten, deutet sich ein gewisser Zusammenhang an. Abb. 14 zeigt, daß die Solifluktionsstufe im Karakorum recht genau mit der Stufe der häufigsten Frostwechsel zusammenfällt.

In winterschneearmen und hinreichend feuchten Gebirgen wie dem Tien-Shan, in denen die gesamte Solifluktionsstufe von Großformen charakterisiert ist, ist nicht die Frostwechselhäufigkeit entscheidend, sondern die Intensität des Winterfrostes. Diese Großformen werden nicht durch häufige Frostwechsel sondern durch den jahreszeitlichen Wechsel von tieferreichender winterlicher Bodendurchfrierung und ebenso tiefem sommerlichem Auftauen hervorgerufen. Die häufigen Frostwechsel im Sommerhalbjahr führen lediglich dazu, daß zu den Großformen ein charakteristischer Kleinformenschatz frostbedingter Oberflächenformung hinzutritt.

STINGL (1969) nahm an, daß ein Kausalzusammenhang zwischen den Grenzen frostbedingter Dynamik und der Niederschlagsmenge existieren könnte. Allerdings ist auch hier kein unmittelbarer Zusammenhang festzustellen. Sowohl die Jahresniederschlagsmengen als auch die Niederschlagsmengen während der morphodynamisch aktiven Zeit variieren stark. Es ist offensichtlich nur ein Minimum an Bodenfeuchte erforderlich, damit der Frost formbildend wirksam werden kann. Die Bodenfeuchteverhältnisse werden aber maßgeblich von der Wasserhaltefähigkeit des Substrats sowie von der Menge an Zuschußwasser aus perennierenden Schneeflecken gesteuert, so daß Schwellenwerte des Niederschlags nicht angegeben werden können.

Es zeigt sich also, daß die Grenzen frostbedingter Oberflächenformung nicht mit Klimawerten allein definiert werden können. Bereits HÖLLERMANN (1976, S. 69) wies auf die Überlagerung von Höhen- und Breitenabhängigkeit der aktualgeomorphologischen Höhenstufen und -grenzen hin, die es "aussichtslos erscheinen" läßt, "für geomorphologische Grundbedingungen erdweit gültige Klimakorrelationen aufzuzeigen".

Betrachten wir zuletzt noch den Verlauf von Solifluktionsgrenze und Waldgrenze zueinander. Waldwuchs unterbindet flächenhafte Solifluktion durch die stabilisierende Wirkung des Wurzelwerks. I.d.R. ist deshalb meist nur eine effektive Solifluktionsgrenze ausgebildet, was tiefer liegende Einzelvorkommen auf Waldlichtungen oder Lawinenbahnen ('Solifluktionsflecken' im Sinne KLAERS 1962) nicht ausschließt.

Im NW-Himalaya liegen jedoch selbst die tiefsten Einzelvorkommen über der Waldgrenze, so daß hier die Solifluktionsgrenze tatsächlich die klimatisch-potentielle darstellt. Mit zunehmend höherer Breite liegen die tiefsten Einzelvorkommen z.T. weit unter der Waldgrenze (GORBUNOV 1978, 1991, GORBUNOV & TITKOV 1992,

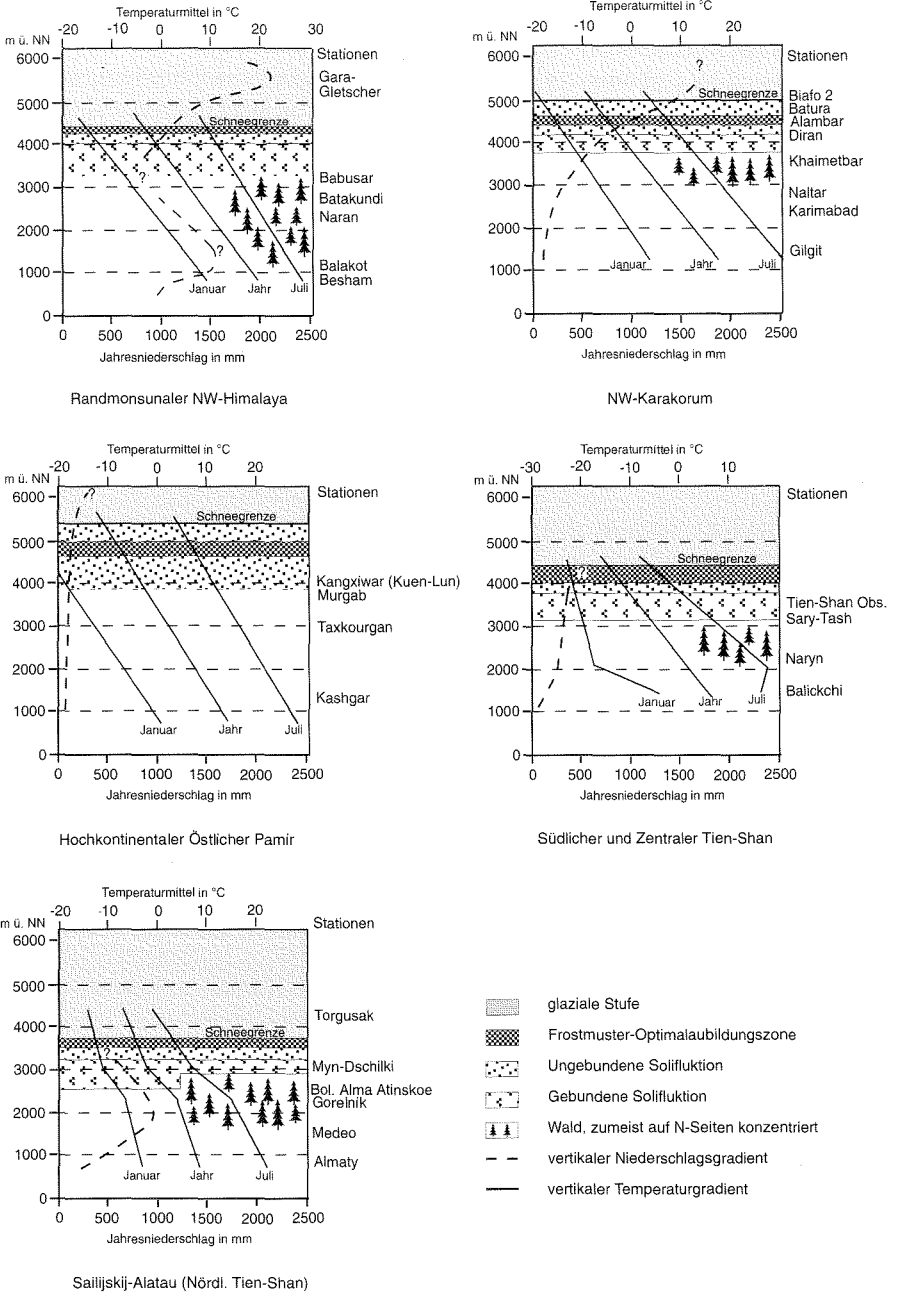


Abb. 29: Korrelation bestimmter Höhengrenzen mit klimatischen Schwellenwerten in verschiedenen Bereichen im Westteil Hochasiens

Tabelle 12: Juli-, Januar- und Jahresmitteltemperaturen verschiedener Höhengrenzen in den verschiedenen Untersuchungsgebieten Hochasiens

Juli	NW-Himalaya	NW-Karakorum	Ostpanir-Plateau	Südl./Zent.	Tien-Shan	Sailijskij-Alatau
Waldgrenze	16°	12°	-	10°	10°	10°
Solifluktsionsgrenze	15°	12°	12°	8°	10° (N) bzw. 12° (S)	
Strukturbodengrenze	11°	10°	12°	0°	6°	6°
Strukturb. Optimalzone	9°	9°	8°	-2°	6°	6°
disk. Permafrost	9°	9°	11°	2°	8°	8°
Schneegrenze	8°	4°	4°	-6°	3°	3°
Januar						
Waldgrenze	-8°	-10°	-	-19°	-10°	-10°
Solifluktsionsgrenze	-9°	-10°	-17°	-20°	-10° (N) bzw. -8° (S)	
Strukturbodengrenze	-12°	-12°	-17°	-22°	-11°	-11°
Strukturb. Optimalzone	-14°	-13°	-22°	-23°	-12°	-12°
disk. Permafrost	-14°	-12°	-20°	-21°	-10°	-10°
Schneegrenze	-15°	-15°	> -25°	-24°	-13°	-13°
Jahr						
Waldgrenze	4°	0°	-	-5°	-1°	-1°
Solifluktsionsgrenze	3°	0°	-2°	-7°	2° (S) bzw. -1° (N)	
Strukturbodengrenze	0°	-3°	-2°	-10°	-3°	-3°
Strukturb. Optimalzone	-2°	-4°	-7°	-11°	-4°	-4°
disk. Permafrost	-2°	-2°	-4°	-10°	-2°	-2°
Schneegrenze	-3°	-8°	-11°	-15°	-5°	-5°

Tabelle 13: Strahlungsgenuß in verschiedenen Expositionen bei 42° nördlicher Breite (nach SCHALATOWA 1956, zit. in FRANZ 1966)

ebene Fläche	100%
30° steiler Hang, südexponiert	137%
30° steiler Hang, westexponiert	90%
30° steiler Hang, ostexponiert	90%
30° steiler Hang, nordexponiert	40%

SCHRÖDER 1995). KUHLE (1987) beschreibt eine Überschneidung von Waldgrenze (= effektive Solifluktionsgrenze) und klimatisch-potentieller Solifluktionsgrenze im zentralen Himalaya. Er begründete dies damit, daß in subtropischen Gebirgen die thermischen Bedingungen für Waldwuchs während der Vegetationsperiode bis in große Höhen gegeben sind, gleichzeitig können im kalten und schneearmen Winter mit hohen täglichen Temperaturamplituden und Frostwechseln Solifluktionsprozesse bis in tiefe Lagen vordringen. In eher ozeanisch-kühlen Gebirgen der Mittelbreiten, wie etwa den Alpen, liegt die Waldgrenze dagegen tief und eine winterliche Schneedecke schützt den Boden vor Solifluktion, so daß v.a. die sommerlichen Frostwechsel morphologisch wirksam werden. Damit ist eine relativ hohe Lage der Solifluktionsgrenze vorgegeben.

M.E. hat dies weniger mit der Breitenlage als vielmehr mit der Kontinentalität und der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge zu tun. In den besuchten Bereichen des NW-Himalaya sind sowohl die Winter sehr schneereich, als auch die Sommer der niedrigen Breitenlage entsprechend warm. Hier werden ausschließlich die Frostwechsel in der schneefreien Zeit des Sommerhalbjahres morphologisch wirksam. Mit zunehmend höherer Breitenlage, was in Hochasien auch zunehmende Kontinentalität bedeutet, schieben sich die tiefsten Einzelvorkommen immer tiefer unter die Waldgrenze (siehe Tab. 10). Im Nördlichen Tien-Shan findet sich in Südexposition sogar flächenhafte Solifluktion in Höhenlagen, in denen auf Nordseiten geschlossener Waldwuchs dominiert. Die winterliche Schneearmut erlaubt ein tiefes Herabreichen von Solifluktion dort, wo kein Waldwuchs auftritt. Aufgrund strahlungsreicher und damit warmer Sommer kann Waldwuchs bis in große Höhen vordringen. Daß Waldwuchs auf die Schattlagen konzentriert bleibt, dürfte, wie bereits erwähnt, auf das Fehlen geeigneter Baumarten und weniger auf eine strahlungsbedingte Trockenheit zurückzuführen sein (RICHTER 1996). Hier zeigt sich also tatsächlich eine Überschneidung von Waldgrenze und klimatisch-potentieller Solifluktionsgrenze, wie sie KUHLE (1987) aus dem zentralen Himalaya beschreibt.

3 Der Faktor Exposition

Seit langem wird auf die großen Differenzen der ökologischen Ausstattung verschiedener Expositionen in Hochgebirgen hingewiesen. Die unterschiedliche

Ausrichtung der Gebirgskämme führt gerade in den strahlungsreichen Subtropen, in denen die Sonnenstrahlung drei- bis viermal so intensiv ist als in übrigen Bereichen der Erdoberfläche, zu ausgeprägten Expositionsgegensätzen im Strahlungshaushalt und damit in den thermischen und hygrischen Bedingungen. Tab. 13 zeigt den unterschiedlichen Strahlungsgenuß verschiedener Expositionen bei 42° nördlicher Breite.

Besonders deutlich drücken sich die unterschiedlichen Verhältnisse in der Lage der Schneegrenze aus. Die Expositionsdivergenz nimmt mit steigender Kontinentalität von 100 m im NW-Himalaya (mittleres Kaghan-Tal) auf 400 m in den zentralen Bereichen des untersuchten Profils zu. Da in den untersuchten Gebieten die Obergrenze der Solifluktionsstufe durch die Schneegrenze vorgegeben wird, zeigen sich hier deutliche Unterschiede. Dies drückt sich in einer größeren Vertikalerstreckung der Stufe vorherrschender frostbedingter Oberflächenformung auf den Südseiten gegenüber den Nordseiten aus. Nach oben ist zwar in verschiedenen Teilen Hochasiens (Karakorum, Ostpamir-Hochplateau, Südlicher Tien-Shan) eine nachlassende Wirksamkeit des Frosts festzustellen, eine klimatisch bedingte Solifluktionsobergrenze, wie sie KUHLE (1982, 1987) aus anderen Bereichen Hochasiens beschreibt, wird in den besuchten Gebirgen aber offensichtlich nicht erreicht. Hier würde sich ebenfalls eine große Differenz zwischen Nord- und Südseiten zeigen.

Auch in der Vegetationshöhenstufung zeigen sich markante Unterschiede. Da die Vegetationsgrenzen auch morphologische Grenzen darstellen, sind auch die Solifluktions- und Strukturbodengrenzen indirekt betroffen. So liegt die Strukturbodengrenze in allen Gebirgen auf den Sonnenhängen mit höherreichender Mattenvegetation höher als auf den Schattenseiten. Eine Ausnahme stellt das Ostpamir-Hochplateau dar, da hier Mattenvegetation fehlt. Formen der frostbedingten Morphodynamik treten hier expositionsunabhängig in mehr oder weniger gleicher Höhenlage auf. Dies hängt damit zusammen, daß es sich hier um Erscheinungen handelt, die durch tageszeitlichen Frostwechsel hervorgerufen werden. Für sie sind die nächtlichen Temperaturen entscheidend, die kaum Expositionsunterschiede aufweisen, höchstens insofern, als eine stärkere Erwärmung der Südseiten tagsüber die nächtliche Abkühlung etwas verzögert. Dies trifft auch für die tiefsten Einzelvorkommen in den übrigen Untersuchungsgebieten zu, die ebenfalls i.d.R. Kleinformen darstellen.

In den Hochlagen relativ feuchter Gebirge zeigt sich dagegen eine gewisse Bevorzugung der Südseiten, da hier die Auftautiefe und damit die Tagestemperaturen entscheidend sind. Die Strahlungsgunst der Südseiten führt zu einem tieferen Auftauen und damit zu erhöhter Morphodynamik gegenüber den Nordseiten (vgl. KARRASCH 1977, KUHLE 1982).

Die höhere Strahlung in Südexposition kann sich allerdings auch hemmend auswirken, da die Bodenfeuchte leichter verdunstet. Zudem geht ein Großteil des gefallenen Schnees durch Sublimation verloren, der dem Boden dann nicht mehr als

Feuchtigkeit zur Verfügung steht. Gerade in ohnehin trockenen Gebirgen werden so auf den Nordseiten deutlichere Formen ausgebildet.

4 Ausblick und weiterer Forschungsbedarf

Die Ausführungen dieser Arbeit beruhen auf Geländebeobachtungen und sind nur teilweise durch konkrete Meßdaten belegt. Eine Aufgabe für die Zukunft stellt die Verifizierung der hier gemachten, z.T. hypothetischen Aussagen mittels längerfristiger Meßreihen zu Bodentemperatur, Bodenfeuchte, Bewegungsraten, etc. dar. Auch fehlen Detailuntersuchungen zur kleinräumigen Differenzierung, die hier bewußt ausgeklammert wurden, um Aussagen zum großräumigen Verlauf machen zu können. Gerade der Einfluß des Substrats bei gleicher klimatischer Ausstattung auf die Ausbildung der Formen sowie den Grenzverlauf vorherrschender Formung, auf den in dieser Arbeit nur am Rande eingegangen werden konnte, verdient eine genauere Untersuchung. Daneben bleiben auch klimatologische Fragen offen, etwa zur Niederschlagsgenese auf der Nordostabdachung des Ostpamir oder zum vertikalen Wandel von Niederschlag und Temperatur in den Gebirgen Hochasiens, über die noch wenig bekannt ist.

Zusammenfassung

Solifluktion und Kryoturbation sind ein seit langem in der Geomorphologie behandeltes Thema. Da die frostbedingte Oberflächenformung neben zahlreichen anderen Faktoren maßgeblich von den klimatischen Bedingungen eines Raumes abhängen, bieten sich Vergleiche zwischen klimatisch unterschiedlich ausgestatteten Gebieten an. Solche vergleichenden Untersuchungen wurden in der Vergangenheit in den verschiedensten Teilen der Erde durchgeführt. Bis heute liegen jedoch, abgesehen von einigen wenigen Einzeluntersuchungen, noch keine überregionalen Betrachtungen zum planetarischen und peripher-zentralen Wandel (im Sinne LAUTENSACHS 1952) frostbedingter Oberflächenformung und deren Grenzen aus den Bereichen des westlichen Hochasiens vor.

In einem ersten, allgemeinen Teil werden grundlegende Sachverhalte zum behandelten Themenkomplex (Einflußfaktoren, Formeninventar, Genese der Formen) vorgestellt, um häufige Wiederholungen im folgenden Regionalteil zu vermeiden. Hier werden die betreffenden Formen, die Grenzen sowie die innere Differenzierung der Solifluktionsstufe von insgesamt elf verschiedenen Gebirgstteilen im Westteil Hochasiens, die im Zuge der Geländearbeiten besucht wurden, vom NW-Himalaya auf der Südabdachung des Hochlandblockes bis zum Nördlichen Tien-Shan, der die Nordgrenze Hochasiens bildet, aufgezeigt. Die einzelnen Bereiche unterscheiden sich hinsichtlich ihrer klimatischen Ausstattung recht deutlich voneinander. Die Südlichen Bereiche (NW-Himalaya, Westteil des NW-Karakorum) wei-

sen neben einem Niederschlagsmaximum im Winter/Frühjahr einen rand- bzw. schwachmonsunalen Einfluß im Sommer auf. Dieser monsunale Feuchteinput fehlt im Ostteil des NW-Karakorum bereits. Konvektive Niederschläge führen hier neben den Winter-/Frühjahrsniederschlägen zu einem schwachen Sekundärmaximum im Sommer. Die Lage im Lee umgebender Gebirgsketten ruft außerordentlich aride Verhältnisse auf dem Hochplateau des Östlichen Pamir hervor. Während die Wintermonate äußerst niederschlagsarm sind, bringt Konvektion im Sommerhalbjahr einen geringfügigen Anstieg der Niederschläge. Hier vollzieht sich zudem der Übergang von den subtropischen Bereichen zu den kühlgemäßigten Breiten. Im Tien-Shan schließlich liegt das Niederschlagsmaximum in tieferen Lagen im Frühjahr, in den Hochlagen des Gebirges verschiebt es sich auf die Sommermonate (Konvektion). Die Winter sind niederschlagsarm.

Im dritten Abschnitt der Arbeit werden die Untersuchungsergebnisse aus den verschiedenen Bereichen in einer überregionalen Betrachtung gegenübergestellt. Aufgrund der unterschiedlichen Klimaverhältnisse waren deutliche Differenzen im solifluidalen und kryoturbativen Formenschatz zwischen den einzelnen Gebirgen sowie im Grenzverlauf zu erwarten. Interessant ist aber, daß grundlegende klimatische Unterschiede nicht zwangsläufig große Differenzen in der frostbedingten Morphodynamik aufweisen müssen. So zeigen beispielsweise das winterschnee-reiche mittlere Kaghan-Tal und das winterschneearme Ostpamir-Hochplateau überraschende Ähnlichkeiten hinsichtlich der morphologischen Wirksamkeit des Frosts. Zwar bestehen deutliche Unterschiede in der Stockwerksgliederung der Solifluk-tionsstufe – im NW-Himalaya in einen Bereich gebundener und einen Bereich ungebundener Solifluktion, auf dem Ostpamir-Hochplateau dagegen ein Zusammenfallen von gehemmter und ungebundener Solifluktion – allerdings dominieren in beiden Bereichen Kleinformen der 'Tageszeitensolifluktion' die durch tageszeitliche Frostwechsel im Sommerhalbjahr entstehen. Ist es im einen Fall die mächtige Winterschneedecke, die durch jahreszeitlichen Frost hervorgerufene Großformen verhindert, ist es im anderen Fall die extreme Trockenheit des Bodens zum Zeitpunkt des herbstlichen Einfrierens.

Die insgesamt günstigsten Voraussetzungen für frostbedingte Morphodynamik innerhalb des untersuchten Profils bieten die drei nördlichen Ketten des Tien-Shan, der Sailijskij-, der Kungeij- und der Terskeij-Alatau. Die geringen Winterniederschläge erlauben ein tiefreichendes Einfrieren des Bodens bzw. den erneuten Aufbau des im Sommer oberflächlich aufgetauten Permafrosts. Dieser jahreszeitliche Gefrier-Tau-Zyklus ermöglicht die Ausbildung von Großformen. Gleichzeitig sind die Sommermonate in den entsprechenden Höhenlagen so kühl, daß fast täglich Frostwechsel auftreten können. Dies führt zur Vergesellschaftung von Groß- und Kleinformen. Kleinräumige Unterschiede werden von Vegetation, Substrat oder Bodenfeuchte hervorgerufen.

Die Solifluktions- und Strukturbodengrenzen steigen wie Wald- und Schnee-grenze generell peripher-zentral an. Der Anstieg verläuft jedoch nicht streng parallel.

Da die Waldgrenze weniger deutlich ansteigt als die Schneegrenze, ist eine Ausweitung der Soliflukstionsstufe mit zunehmender Kontinentalität festzustellen. Dies ist seit langem bekannt. Allerdings zeigen sich innerhalb des untersuchten Profils immer wieder Sprünge der Soliflukstionsgrenze, die eine Einengung der Soliflukstionsstufe zur Folge haben. Der Grund dafür liegt in der zu großen Trockenheit im mittleren Höhengniveau bestimmter Gebirge (z.B. Ostteil des NW-Karakorum). Die Soliflukstionsgrenze wird hier in Höhen verschoben, die ein Minimum an Bodenfeuchte aufweisen, das zur Ausbildung der hier behandelten Formen notwendig ist. Da sich die Schneegrenze nicht unbedingt um den selben Betrag nach oben verschiebt, kann sich so die Soliflukstionsstufe gelegentlich wieder verschmälern. Die Einengung der Stufe erfolgt in diesen Bereichen zu Lasten der gebundenen Solifluktion.

Der Monsun übt in den besuchten Bereichen keinen unmittelbaren Einfluß auf Solifluktion und Kryoturbation aus, da er eine nur flache Luftströmung ist, die 3500 m ü. NN kaum überschreitet und somit die Soliflukstionsstufe kaum noch berührt. Zudem treten in den Sommermonaten im Bereich der Soliflukstionsstufe kaum mehr Fröste auf. Dies trifft zumindest für Bereiche zu, in denen Winterniederschläge dominieren. In wintertrockenen Monsungebieten dürfte er dagegen für eine gute Bodendurchfeuchtung zum Zeitpunkt des herbstlichen Einfrierens sorgen und damit ausgesprochen günstige Voraussetzungen für die Ausbildung von Großformen frostbedingter Morphodynamik schaffen (siehe dazu KUHLE 1982). Eine gewisse Bedeutung kommt dem Monsun insofern zu, als er im Westteil des NW-Karakorum Waldwuchs ermöglicht und somit die effektive Soliflukstionsgrenze in Nordexposition anhebt. Eine aufgrund der stärkeren Bewölkung im Sommer herabgesetzte Verdunstung mag sich zudem günstig auf die Bodenfeuchteverhältnisse auswirken.

Hinsichtlich des Einflusses des Substrats kann festgehalten werden, daß Substrate mit besserem Wasserhaltevermögen im Bereich geschlossener Vegetation eindeutig bevorzugt sind. So konnten in den Tien-Shan-Ketten des Kungeij- und Terskeij-Alatau bei nahezu gleicher klimatischer Ausstattung und Exposition deutliche Dimensionsunterschiede gebundener Soliflukstionsformen zwischen granitischen und schiefrigen Substraten beobachtet werden. Von einer generellen Uneignung von Graniten für frostbedingte Oberflächenformung, wie sie von verschiedenen Autoren (HÖLLERMANN 1967, ROST 1992, STINGL 1969) beschrieben wird, kann allerdings keine Rede sein. Die deutlichsten Strukturboden-Großformen finden sich in sämtlichen besuchten Gebieten im Granit.

Summary

Solifluction and cryoturbation are topics of great interest in the study of geomorphology; for that reason quite a number of scientific research projects have since been carried out. As surface formation caused by frost effects in addition to numerous other factors depends to a great extent on climatic conditions of a certain region, a comparison between areas of different climatic features seems to be a good

starting point. In the past comparative research of that kind was carried out in various parts of the world. Apart from a very small number of isolated research projects any transregional scientific studies on the planetary and peripheral-central change (according to LAUTENSACH 1952) of surface formation generated by frost effects and their respective boundaries in areas of the western part of High Asia have not yet been undertaken.

The first general part of this article deals with the basic principles of the topic (factors of influence, differentiation and genesis of forms, etc.) in order to avoid frequent repetitions in the following regional part. This second part shows the respective forms, the boundary line as well as the interior differentiation of the solifluction belt of altogether eleven different mountain sections in the western part of High Asia, which were being visited in the course of field work activities. The area described ranges from the north-western Himalaya on the southern declivity of the upland block to the northern Tien-Shan, which forms the northern boundary of High Asia. The particular areas differ quite distinctly in terms of their climatic features. The southern regions (i.e. the NW-Himalaya and the western part of the NW-Karakoram) are characterized by a maximum of precipitation in winter/spring as well as by a peripheral or slight monsoonal effect in summer. In the eastern part of the NW-Karakoram this monsoonal humidity input is already lacking. Here convective precipitation in addition to winter/spring rainfall leads to a minor secondary maximum in summer. The topographical position in the downstream leeward slope of the surrounding mountain ranges causes extreme arid conditions on the eastern Pamir high plateau. Due to convective effects a slight increase in the amount of rainfall can be observed in the summer months, whereas there is almost a lack of precipitation in winter. This area also represents the transitional zone between subtropical regions and latitudes with a cool-temperate climate. The Tien-Shan is characterized by a maximum of precipitation in spring at lower elevation; in higher parts of the mountain range a shift towards the summer months (convection) occurs, whereas the winter months are relatively arid.

In the third paragraph of the paper the results of the different areas are contrasted in terms of a transregional scope. According to different climatic conditions distinctive differences both in the solifluidal and cryoturbative forms between the respective mountain ranges as well as in the vicinity of the boundary line were to be expected. It is but of interest that fundamental climatic differences do not consequently have to result in a great differentiation of morphodynamics generated by frost effects. The Central Kaghan-Valley, for example, which is rich in hibernal snow, and the eastern Pamir high plateau, characterized by a lack of hibernal snow, show surprising similarities in terms of the morphological effects of frost. The vertical structure of the solifluction belt differs distinctly – in the NW-Himalaya areas of free and bound solifluction can be observed; on the eastern Pamir high plateau, on the contrary, retarded and free solifluction coincide – though in both areas microforms of solifluction generated by shortterm frost activity dominate, originating from daily freeze-thaw-

cycles in the summer months. In one case it is the thick hibernal snow cover impeding the formation of macroforms generated by seasonal frost; on the other hand, the same effect can be caused by extreme aridity of the soil at the time of freezing in autumn. The three northernmost ranges of the Tien-Shan, the Sailijskij-, Kungeij- and Terskeij-Alatau, provide the best basis for morphodynamics generated by frost within the examined profile. Due to only slight hibernal precipitation the soil freezes to a great depth and reformation processes of the permafrost, thawed on the surface in summer, take place. This seasonal freeze-thaw-cycle enables the formation of macroforms. Likewise the summer months are so cool at the respective elevations that on almost every day there is a possibility of encountering freeze-thaw-cycles, leading to the combination of macro- and microforms. Small-scale differences are brought about by vegetation, substrate or soil humidity.

In general, a peripheral-central rise of the lower limit of solifluction and patterned ground exists, as it is the case with the tree- and snowline. However, the above mentioned rise does not occur in an absolute parallel way. As the rise of the treeline compared to the snowline is less distinctly marked, an extension of the solifluction belt with increasing continentality can be observed – a well-known fact for quite some time. On the other hand, the examined profile shows a rather frequently occurring discontinuity of the lower solifluction limit, resulting in a less extended solifluction belt. The reason for this is the extreme aridity of certain mountain ranges, especially at medium range elevation (alpine meadow vegetation) (e.g. in the eastern part of the NW-Karakoram). Here the lower solifluction limit is raised to higher areas, characterized by a minimum of soil humidity necessary for the formation of the forms described in the paper. As the rise of the snowline does not necessarily have to be of the same amount, the solifluction belt occasionally becomes smaller in extension again. Here the limitation of the belt occurs at the expense of bound solifluction.

The monsoon does not have a direct influence on solifluction and cryoturbation in the areas visited, as the monsoon is an air flow of only low vertical extension up to a maximum of 3500 m above sea level. Another reason is that hardly any frosts occur within the solifluction belt in the summer months, at least in areas dominated by hibernal precipitation. In areas characterized by arid conditions in winter, on the contrary, the monsoon is expected to increase the soil humidity at the point of autumnal freezing to a level that is an exceptionally good basis for the formation of macroforms resulting from morphodynamics by frost effects (confer also KUHLE 1982). A certain significance is attributed to the phenomenon of monsoon in so far as in the western part of the NW-Karakoram the occurrence of forests at least on the northern slopes becomes possible; this means that the effective lower solifluction limit is raised in northern exposition. A decreased evaporation rate according to higher cloud activity in summer might also have favourable effects on soil humidity.

In terms of the influence of the substrate can be noted that types of substrate with an increased water capacity are definitely favoured in areas with dense vegetation cover. In the Tien-Shan ranges of the Kungeij- and Terskeij-Alatau, for example,

distinctive dimensional differences of bound solifluidal forms between granitic and shistic substrates could be observed, although both areas are characterized by the same climatic features and exposition. Indications that granites in general are an unsuitable base for surface formation generated by frost effects – as described by various authors (HÖLLERMANN 1967, ROST 1992, STINGL 1969) – cannot by all means be found. The most striking patterned ground macroforms occur in granite sections in all areas visited.

Резюме

Солифлюкция и криотурбация являются давно обсуждаемой темой в геоморфологии. Так как криогенные поверхностные формы, наряду с многочисленными другими факторами в большой степени зависят от климатических условий, предлагается сравнение между областями с различными климатическими условиями. Подобные сравнительные исследования уже проводились в различных частях Земли. Однако же до сегодняшнего дня, за исключением нескольких отдельных работ, еще не проводилось исследований межрегиональных, пространственных, периферийно-центральных изменений (как это представил LAUTENSACH 1952) криогенных поверхностных форм и их границ в западной части высокогорной Азии. В первой общей части представлены основные положения обсуждаемого комплекса тем (факторы влияния, инвентаризация и генезис форм и т.д.), чтобы исключить неизбежные повторения в дальнейшем.

Во второй части представлены встречающиеся криогенные поверхностные формы, границы их распространения, включая внутреннюю дифференциацию солифлюкционных террас, которые были выполнены в ходе полевых исследований в десяти различных горных регионах высокогорной Азии: от Северо-Восточных Гималаев по южному макросклону высокогорных блоков до Северного Тянь-Шаня, который образует северную границу высокогорной Азии. Отдельные области резко отличаются друг от друга своими климатическими условиями. Южные области (Северо-Западные Гималаи, западная часть Северо-Западного Каракорума) проявляют наряду с максимумом осадков зимней слабее, крайнее муссонное влияние в летний период. Это муссонное увлажнение уже отсутствует в восточной части Северо-Западного Каракорума. Конвекционные осадки приводят здесь, наряду с зимне-весенним максимумом, к слабому вторичному летнему максимуму. Расположение с подветренной стороны окружающих горных цепей вызывает сильно аридные условия на высокогорных плато Восточного Памира. В то время, как зимние месяцы бедны осадками, конвекционные процессы приводят к увеличению осадков в летний период. Здесь происходит переход от субтропических областей к холодно-умеренным широтам. В Тянь-Шане максимум осадков приходится на середину весны, в высокогорьях он сдвигается на летние месяцы (в результате конвекции), зима отличается малым количеством осадков.

В третьей части работы сопоставляются результаты исследований в различных регионах. На основе различных климатических условий ожидалась четкая дифференциация в криогенных и солифлюкционных типах форм между отдельными регионами и в расположении границ. Но любопытным является тот факт, что основные климатические различия не проявляются в четкой дифференциации криогенной морфодинамики. Так, например, многоснежная в зимний период долина среднего Кагхана (Гималаи) и малоснежное высокогорное плато Восточного Памира показывают неожиданную схожесть морфологической морозной деятельности. Хотя и имеются четкая дифференциация в размещении этажей солифлюкционных террас в Северо-Западных Гималаях (в отношении связанной и несвязанной солифлюкции), на высокогорном плато Восточного Памира наоборот происходит совпадение связанной и несвязанной солифлюкции; во всех других случаях в обеих областях доминируют малые формы "суточной" солифлюкции, образующейся в результате суточного промерзания-оттаивания в летние месяцы. Это объясняется в первом случае мощным снежным покровом, препятствующим возникновению крупных форм, во втором случае такой эффект объясняется экстремальной сухостью почв к периоду осеннего промерзания.

В целом, наиболее благоприятные предпосылки для криогенной морфодинамики в рамках исследованного профиля, представлены в трех северных хребтах Тянь-Шаня: в Зайлийском, Кунгей и Терской Алатау. Небольшое количество осадков способствует глубокому промерзанию почв, соответственно возобновляется структура оттаявшего летом слоя промерзших грунтов. Этот многократный цикл промерзания-оттаивания способствует возникновению крупных солифлюкционных форм. В то же время, в летние месяцы на соответствующих высотах настолько холодно, что почти ежедневно можно наблюдать процессы промерзания-оттаивания. Это приводит к образованию генетических ассоциаций солифлюкции больших и малых форм. Различия на небольших пространствах вызваны растительностью, строением или увлажненностью почв.

Границы солифлюкции и структурных грунтов поднимаются, как снеговая граница и граница леса, в основном от периферии к центру. Но это повышение границ происходит все же не строго параллельно. Так, как граница леса повышается более резко, чем снеговая граница, расширение зоны солифлюкционных террас должно устанавливаться с учетом увеличения континентальности, что является известным фактом. Правда, в рамках исследованного профиля наблюдаются постоянные скачки границы распространения солифлюкции, которые приводят к сужению солифлюкционной террасы. Причина этого - в большой сухости в среднем высотном поясе определенных горных систем (например, восточная часть Северо-Западного Каракорума). Солифлюкционная граница поднята здесь на высоту, для которой характерен минимум влажности почвы, что является исходным для образования здесь обсуждаемой формы. Так как снеговая граница не обязательно сдвигается на ту же величину вверх, солифлюкционная терраса может иногда снова уменьшаться.

Муссоны не оказывают в исследуемых областях непосредственного влияния на солифлюкционные и криогенные процессы, так как они являются плоскими воздушными течениями, едва ли превышающими 3500 м н.у.м. и, к тому же, в летние месяцы в области распространения солифлюкционных террас очень редки отрицательные температуры. Это отмечено в регионах, в которых преобладает зимний максимум осадков. В сухих зимой муссонных областях он, наоборот, мог бы содействовать хорошему насыщению почв влагой к моменту осеннего промерзания и, таким образом, создавать бесспорные предпосылки для образования крупных форм криогенной морфодинамики (см. также Кунле 1982). Некоторое известное значение в этом отношении вносит муссон делая возможным произрастание леса в западной части Северо-Западного Каракорума тем самым поднимая деятельную границу солифлюкции на склонах северной экспозиции. Незначительное из-за сильной облачности летом испарение может к тому же благоприятно отражаться на условия увлажнения почв.

В отношении влияния субстрата можно установить, что субстрат с лучшим водоснабжением с сомкнутым растительным покровом однозначно имеет предрасположенность к развитию солифлюкции. Так, в хребтах Тянь-Шаня Кунгей и Терской Алатау при почти равных климатических условиях и экспозициях можно наблюдать различия в размерах форм связанной солифлюкции между гранитными и сланцевыми субстратами. О "непригодности" гранитов для криогенных процессов, как это описано различными авторами (HOELLERMANN 1967, ROST 1992, STINGL 1969) не может быть и речи. Значительные формы структурных почв находятся во всей исследуемой области именно на гранитах.

Literatur

- ABT, P., F. BACHMANN, J. BÜHLER & G. FURRER (1971): Neue Beobachtungen an arktischen Strukturformen. In: *Geographica Helvetica* Bd. 26, S. 115 - 121.
- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. 440 S., Stuttgart.
- BARSCHE, D. (1977): Alpiner Permafrost – Ein Beitrag zur Verbreitung, zum Charakter und zur Ökologie am Beispiel der Schweizer Alpen. In: *Abh. der Akademie der Wissenschaften, Math.-Phys. Klasse 3*, 31, S. 118 - 141.
- BARSCHE, D. (1980): Die Beziehung zwischen der Schneegrenze und der Untergrenze der aktiven Blockgletscher. In: JENTSCH, C. & LIEDTKE, H. (Hrsg.): *Höhengrenzen in Hochgebirgen. Arbeiten aus dem Geogr. Institut der Universität des Saarlandes* 29, S. 119 - 133, Saarbrücken.
- BARSCHE, D. (1988): Rock glaciers. In: CLARK, M. J. (Hrsg.): *Advances in periglacial geomorphology*. Chichester et al., S. 69 - 90.
- BERG, L. S. (1959): Die geographischen Zonen der Sowjetunion. Bd. 2, Leipzig.
- BÖHMER, J. (1993): Die Vegetation im Einzugsgebiet des Glatzbaches (Südl. Hohe Tauern) unter besonderer Berücksichtigung von Morphodynamik, Sukzession und sommertouristischer Trittbelastung. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geographie Univ.-Erlangen/Nürnberg, 84 S.
- BÖHNER, J. (1996): Säkulare Klimaschwankungen und rezente Klimatrends Zentral- und Hochasiens. *Göttinger Geogr. Abh.* H. 101, 166 S.
- BRANDT, B. (1917): Beiträge zur Kenntnis der Rasenabschälung. In: *Geogr. Zeitschrift* 23, S. 430 - 436.
- BROCKMANN-JEROSCH, H. (1919): Baumgrenze und Klimacharakter. Beiträge zur geobotanischen Landesaufnahme 6, S. 1 - 255, Zürich.
- BÜDEL, J. (1937): Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vergletscherten Teil Mitteleuropas. In: *Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft* 229, 71 S.
- BÜDEL, J. (1977): *Klima-Geomorphologie*, 304 S., Berlin, Stuttgart.
- BYKOV, B. A. (1978): The upper boundary of the forest in the Tien Shan, USSR. In: *Arctic and alpine research*, Vol. 10/2, S. 423 - 424.
- CONRAD, V. (1937): Zur Definition des Monsuns. In: *Meteor. Zeitschrift* 54, S. 313 - 317.
- DOMRÖS, M. & G. PENG (1988): *The Climate of China*. Berlin, 360 S.
- EMBLETON, C. & C. A. M. KING (1975): *Periglacial geomorphology. – Glacial and periglacial geomorphology*, 2d ed., 2. 203 S., London.
- ESCHER, H. (1973): Zur Bestimmung des Niveaus 365 in den Schweizer Alpen. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl. Band* 16, Berlin, Stuttgart, S. 90 - 103.
- FLOHN, H. (1956): Zum Klima der Hochgebirge Zentralasiens II. In: *Meteorologische Rundschau*, Jg. 9, H5/6, S. 85 - 88.
- FLOHN, H. (1959): Bemerkungen zur Klimatologie von Hochasien. Aktuelle Schneegrenze und Sommerklima. In: v. WISSMANN, H.: *Die heutige Vergletscherung in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eiszeit*. *Abh. Math.-nat. Kl. Akad. Wiss.* 14, S. 1103 - 1431, Wiesbaden.
- FLOHN, H. (1969): Zum Klima und Wasserhaushalt des Hindukuschs und der benachbarten Hochgebirge. *Erdkunde* 23, 205 - 215.

- FLOHN, H. (1970): Elements of a synoptic climatology of the Indo-Pakistan Subcontinent. In: Bonner Meteorol. Abh. H. 11, S. 5 - 28.
- FRANZ, H.-J. (1966): Die landschaftlichen Höhenstufen in Hochgebirgen des asiatischen Teils der UdSSR. In: Geogr. Berichte 11, S. 122 - 135 u. S. 209 - 240.
- FREUND, R. (1972): Vergleichende Betrachtung von Kleinformen der Solifluktion im Raume Mittelbünden (Schweiz), auf West-Spitzbergen und am Kilimandjaro. Inaugural-Dissertation Uni Zürich, 111 S.
- FRIEDERICHSEN, M. (1904): Forschungsreise in den zentralen Tienschan und Dsungarischen Alatau. Mitteilungen der Geogr. Gesellschaft Hamburg Bd. 20.
- FRITZ, P. (1976): Gesteinsbedingte Standorts- und Formendifferenzierung rezenter Periglazialerscheinungen in den Ostalpen. In: Mitt. der Öster. Geogr. Gesellschaft, Bd. 118, S. 237 - 272, Wien.
- FURRER, G. (1965): Die Höhenlage von subnivale Bodenformen. Habil.-Schrift, Univ. Zürich.
- FURRER, G. (1986): Solifluidale Bodenformen und Gliederung der subnivale Höhenstufe im Braldo- und Biafotal (Karakorum). In: KUHLE, M. (Hrsg.): Internationales Symposium über Tibet und Hochasien, Göttinger Geogr. Abh. 81, S. 143 - 144.
- FURRER, G. & P. FITZE (1970): Die Hochgebirgsstufe – Ihre Abgrenzung mit Hilfe der Solifluktionsgrenze. In: Geographica Helvetica, 25. Jg., Bern, S. 156 - 161.
- FURRER, G. & R. FREUND (1973): Beobachtungen zum subnivale Formenschatz am Kilimandjaro. In: Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl. Bd. 16, S. 180 - 203, Berlin, Stuttgart.
- GAMPER, M. (1987): Mikroklima und Solifluktion: Resultate von Messungen im Schweizerischen Nationalpark in den Jahren 1975-1985. Göttinger Geographische Abhandlungen, H. 84, S. 31 - 44.
- GRAF, K. (1971): Die Gesteinsabhängigkeit von Solifluktionsformen in der Ostschweiz und in den Anden Perus und Boliviens. In: Geographica Helvetica 26, S. 160 - 162.
- GRAF, K. (1973): Vergleichende Betrachtungen zur Solifluktion in verschiedenen Breitenlagen. In: Zeitschrift für Geomorphologie Suppl. Bd. 16, S. 104 - 154, Berlin, Stuttgart.
- GRAF, K. (1976): Zur Mechanik von Frostmusterungsprozessen in Bolivien und Equador. In: Zeitschrift für Geomorphologie N. F. 20, S. 417 - 447.
- GOLDTHWAIT, R. P. (1976): Frost sorted patterned ground: A review. In: Quaternary Research 6, S. 27 - 35, New York.
- GORBUNOV, A. P. (1978): Permafrost Investigations in High-Mountain Regions. In: Arctic and Alpine Research, Vol. 10, No. 2, S. 283 - 294.
- GORBUNOV, A. P. (1991): Ploughing Blocks of the Tien Shan. In: Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 2, S. 237 - 243.
- GORBUNOV, A. P. & S. N. TITKOV (1992): Dynamics of Rock Glaciers of the Northern Tien Shan and the Djungar Ala Tau, Kazakhstan. In: Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 3, S. 29 - 39.
- GRECO, A. (1989): Tectonics and metamorphism in the Western Himalayan syntaxis area. Diss. ETH Zürich.
- GRÖTZBACH, E. (1989): Kaghan – Zur Entwicklung einer peripheren Talschaft im Westhimalaya (Pakistan). In: HASERODT, K. (Hrsg.): Hochgebirgsräume Nordpakistan im Hindukusch, Karakorum und Westhimalaya. Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie, H. 2, S. 1-18. TU Berlin.

- HAGEDORN, J. (1970): Zum Problem der Glatthänge. In: Zeitschrift für Geomorphologie 14, S. 103 - 113, Berlin, Stuttgart.
- HASERODT, K. (1994): Lawinenfußgruben und Lawinenfußschuttwälle im oberen Kaghantal. In: HASERODT, K. (Hrsg.): Physisch-geographische Beiträge zu Hochgebirgsräumen Nordpakistan und der Alpen. Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie H. 7, S. 115 - 127, TU Berlin.
- HASTENRATH, S. (1960): Klimatische Voraussetzungen und großräumige Verteilung der Froststrukturböden. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. 4, S. 69 - 73, Berlin.
- HEINE, K. (1977a): Zur morphologischen Bedeutung des Kammeises in der subnivalen Zone randtropischer semihumider Hochgebirge. Beobachtungen aus Mexico in den Jahren 1971 - 1975. In: Zeitschrift für Geomorphologie N. F. 21, S. 57 - 78.
- HEINE, K. (1977b): Beobachtungen und Überlegungen zur eiszeitlichen Depression von Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Tropen und Subtropen. In: Erdkunde 31, S. 161 - 178.
- HEUBERGER, H. (1980): Die Schneegrenze als Leithorizont in der Geomorphologie. In: JENTSCH, CH. und LIEDTKE, H. (Hrsg.): Höhengrenzen in Hochgebirgen, Arbeiten aus dem Geograph. Institut der Universität des Saarlandes, Bd. 29, Saarbrücken, S. 35 - 48.
- HEWITT, K. (1989): The altitudinal organisation of Karakoram geomorphic processes and depositional environments. In: Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Suppl. Bd. 76, S. 9 - 22, Berlin, Stuttgart.
- HÖGBOM, B. (1914): Über die geologische Bedeutung des Frostes. In: Bull. Geol. Inst. Upsala 12, S. 257 - 390.
- HÖLLERMANN, P. (1964): Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe). In: Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd. 4, 257 S, Berlin, Stuttgart.
- HÖLLERMANN, P. (1967): Zur Verbreitung rezenter periglazialer Kleinformen in den Pyrenäen und Ostalpen, Göttinger Geogr. Abh. 40, 198 S.
- HÖLLERMANN, P. (1972): Zur Frage der unteren Strukturbodengrenze in Gebirgen der Trockengebiete. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. Suppl. Bd. 15, S. 156 - 166.
- HÖLLERMANN, P. (1974): Aride und periglaziale Prozesse in der subtropischen Gebirgs-Halbwüste von Hoch-Teneriffa. In: POSER, H. (Hrsg.) (1974), Abh. der Akademie der Wissenschaften, math.- phys. Klasse 3, 29, S. 333 - 353.
- HÖLLERMANN, P. (1976): Probleme der rezenten geomorphologischen Höhenstufung im Rahmen einer vergleichenden Hochgebirgsgeographie. In: 40. Dt. Geographentag Innsbruck, 1975, Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, S. 61 - 75, Wiesbaden.
- HÖLLERMANN, P. (1977): Die periglaziale Höhenstufe der Gebirge in einem West-Ost-Profil von Nordiberien zum Kaukasus. In: POSER, H. (Hrsg.): Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in der heutigen periglazialen Höhenstufe der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator. Abh. Der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, S. 238 - 260.
- HÖLLERMANN, P. (1983): Blockgletscher als Mesoförmern der Periglazialstufe. In: Bonner Geographische Abhandlungen 67, S. 1 - 73.
- HÖLLERMANN, P. (1985): The periglacial belt of mid-latitude mountains from a geoecological point of view. In : Erdkunde Bd. 39, S. 259 - 270.

- HÖLLERMANN, P. & H. POSER (1977): Grundzüge der räumlichen Ordnung in der heutigen periglazialen Höhenstufe der Gebirge Europas und Afrikas. Rückblick und Ausblick. In: POSER, H. (Hrsg.): Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in der heutigen periglazialen Höhenstufe der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator. Abh. Der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, S. 333 - 354.
- HÖVERMANN, J. (1954): Über glaziale und "periglaziale" Erscheinungen in Erithrea und Nordabessinien. In: Veröffentl. Akad. F. Raumforschung u. Landesplanung 28, S. 87 - 111.
- HÖVERMANN, J. (1960): Über Strukturböden im Elburs (Iran) und zur Frage des Verlaufs der Strukturbodengrenze. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. Bd. 4, S. 173 - 174.
- HÖVERMANN, J. (1962): Über Verlauf und Gesetzmäßigkeit der Strukturbodengrenze. In: Biul. Periglacialny 11, S. 201 - 207, Lodz.
- HÖVERMANN, J. (1985): Das System der klimatischen Geomorphologie auf landschaftskundlicher Grundlage. In: Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl. Bd. 56, S. 143 - 153, Berlin, Stuttgart.
- HUZITA, K. (1965): Geological Research in the Gilgit-Ishkuman-Yasin Area. In: MATSUSHITA, S. & HUZITA, K. (Hrsg.): Geology of the Karakoram and Hindu Kush, S. 7 - 36, Kyoto.
- IVERNOVA, M. I. (1964): Stationary studies of the rezent denudation processes on the slopes of the R. Tchon-Kizilsu-Basin, Terskey Alatau ridge, Tien-Shan. In: Zeitschrift für Geomorphologie Suppl. Bd. 5, S. 206 - 212, Berlin.
- IVES, J. D. (1974): Alpine Permafrost. In: IVES, J. D. & BARRY, R. G.: Arctic and Alpine Environments, S. 183 - 189, London.
- JANNSEN, G. (1972): Periglazialerscheinungen in Trockengebieten - ein vielschichtiges Problem. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. Suppl. Bd. 15, S. 167 - 176.
- KAISER, K. H. (1965): Ein Beitrag zur Frage der Solifluktsionsgrenze in den Gebirgen Vorderasiens. Kritische Bemerkungen zu dem gleichnamigen Aufsatz von C. RATHJENS. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. 9, S. 460 - 479.
- KANG, X. & Y. XIE (1989): The character of the weather and climate in the West Kunlun Mountain area in summer 1987. In Bulletin of Glacier Research 7, S. 83 - 87.
- KARRASCH, H. (1970): Das Phänomen der klimabedingten Reliefasymmetrie in Mitteleuropa. Göttinger Geogr. Abh. 56, 299 S.
- KARRASCH, H. (1977): Die klimatischen und aklimatischen Varianzfaktoren der periglazialen Höhenstufe in den Gebirgen West- und Mitteleuropas. In: POSER, H. (Hrsg.): Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator. Bericht über ein Symposium. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Math.-Phys. Klasse, 3. Folge, Nr. 31.
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. Bochumer Geogr. Arb. H. 35, 176 S., Paderborn.
- KELLETAT, D. (1969): Verbreitung und Vergesellschaftung rezenter Periglazialerscheinungen im Apennin. Göttinger Geographische Abhandlungen, Heft 40.
- KELLETAT, D. (1970): Rezente Periglazialerscheinungen im Schottischen Hochland. Göttinger Geographische Abhandlungen, Heft 51.
- KELLETAT, D. & D. GASSERT (1975): Die Formengruppe Pediment-Glatthang-Felsfächer der westlichen Mani-Halbinsel, Peloponnes. In: Die Erde 106, H. 3, S. 174 - 192, Berlin.

- KLAER, W. (1962): Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens. Ein Beitrag zur Morphogenese der Hochgebirge in den Subtropischen Breiten. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. Bd. 6, S. 17 - 32, Berlin, Stuttgart.
- KLAER, W. (1974): Kritische Anmerkungen zur neueren Literatur über das Blockgletscherproblem. In: Heidelberger Geogr. Arb. 40, S. 275 - 291.
- KLAER, W. (1977): Zur Morphogenese und Formungsdynamik innerhalb des periglazialen Stockwerks der Hochgebirge Vorderasiens. In: POSER, H. (Hrsg.): Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in der heutigen periglazialen Höhenstufe der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator. Abh. Der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, S. 261 - 274.
- KLOTZ, G. (1989): Hochgebirge der Erde, 355 S., Leipzig.
- KOKAREV, A. (1984): Landschafty kamennyh gletscherov i ich dinamika. Geographitscheskie problemy osvoenija vostotschnych raionov SSSR, S. 59 - 61, Irkutsk [in russ.].
- KOKAREV, A., I. SCHESTEROVA & H. SCHRÖDER (1997): Die Blockgletscher im Sailijski Alatau des Tienschan (Kasachstan). In: Hallesches Jb. f. Geow., Bd. 19, Reihe A: Geographie und Geoökologie (im Druck).
- KREUTZMANN, H. (1995): Mobile Viehwirtschaft der Kirgisen am Kara Köl. Petermanns Geogr. Mitteilungen, 139, H. 3, S. 159 - 178.
- KUHLE, M. (1978): Obergrenze von Frostbodenerscheinungen. In: Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Bd. 22, S. 350 - 356.
- KUHLE, M. (1982): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. Ein Beitrag zur Geomorphologie extremer Hochgebirge. In: Zeitschrift für Geomorphologie, NF, Suppl. Bd. 41, Berlin.
- KUHLE, M. (1987): Physisch-geographische Merkmale des Hochgebirges: Zur Ökologie von Höhenstufen und Höhengrenzen. In: WERLE, O. (Hrsg.): Hochgebirge – Ergebnisse neuer Forschungen, Frankfurter Beiträge zur Didaktik der Geographie, Bd. 10.
- LAUTENSACH, H. (1952): Der geographische Formenwandel. Studien zur Landschaftssystematik. Coll. Geogr. 3, 191 S., Bonn.
- LEHMKUHL, F. (1989): Geomorphologische Höhenstufen in den Alpen unter besonderer Berücksichtigung des nivalen Formenschatzes. Göttinger Geogr. Abh. 88.
- LEHMKUHL, F., J. BÖHNER & T. ROST (1992): Die nivale Höhenstufe und ein Versuch ihrer klimatischen Abgrenzung anhand ausgewählter Gebiete der Alpen und Skandinaviens. In: Erdkunde Bd. 46, S. 3 - 13.
- LLIBOUTRY, L. (1965): *Traité de Glaciologie*, 2 Bde., Paris.
- LYDOLPH, P. (1977 a): *Geography of the U.S.S.R.* Third Edition.
- LYDOLPH, P. (1977 b): *World Survey of Climatology* Vol. 7
- MARKOV, K. K. (1934): Über polygonale (Waben-) Bildungen der nördlichen Pamire. In: *Izvestija Gosudarstvennogo Geograficeskogo Obscestva* 66, S. 402 - 407 [in russ.].
- MEINARDUS, W. (1912): Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturboden auf Spitzbergen. In: *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, S. 250 - 259.
- MEINERS, S. (1996): Zur rezenten, historischen und postglazialen Vergletscherung an ausgewählten Beispielen des Tien-Shan und des Nord-West-Karakorum, *Geo Aktuell* Bd. 2.
- MENSCHING, H. (1975): Morphodynamik im Hochgebirge. Einleitung zur Vortragssitzung 'Geomorphologie' des 40. Dt. Geographentags in Innsbruck, S. 383 - 385.

- MENSCHING, H. (1977): Bemerkungen zum Problem einer "periglazialen" Höhenstufe in den Gebirgen der Ariden Zone im nördlichen Afrika. In: POSER, H. (Hrsg.) (1977): Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator. Bericht über ein Symposium. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften Göttingen, Math.-Phys. Klasse, 3. Folge, Nr. 31
- MIEHE, S., T. CRAMER, J.-P. JACOBSEN & M. WINGER (1996): Humidity conditions in the western Karakorum as indicated by climatic data and corresponding distribution patterns of the montane and alpine vegetation. In: *Erdkunde* Bd. 50, S. 190 - 204.
- MORTENSEN, H. (1932): Über die physikalische Möglichkeit der 'Brodel'-Hypothese. In: *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, S. 417 - 422.
- MORTENSEN, H. (1934): Bemerkungen zu den Ausführungen von DÜCKER und von GRIPP und SIMON über das Strukturbodenproblem. In: *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, S. 45 - 46.
- MORTENSEN, H. (1954/55): Die "quasinatürliche" Oberflächenformung als Forschungsproblem. In: *Wiss. Ztschr. D. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald*, 4, S. 625 - 628.
- MURSAJEV, E. M. (1966): Die Exposition als formbildender Faktor der Gebirgslandschaften (Beispiel: Mittel- und Zentralasien). In: LEHMANN E. (Hrsg.): *Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen Instituts für Länderkunde*, Neue Folge 23/24, Leipzig.
- NALIWKIN, D. W. (1959): *Kurzer Abriss der Geologie der UdSSR*. 163 S., Berlin.
- OHATA, T., S. TAKAHASHI & X. KANG (1989): Meteorological conditions of the West Kunlun Mountains in the summer of 1987. In: *Bulletin of Glacier Research* 7, S. 73 - 82.
- PAFFEN, K. H., W. PILLEWIZER & H.-J. SCHNEIDER (1956): *Forschungen im Hunza-Karakorum*. Vorl. Ber. über d. Wiss. Arbeiten d. Deutsch.-Österr. Himalaya-Karakorum-Expedition 1954. In: *Erdkunde* Bd. 10, S. 1 - 33.
- POSER, H. (1933): Das Problem des Strukturbodens. In: *Geologische Rundschau* 24, S. 105 - 121.
- POSER, H. (1934): Bemerkungen zum Strukturbodenproblem. In: *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, S. 39 - 45.
- POSER, H. (1954): Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen). In: *Göttinger Geogr. Abh.* 15, S. 125 - 180.
- PREUSSER, H. (1973): Hypsometrischer Formenwandel der Polygone in Island. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Suppl.* Bd. 16, S. 155 - 160.
- RATHJENS, C. (1965): Ein Beitrag zur Frage der Solifluktionsgrenze in den Gebirgen Vorderasiens. In: *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F.* 9, S. 35 - 49.
- RATHJENS, C. (1972): Fragen der horizontalen und vertikalen Landschaftsgliederung im Hochgebirgssystem des Hindukusch. In: C. TROLL (Hrsg.): *Landschaftsökologie der Hochgebirge Eurasiens*, Wiesbaden, S. 205 - 219.
- RATHJENS, C. (1978): Klimatische Bedingungen der Solifluktionsstufe im sommertrockenen Hochgebirge, am Beispiel des afghanischen Hindukush. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.* Bd. 30, S. 132 - 142, Berlin, Stuttgart.
- RATHJENS, C. (1980): Vergleichende Geographie der Hochgebirge an Beispielen aus den Subtropen. In: JENTSCH, C. und LIEDTKE, H.: *Höhengrenzen in Hochgebirgen, Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität des Saarlandes*, Bd. 29, S. 15 - 27, Saarbrücken.

- RATHJENS, C. (1982): Geographie des Hochgebirges, Bd. 1 Der Naturraum. 210 S., Stuttgart.
- REIMERS, F. (1992): Untersuchungen zur Variabilität der Niederschläge in den Hochgebirgen Nordpakistans und angrenzender Gebiete. In: Beitr. u. Mat. z. Regionalen Geographie, H. 6. TU Berlin.
- REIMERS, F. (1994): Die Niederschlagssituation in den Hochgebirgen Nordpakistans während der Flutkatastrophe vom September 1993. Beitr. u. Mat. z. Regionalen Geographie, H. 7. TU Berlin.
- REINIG, W. F. (1932): Beiträge zur Faunistik des Pamir-Gebietes. In: Wissenschaftliche Ergebnisse der Alai-Pamir-Expedition Teil III, Berlin.
- RICHTER, M. (1996): Klimatologische und pflanzenmorphologische Vertikalgradienten in Hochgebirgen. In: Erdkunde, Bd. 50, S. 205 - 237, Kleve.
- RICHTER, M. (1997): Klimaökologie Zentralasien. Abschlußbericht eines DFG-Projekts, 34 S.
- RICHTER, M. & R. SCHRÖDER (1991): Klimatologische und vegetationskundliche Höhengradienten im Death Valley National Monument. In: Erdkunde, Bd. 45, S. 38 - 51.
- ROST, T. (1992): Geomorphologische Höhenstufen im Qinling Shan (VR China) unter besonderer Berücksichtigung der jungpleistozänen Vergletscherung. Göttinger Geogr. Abh., H. 97, Göttingen.
- SCHENK, E. (1955): Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. In: Abh. D. Hess. Landesamts f. Bodenforschung, H. 13.
- SCHICKHOFF, U. (1993): Das Kaghan-Tal im Westhimalaya (Pakistan). Bonner Geographische Abhandlungen, H. 87, 268 S.
- SCHICKHOFF, U. (1995): Verbreitung, Nutzung und Zerstörung der Höhenwälder im Karakorum und in angrenzenden Hochgebirgsräumen Nordpakistans. Petermanns Geogr. Mitteilungen, 139, H. 2, 67 - 85.
- SCHICKHOFF, U. (1996): Die Wälder der Nanga-Parbat-Region – Standortbedingungen, Nutzung, Degradation. In: Beitr. u. Mat. z. Regionalen Geographie, H. 8., S. 177 - 189, TU Berlin.
- SCHRÖDER, H. (1992): Aktive Blockgletscher im zentralen Teil des nördlichen Tienschan. In: Petermanns Geographische Mitteilungen, 136, S. 109 - 119, Gotha.
- SCHRÖDER, H. (1995): Zur Geomorphologischen Höhenstufung des Transili- und Kungeij-Alatau im Nördlichen Tien-Shan (Kasachstan/Kirgisien). In: Forschungsberichte des Deutschen Alpenvereins, München.
- SCHRÖDER, H., A. GUNJA & T. FICKERT (1996a): Vergleichende Periglazialmorphologie im zentralen Teil des Nördlichen Tien-Shan. In: Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft Bd. 43, S. 275 - 300, Erlangen.
- SCHRÖDER, H., M. MAKKI & M. CIUTURA (1996b): Die Zusammensetzung und morphologische Wirksamkeit der Salze in der ariden Höhenregion der Atacama (Chile). In: Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft Bd. 43, S. 259 - 273, Erlangen.
- SCHROEDER-LANZ, H. (1986): Beobachtungen zur rezenten und eiszeitlichen Vergletscherung am Kongurshan/Pamir, Himmelssee/Tienschan und Koko Nor-Nanschan/Qaidam. In: Göttinger Geogr. Abh. H. 81, S. 39 - 58.
- SEREBRJANNYI, L. R. & A.V. ORLOV (1992): Bildung von Moränen und geologische Tätigkeit der Gletscher im zentralen Tienschan. In: BILLWITZ, K., K.-D. JÄGER & W. JANKE (Hrsg.): Jungquartäre Landschaftsräume, Springer-Verlag Berlin, S. 57 - 67.

- SEVERSKIJ, I. W. & E.W. SEVERSKIJ (1990): Sneshnyi pokrov i sezonnoje promerzanije gruntov severnogo Tjan-Schanja (Die Schneedecke und saisonale Durchfrierung des Bodens im Nördlichen Tien-Shan), Jakutsk, [in russ.].
- SKRINE, C. P. (1926): Chinese Central Asia – An Account of Travels in Northern Kashmir and Chinese Turkestan. Nachdruck 1986, Oxford.
- Spravotschnik po klimatu SSSR* (1966 & 1969): Das Klimanachschlagebuch der UdSSR. Bd. 18 Kasachskaja SSSR (Kasachstan) Teil 2 (1966), Teil 4 (1969) sowie Bd. 32 Kirgizskaja SSSR (Kirgistan) Teil 2 (1966) und Teil 2 (1969), Leningrad, [in russ.].
- SPREITZER (1960): Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. In: Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Suppl. Bd. 1, S. 211 - 236, Berlin, Stuttgart.
- STINGL, H. (1969): Ein periglazialmorphologisches Nord-Süd-Profil durch die Ostalpen. Göttinger Geographische Abhandlungen, H. 49, 113 S.
- STINGL, H. (1974): Zur Genese und Entwicklung von Strukturbodenformen. In: POSER, H. (Hrsg.): Geomorphologische Prozesse und Prozeßkombinationen in der Gegenwart unter verschiedenen Klimabedingungen. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, S. 249 - 262.
- TAHIRKHELI, R.A.K., Q. JAN (1979): Geology of Kohistan. Peshawar.
- TAHIRKHELI, R.A.K., Q. JAN (1984): The geographical and geological domains of the Karakoram. In: MILLER, K.J. (Ed.): The international Karakoram Project, Vol. II, S. 57 - 70, Cambridge.
- TROLL, C. (1944): Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. In: Geologische Rundschau, 34, S. 545 - 694.
- TROLL, C. (1947): Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. In: Erdkunde, 1, S. 162 - 175. Nachtrag in: RATHJENS, C. (Hrsg. 1971): Klimatische Geomorphologie, Wege der Forschung, 218, S. 199 - 205, Darmstadt.
- TROLL, C. (1975): Vergleichende Geographie der Hochgebirge der Erde in landschaftsökologischer Sicht. In: Geographische Rundschau 27, S. 185 - 198, Braunschweig.
- TROLL, C. & K. PAFFEN (1964): Karte der Jahreszeitenklimate der Erde. In: Erdkunde 18, S. 5 - 28.
- TUFNELL, L. (1972): Ploughing blocks with special reference to north-west England. In: Biuletyn Periglacialny 21, S. 237 - 270.
- VEIT, H., H. STINGL, K.-H. EMMERICH & B. JOHN (1995): Zeitliche und räumliche Variabilität solifluidaler Prozesse und ihre Ursachen. In: Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl. Bd. 99, S. 107 - 122, Berlin, Stuttgart.
- v. WISSMANN, H. (1959): Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien. Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abhandl. Math.-nat. Kl. 14.
- v. WISSMANN, H. (1960/1961): Stufen und Gürtel der Vegetation und des Klimas in Hochasien und seinen Randgebieten - Teil A und B. Erdkunde Bd. 14, S. 249 - 271 und Bd. 15, S. 19 - 41, Bonn.
- v. HÖFER, H. (1879): Gletscher und Eiszeitstudien. In: Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Math.-Nat. Klasse, 1. Abt., 79, S. 331 - 367, Wien.
- WALTER, H. & H. LIETH (1960): Klimadiagramm-Weltatlas.
- WASHBURN, A.L. (1973): Periglacial processes and environments, 320. S., London.
- WEIERS, S. (1995): Zur Klimatologie des NW-Karakorum und angrenzender Gebiete. Bonner Geograph. Abh., H. 92, 168 S.

- WEISCHET, W. (1965): Der tropisch-konvektive und außertropisch-advektive Typ der vertikalen Niederschlagsverteilung. In: *Erdkunde* 19, S. 6-14.
- WEISE, O. (1983): *Das Periglazial*, Berlin/Stuttgart, 199 S.
- WICHE, K. (1959): Klimamorphologische Untersuchungen im westlichen Karakorum. In: *Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, Deutscher Geographentag Berlin 1959*, S. 190 - 203.

Kartenverzeichnis

- Bartholomew Mountains of Central Asia, 1:3 000 000, 1986, London.
- Generalnii Stab 1:200 000, Blätter k-43-IX, K-43-XII, K-43-XVIII, K-43-XXIV, K-43-XXVIII, K-44-XIII, K-44-XIX, 1974 (in russ.).
- Generalnii Stab 1:500 000, Blatt J-43-B, 1983 (in russ.).
- Geologitscheskie Formatzii, Blatt K-43-B, *Prirodnie Resursi Kirgiskoi CCCP*, 1:500 000, 1988 (in russ.).
- Hunza Karakorum, 1:100 000, 1995, DAV München.
- Karakoram Sheet 1, 1:250 000, 1990, Swiss Foundation for Alpine Research, Zürich.
- Operational Navigation Chart F6, 1:1 000 000, 1974, Missouri.
- SCHICKHOFF, U. (1993): *Vegetationskarte des Kaghan, Westhimalaya (Pakistan)*, Bonn.
- The Geological Map of the U.S.S.R. 1:2 500 000, 1956.