

Vergleichende Periplazialmorphologie im zentralen Teil des nördlichen Tien-Shan

von

HILMAR SCHRÖDER, ALEXEJ GUNJA UND THOMAS FICKERT

mit 13 Abbildungen, 5 Photos, 2 Tabellen und 2 Beilagen

1 Problemstellung und Arbeitsgebiet

Die Hochgebirge Zentralasiens gehören aufgrund der politischen Verhältnisse im 20. Jahrhundert vor allem in der ehemaligen Sowjetunion zu den am wenigsten von physischen Geographen außerhalb des russischen Sprachraumes untersuchten Gebieten unserer Erde. Seit der Öffnung des Ostens stehen sie nun, trotz logistischer Probleme, einem größeren Kreis von Wissenschaftlern für geographische Forschungen offen. Abgesehen von einzelnen, sporadischen Untersuchungen (FRANZ 1966 und 1973, REICHSTEIN 1978, SCHRÖDER 1992) sind diese winterkalten kontinentalen Gebirgszüge am Nordrand Hochasiens in der westlichen Literatur noch relativ unbekannt. Durch die große Variabilität der klimamorphologischen Bedingungen auf engstem Raum stellen sie allerdings ein ideales Arbeitsgebiet dar, um den geographischen Formenwandel nachzuvollziehen. Die vorliegende Arbeit zeigt anhand der frostbedingten Oberflächenformung im zentralen Teil des nördlichen Tien-Shan, daß sowohl die Entwicklung der einzelnen Periglazialformen als auch deren Anteil an der Gesamtformung stark differiert. Seit den klassischen Arbeiten von TROLL (1944, 1947) stellt die vergleichende Periglazialmorphologie einen wesentlichen Aspekt der Erforschung des geographischen Formenwandels dar. Als bevorzugt sollten sich dabei nahezu West - Ost streichende und durch klassische Luv - Lee - Effekte gekennzeichnete Gebirge wie die nördlichen Außenketten des Tien-Shan, Sailijskij- und Kungeij-Alatau, erweisen.

Expositionsunterschiede, extrem kontinentale Lage, Massenerhebungseffekt und Luv - Lee - Effekte haben ein deutliches Ansteigen der Höhengrenzen von Nordwest nach Südost auf engstem Raum – die Entfernung von Almaty zum Issyk-Kul beträgt nur 70 km – zur Folge (SCHRÖDER 1995 und Abb. 1). Während auf der Nordabdachung des Sailijskij-Alatau mit fast 1000 mm Jahresniederschlag in 1800 m ü. NN ausreichend Niederschläge für die Ausbildung einer geschlossenen Waldstufe zur Verfügung stehen, gehen diese am Südrand des Nördlichen Tien-Shan im Issyk-Kul-Becken bei Balikchi (siehe auch Abb. 4) auf wenig über 100 mm/a zurück. Wald kann sich hier nur noch inselhaft auf feuchtebegünstigten Standorten ausbilden.

Stark vereinfacht (nach RATHJENS 1982, bezugnehmend auf KLAER 1962) läßt sich die rezente periglaziale Höhenstufe nach oben durch die klimatische Schneegrenze

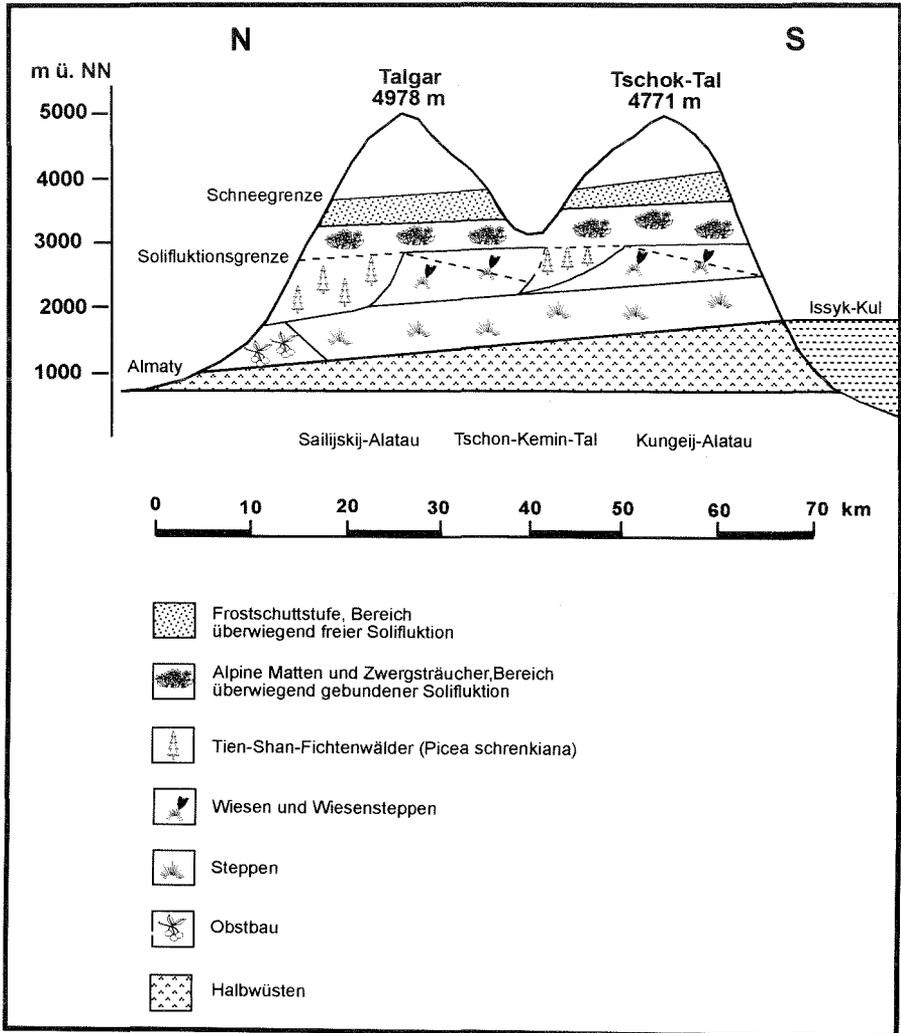


Abb. 1: Höhenstufung im Sailijskij- und Kungeij-Alatau

und nach unten durch die Waldgrenze, also dem Oberende des zusammenhängenden, hochstämmigen Baumwuchses, wo Soliflukation durch die bodenstabilisierende Wirkung des Wurzelwerkes unterbunden ist, abgrenzen. Dabei zeigt sich jedoch sehr schnell, daß die Anwendung einer derart groben Abgrenzung in kontinentalen, trockenen Hochgebirgen schwierig ist, da hier eine geschlossene Waldgrenze häufig fehlt und auch die klimatische Schneegrenze stark differieren kann.

Bezüglich der rezenten Untergrenze der periglazialen Höhenstufe ist uns heute bekannt, daß die obere Waldgrenze überwiegend eine Kulturgrenze darstellt, die durch



Abb. 2: Satellitenbild vom zentralen Teil des nördlichen Tien-Shan

oft mehrtausendjährige viehwirtschaftliche Nutzung entstanden ist (vgl. u. a. HÖLLERMANN 1976, SCHRÖDER & BERKNER 1986, SCHWEINFURTH 1993). Durch das Herabdrücken der oberen Waldgrenze werden periglaziale Prozesse impliziert, die, selbst nach der Einstellung der Beweidung, ein Einpegeln auf naturnahe Zustände, also eine Wiederansiedlung von Wald, stark verzögern. Das alles erschwert die Bestimmung der Periglazialzone beträchtlich, so daß für den vorliegenden Artikel auf die Definition von THORN (1979) – unter Einbeziehung der nivalen Zone im Sinne von LEHMKUHL, BÖHNER und ROST (1992) – zurückgegriffen werden soll. Sie geht davon aus, daß dann von Periglazialzone gesprochen wird, wenn erstens intensive Frostverwitterung, zweitens solifluidaler Massentransport und drittens Frostmustererscheinungen in ebenem Gelände auftreten. Die Variabilität der periglazialen Prozesse ist von einer Vielzahl von Faktoren abhängig. Im Folgenden soll der Einfluß der Feuchtigkeit auf die Ausprägung des periglazialen Formenschatzes im Mittelpunkt stehen.

2 Orographische Bedingungen der Periglazialzone

Der nördliche Tien-Shan zwischen Almaty und dem Issyk-Kul-Becken wird durch die zwei Hauptketten des Sailskij- und Kungeij-Alatau gebildet (vgl. Satellitenbild Abb. 2 und Karte Abb. 3). Die durchschnittliche Höhe der Ketten beträgt zwischen 4 000 und 4 500 m ü. NN, die höchsten Gipfel erreichen knapp 5 000 m ü. NN (Talgar 4 978 m ü. NN).



Abb. 3: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes (Kartiergebiete Beilage 1 und 2)

Periplazialmorphologie im Tien-Shan

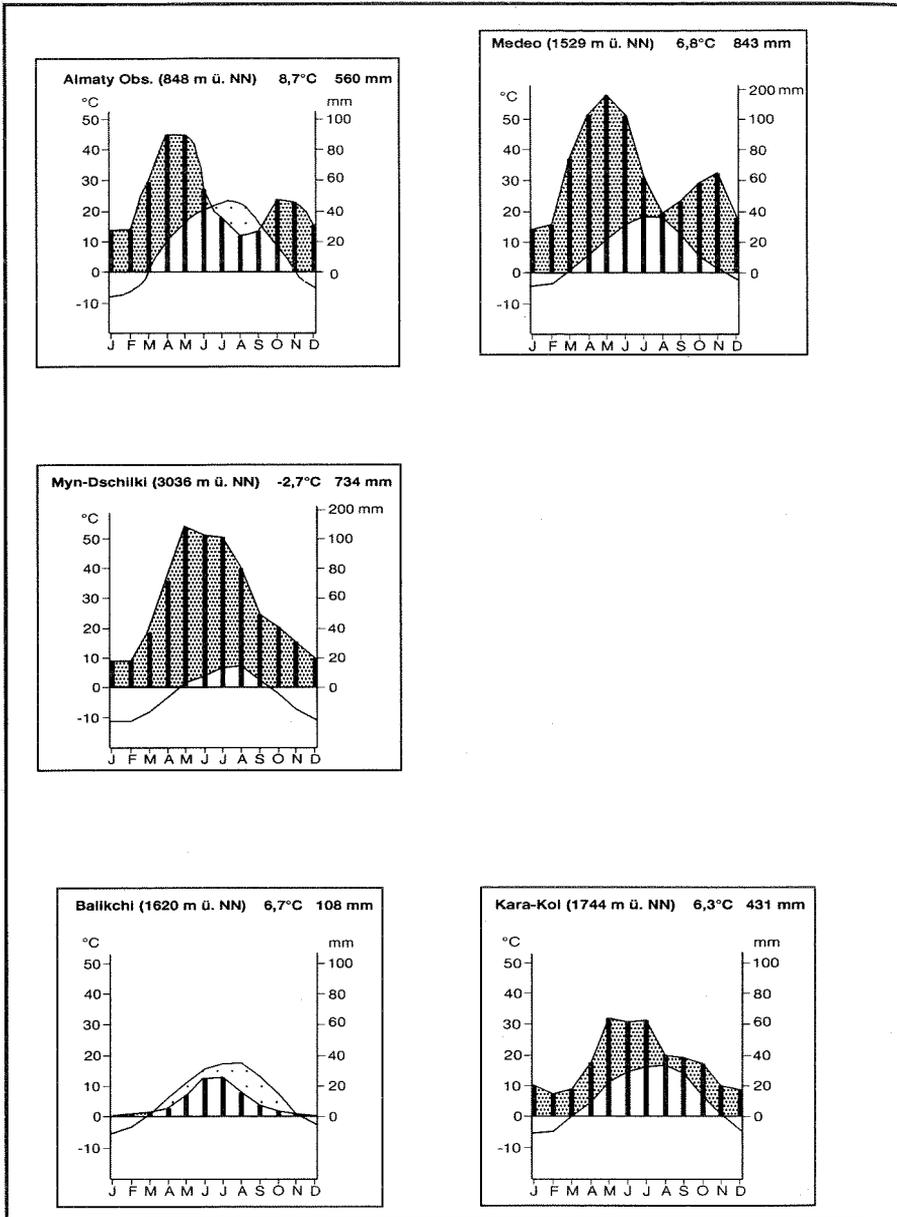


Abb. 4: Klimadaten ausgewählter Stationen im nördlichen Tien-Shan

Die Lage des Tien-Shan im Zentrum Eurasiens, in unmittelbarer Nachbarschaft zu den hochariden Wüsten Karakum und Kysylkum im Westen und Nordwesten und der Takla Makan im Süden, sowie die Ausrichtung der Gebirgsketten im spitzen Winkel zu den niederschlagsbringenden Luftmassen aus Westen bestimmen die Klimacharakteristika des Raumes. Sie sind durch Kontinentalität, überwiegend Frühjahrs- und Frühsommerniederschläge und relativer Trockenheit der Hoch- und Binnenlagen gekennzeichnet (siehe Abb. 4 und Tab. 1). Zur klimatisch bedingten Aridität kommt hinzu, daß die Hochlagen durch die geringe Wasserdurchlässigkeit des Permafrostbodens mit daraus resultierendem raschen Oberflächenabfluß und durch die starke Schneeaufzehrung infolge direkter Verdunstung (*Spravotschnik* 1969a, *Spravotschnik* 1969b) auch edaphisch extrem trocken sind. Die sinkenden Temperaturen im einsetzenden Herbst werden begleitet vom Aufbau einer starken Antizyklone über Sibirien. Dies hat zur Folge, daß in der Zeit verstärkt einsetzenden Frostes nur sehr geringe Niederschläge bei gleichzeitig geringer Luftfeuchtigkeit auftreten, was zu einer tiefreichenden Bodendurchfrierung führt, die in höheren Lagen nicht nur durch die zunehmende Kälte, sondern auch durch die höhenwärts abnehmenden Niederschläge noch gefördert wird.

Tab. 1: Wetterlagenhäufigkeit (nach *Spravotschnik* 1969b)

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

Auf der Nordabdachung des Sailijskij-Alatau zeigt sich eine Stufe maximaler Niederschläge. Sie liegt zwischen 1 800 und 2 200 m ü. NN (TSCHEL PANOWA 1963, FRANZ 1966, 1973). Das hängt damit zusammen, daß diese Bereiche den überwiegenden Teil ihrer Niederschläge aus westlichen Fronten beziehen, die den Großteil ihrer Feuchtigkeit aber bereits an weiter westlich gelegenen Gebirgen abgegeben haben. Beim erneuten Stau an der Nordseite des Sailijskij-Alatau wird die wenige, noch vorhandene Feuchtigkeit bereits in den unteren Lagen abgegeben. Die höheren Gebirgsteile wie auch der im Lee des Sailijskij-Alatau liegende Kungeij-Alatau weisen dagegen vor allem konvektive Sommerniederschläge auf, die insgesamt aber geringer sind als die zyklonalen Niederschläge (siehe Abb. 5 und 6). Aufgrund der geringen Winterniederschläge erfolgt der Aufbau einer meist nur geringmächtigen Schneedecke im Frühjahr bereits auf gefrorenem Boden. Dadurch kommt die Isolationswirkung der Schneedecke nur unwesentlich zum Tragen (SEVERSKIJ, I. & E. SEVERSKIJ 1990). Andererseits geht der Abbau des gefrorenen Oberbodens im Frühjahr durch die dann fallenden reichlichen Niederschläge verzögert vor sich, so daß insgesamt witterungsklimatisch sehr günstige Bedingungen für die Erhaltung des Permafrostes bestehen.

Die durchschnittliche jährliche Temperaturamplitude sinkt mit zunehmender Höhe. Während im nördlichen Vorland des Tien-Shan 30-35° C als Jahresamplitude der

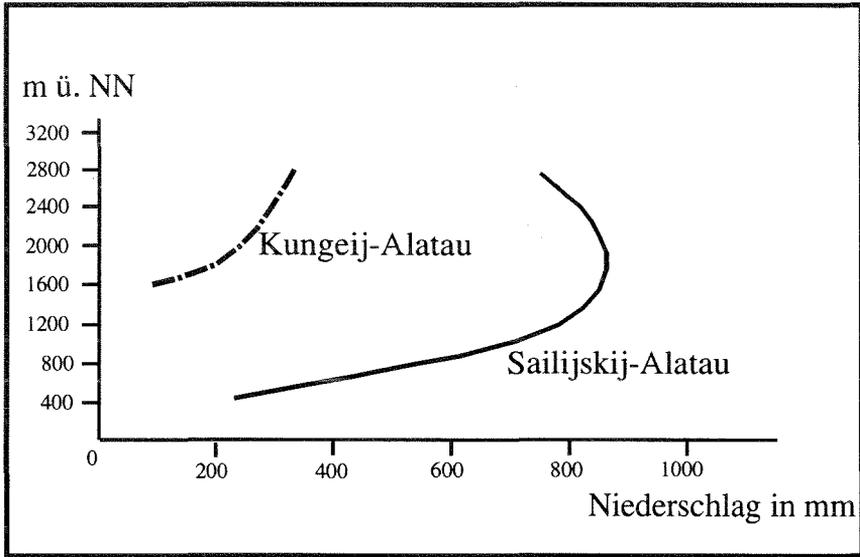


Abb. 5: Höhenwärtige Niederschlagsveränderung in den beiden Ketten des nördlichen Tien-Shan

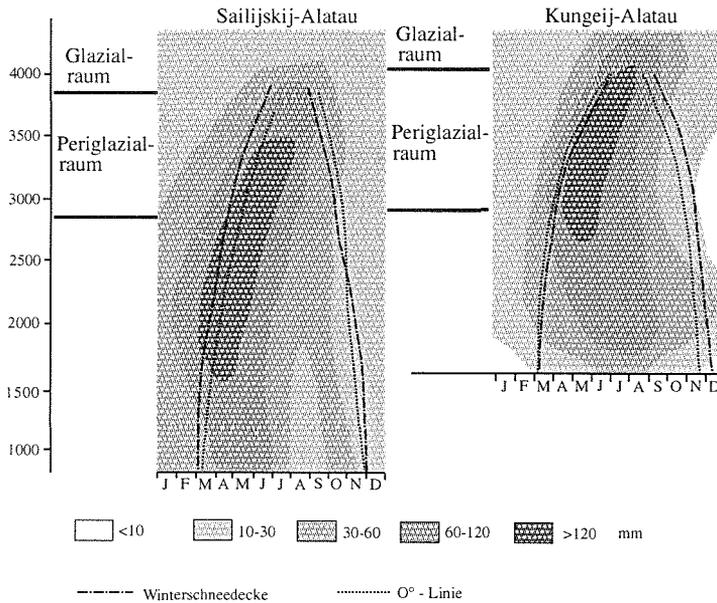


Abb. 6: Variabilität der oroklimatischen Bedingungen im Sailijskij- und Kungeij-Alatau (nach Spravotschnik po klimatu SSSR 1969a, 1969b)

Monatsmittel erreicht werden, liegt der vergleichbare Wert in den Hochlagen des Gebirges bei etwa 18 - 25° C (nach TSCHELPANOWA 1963 aus FRANZ 1973, siehe auch Abb. 4).

Die ausgeprägte Kontinentalität des Klimas im nördlichen Vorland ist durch Temperaturinversionen, die nicht sehr hoch reichen, bereits in der unteren montanen Stufe (1 000 - 1 400 m ü. NN) abgeschwächt, was bedeutet, daß diese Stufe weniger strenge Winter aufweist, als das Tiefland. Besonders häufig treten solche Temperaturinversionen im späten Winter und zeitigen Frühjahr auf. So beträgt die mittlere Januartemperatur in 1 300 m ü. NN nur -3° C, in 800 m ü. NN dagegen -11,5° C (nach SEVERSKIJ, I. & E. SEVERSKIJ 1990).

Von ganz entscheidender Bedeutung für die Oberflächenformung ist der konkrete tageszeitliche Temperaturverlauf. In Höhen über 3500 m haben wir etwa von Juni bis Ende August keine geschlossene Schneedecke. Durch den hohen Strahlungsgeuß sind mittägliche Lufttemperaturen von 15 bis 20° C, in der Sonne bis 30° C, keine Seltenheit. Da fast täglich in der Nacht Fröste auftreten, ist der Bereich der Hochlagen durch ein Tageszeitenregime des Frostwechsels während der Sommermonate gekennzeichnet. Trotz langer Phasen der Permafrostentstehung und -erhaltung haben wir etwa einen Dreimonatszeitraum, während dem es zu intensiver physikalischer Gesteinsaufbereitung und Mikro- (=Tageszeiten-) solifluktion kommt.

Über das gesamte Jahr betrachtet, bekommt der Tien-Shan im Durchschnitt 60% seiner Niederschläge aus westlichen Zyklonen und 40% aus konvektiver Tätigkeit (SEREBRJANNYJ & ORLOW 1988). Die höchsten Niederschläge bekommen die Luvlagen der Nordwestketten und der Gebirgsknoten zwischen Sailijskij- und Kungeij-Alatau. Verantwortlich hierfür ist das fast West-Ost verlaufende Tschon-Kemin-Tal, welches sehr eng ist und über ca. 80 km hinweg einen „Düseneffekt“ erzeugt.

Von lokalen Besonderheiten abgesehen, kann davon ausgegangen werden, daß die periglaziale Morphodynamik im nördlichen Tien-Shan von Aridität und Kontinentalität geprägt ist. Nach SEREBRJANNYJ & ORLOW (1988) nimmt der Permafrost bis zum Zehnfachen der vergletscherten Fläche ein. Permafrostkerne können bis zu einer Tiefenlage von 2 700 m (nach GORBUNOV 1978) auftreten, also bis weit in die rezente Waldstufe hinein. Solche fossilen (?) Permafrostkerne sind allerdings an Stellen gebunden, die keinen geschlossenen Waldwuchs aufweisen. Da nicht nur Beweidung, sondern auch Lawinenbahnen dafür sorgen, daß die Mattenstufe bis in Lagen von unter 2 000 m ü. NN auftreten kann, sind derartige Permafrostkerne an Singularitäten gebunden. Eine Übersicht über die kryologische Zonalität zeigt Abb. 7.

Direkten Einfluß auf die Untergrenze der Periglazialstufe übt ein geschlossener Baumwuchs aus. Aufgrund der bodenfixierenden Wirkung der Wurzeln kommen solifluidale Bodenbewegungen weitestgehend zum Erliegen. Variiert wird die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe des weiteren durch den Bewuchs (siehe Abb. 8) und das Substrat. Letzteres hat über Farbe und Korngröße unmittelbaren Einfluß auf den Wärmehaushalt des Bodens. Es zeigen sich in gleicher Höhenlage in globblocki-

gen und vegetationsfreien Bereichen maximale Frosteindringtiefen, während auf feinkörnigen, bewachsenen Flächen eine nur geringe Bodendurchfrigung erfolgt.

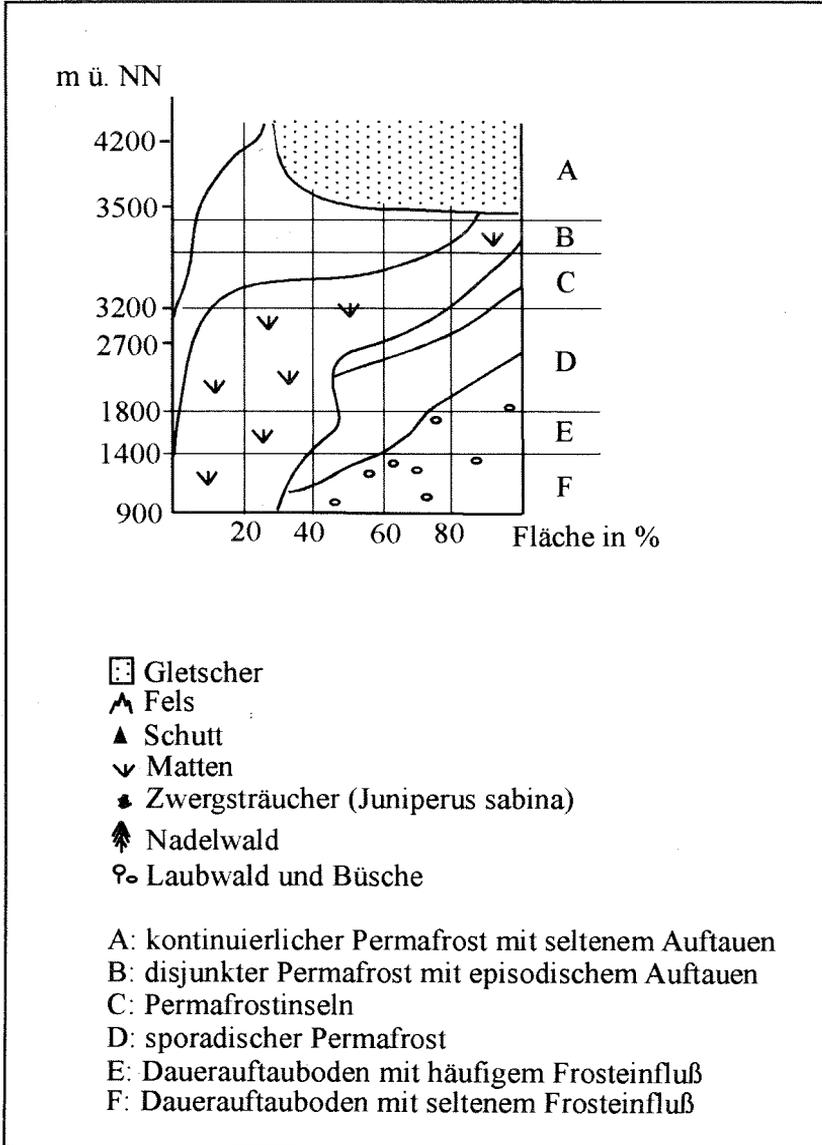


Abb. 7: Kryologische Zonalität im Sailyjskij-Alatau
(nach GORBUNOV & SEVERSKIJ 1979)

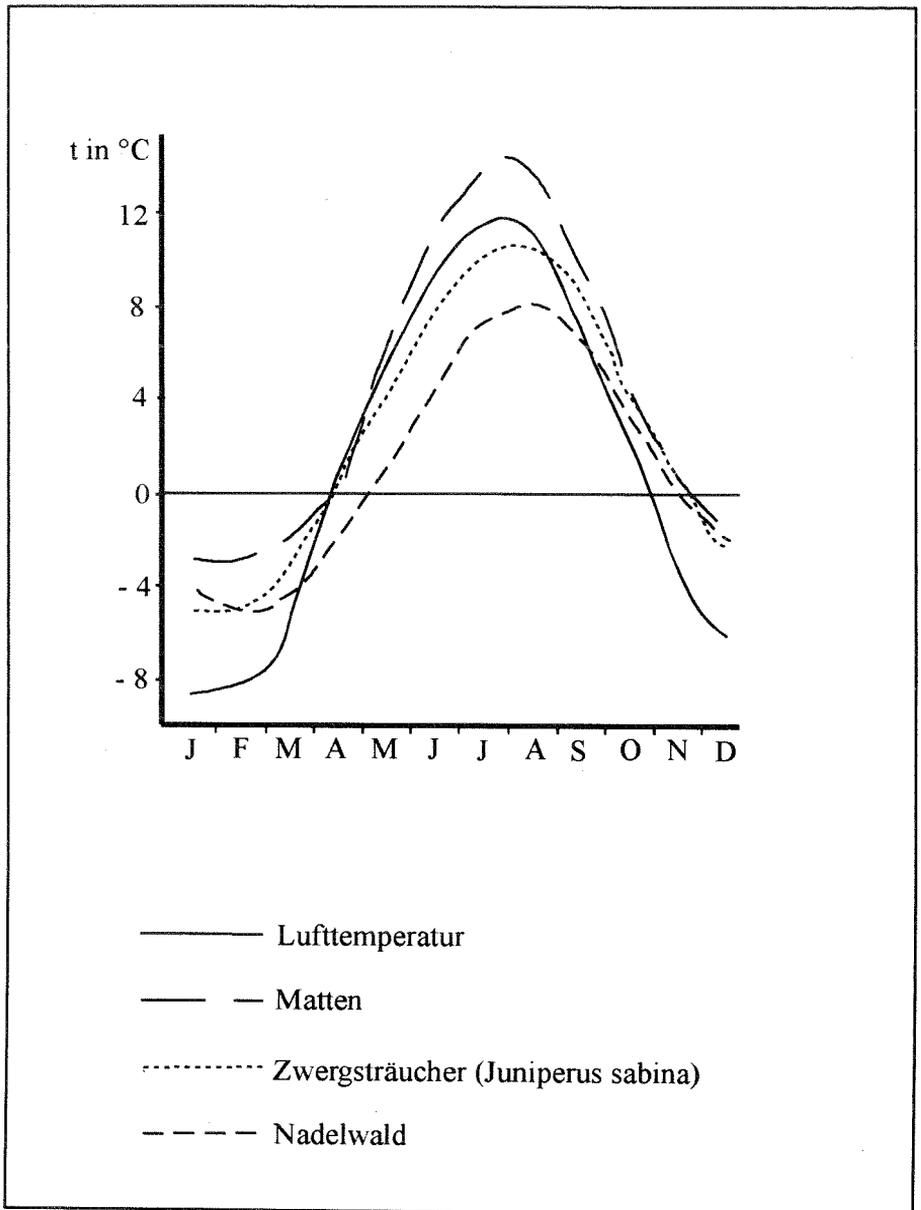


Abb. 8: Lufttemperatur in 2 m Höhe und Bodentemperatur in 20 cm Tiefe bei verschiedenen Oberflächenbedeckungen im Großen Alma-Atinka-Tal in 2550 m ü. NN (nach SEVERSKIJ & SEVERSKIJ 1990)

Der Verlauf der Untergrenze des Periglazialraumes ist weiterhin sehr stark expositionsabhängig. Auf südexponierten Hängen ist die Einstrahlung 2,5 mal höher als auf den Nordseiten (SEVERSKIJ, I. & E. SEVERSKIJ 1990). Dadurch verdunstet sehr viel des gefallenen Schnees und steht somit dem Boden nicht mehr als Feuchtigkeit zur Verfügung. Die daraus abzuleitende Variabilität der expositionsbedingten Ausprägung von Periglazialformen zeigt Abb. 9.

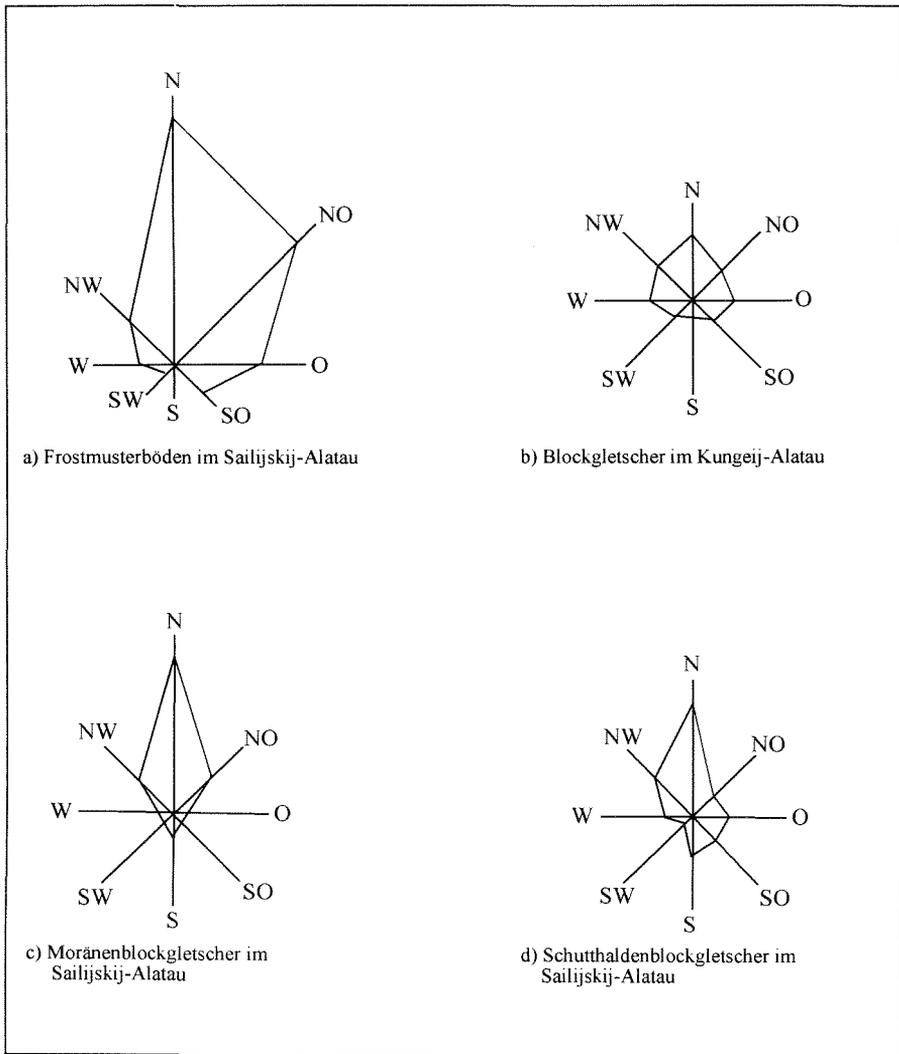


Abb. 9: Verteilungsmuster verschiedener Periglazialformen in Abhängigkeit von Exposition im nördlichen Tien-Shan (nach UCHNALEV 1989, GORBUNOV & TITKOV 1989, SCHRÖDER 1992)

Die großen standörtlichen Unterschiede in der Periglazialstufe zwischen Almaty und Issyk-Kul kommen auch in der Verbreitung charakteristischer Pflanzenarten zum Ausdruck. So sind nur 2% der erfaßten Arten ubiquitär-intrazonal (Abb. 10), über alle Höhenstufen sind nur 5% ubiquitär-transperiglazial. Demgegenüber treten 40% der Arten nur in einem der Großräume auf. SOBOLEV (1972) vergleicht die postglaziale Wiederbesiedlung des Periglazialraumes im Sailijskij-Alatau mit der des Altai und Südsibiriens. Hier herrschen in größerem Maße boreale Arten vor. Demgegenüber ist der Kungeij-Alatau fast ausschließlich von Steppenpflanzen wiederbesiedelt worden. Interessanterweise zeigt das zentral gelegene Tschon-Kemin-Tal keine Vermischung der Pflanzengesellschaften dieser beiden Bereiche, sondern eine weitgehende Eigenständigkeit. Dies legt die Vermutung nahe, daß die Pioniervegetation des Tschon-Kemin-Tales anderen Ursprungs ist als die des Issyk-Kul-Beckens. Ob es sich im einen Fall mehr um nördliche Steppenelemente, im anderen Fall mehr um südliche Steppenelemente handelt, muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben.

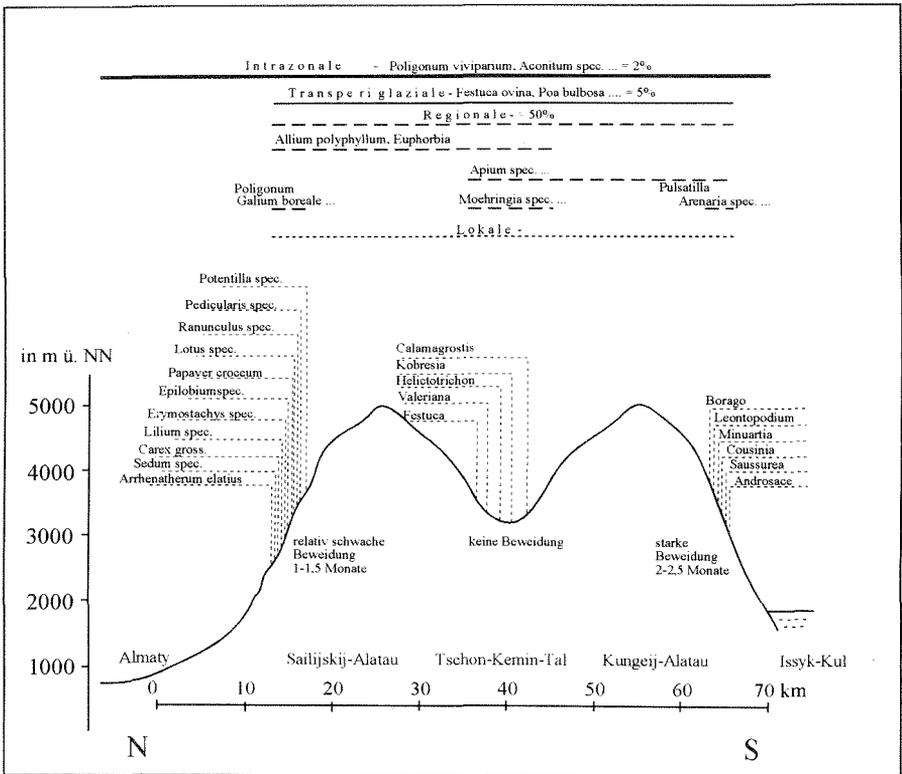


Abb. 10: Verbreitung ausgewählter charakteristischer Pflanzenarten im nördlichen Tien-Shan*

* Herrn Dipl.-Biol. HANNS FRISCH (Nürnberg) sei an dieser Stelle herzlichst für seine Unterstützung bei der Artenbestimmung gedankt.

Großen Einfluß auf das periglaziale Wirkungsgefüge hat heute das Ausmaß der Beweidung. Im Arbeitsgebiet können grob drei Bereiche unterschieden werden:

- Auf den nichtbeweideten Flächen, wie im Nördlichen Talgartal des Sailijskij-Alatau herrschen die typischen Kurzrasenwiesen vor, deren Artenzusammensetzung der natürlichen entspricht.
- Die Artenzusammensetzung der jetzt seit drei Jahren im wesentlichen unbeweideten Standorte des oberen Tschon-Kemin-Tales weicht nur geringfügig von der natürlichen Zusammensetzung ab. Eine Wiederbesiedlung vor allem durch Kräuter und Moose geht relativ schnell vor sich. Eventuell könnte für die Verbreitung der Kräuter hierbei die Verwehung der Samen durch den schon erwähnten „Düseneffekt“ fördernd wirken.
- Demgegenüber zeigen die stark beweideten Standorte des Tschon-Aksu-Tales nur noch eine sehr geringe Übereinstimmung mit der natürlichen Vegetation. Über 60% der natürlich vorkommenden Arten sind auf beweideten Standorten nicht mehr zu finden.

Für die Auswirkungen der Beweidung auf die periglazialen Prozesse ist von entscheidender Bedeutung, in welchem Maße das Wurzelgeflecht der Vegetation verändert wurde. Je loser das Wurzelgeflecht, je steiler die Hangneigung, je gröber das Substrat und je höher ein Standort gelegen ist, desto wahrscheinlicher ist ein Einsetzen von solifluidalen und krypturbativen Prozessen, die, sind sie erst einmal wirksam, eine Wiederansiedlung von Pflanzen stark behindern.

3 Vergleichende Ausprägung des Periglazials

3.1 Der Formenschatz

Wie im vorhergehenden Abschnitt gezeigt, ist im Gegensatz zur vegetationsbezogenen Höhenstufung, die durch Pflanzen überwiegend exakt bestimmbar an klimatische Schwellenwerte gebunden ist, die vergleichende Periglazialmorphologie von der Bestimmung einer Vielzahl von Einflußfaktoren abhängig, deren gegenseitige Bedingtheit durch das Ineinandergreifen von Substrat, Relief, Klima und anthropogenen Faktoren charakterisiert ist. Dies hat zur Folge, daß auch heute noch die vergleichende Periglazialmorphologie auf die Höhenangaben von Optimalausbildungsbereichen bestimmter Formen (KUHLE 1987) sowie eventuellen Ober- und Untergrenzen und auf relative Flächenbedeckungsgrade angewiesen ist.

3.1.1 Der Hauptformenschatz der periglazialen Stufe

Im Nördlichen Tien-Shan zeigt sich, wie in allen hinreichend feuchten Gebirgen der Erde, die in tieferen Lagen Vegetation aufweisen, eine Zweiteilung der perigla-

zialen Stufe in einen unteren Bereich mit noch mehr oder weniger geschlossener Vegetationsdecke und Bodenbildung und einen oberen, wo Vegetation vollständig fehlt bzw. nur spärlich vorkommt. Der gesamten Stufe gemeinsam sind niedrige Temperaturen und häufiger Frostwechsel, was zu verstärkter mechanischer Verwitterung und großen Mengen kantigen Schutts führt. Neben dem rein gravitativen Abtransport des Materials spielt in dieser Stufe die „lebhaft Verlagerung von Bodenteilchen“ (TROLL 1947), von Bodenmonolithen und von Gesteinsschutt durch wiederholtes Gefrieren und Auftauen des meist stark durchfeuchteten Bodens, also die Solifluktion, eine entscheidende Rolle. Entsprechend des Bewuchses spricht man von einer (durch die Vegetation und deren Wurzelwerk) gebundenen Solifluktion und einer freien Solifluktion in den oberhalb anschließenden vegetationsarmen bzw. -freien Bereichen. Diese beiden Solifluktionsbereiche sind selten scharf voneinander abgegrenzt. Da einerseits vegetationsfreie Schuttströme und Gletschervorfelder bis weit in die Waldstufe hinabreichen können, andererseits an klimatischen Gunststandorten die Vegetation auch weit bis in die subnivale Stufe vordringen kann, kommt es zu einer komplizierten Verzahnung der beiden Stufen. Die einzige Stelle, an der unter gleichbleibenden Bedingungen der Übergang von freier zu gebundener Solifluktion am Nordrand des Sailijskij-Alatau beobachtet werden konnte, war auf einem etwa 30° geneigten, südexponierten Hang bei 3 350 m ü. NN. im Touristov-Tal, einem westlichen Seitental des nördlichen Talgar-Tales.

Wie in Abb. 1 dargestellt, liegt die Höhenstufe der freien Solifluktion im Sailijskij-Alatau zwischen 3 300/3 350 m ü. NN und etwa 4 000 m ü. NN. Im Kungeij-Alatau findet sie sich zwischen 3 550/3 600 m ü. NN und über 4 100 m ü. NN. Eine charakteristische Erscheinung der freien Solifluktion sind Frostmusterböden (Photo 1). Diese auf ebene bis maximal 2° geneigte Flächen beschränkten Formen besitzen einen feinmaterialreichen Kern, um den sich ringförmig oder polygonal gröberes Material sammelt. In ausschließlich feinkörnigem Substrat, wo es zu einer substratinternen Materialsortierung kommt, treten häufig Zellenböden im Sinne von HÖGBOHM (1914) und RAFIQPOOR (1994) auf. Mit zunehmender Hangneigung gehen diese Steinringe in Steingirlanden und Steinstreifen (Photo 3) über.

Optimal ausgebildete Formen dieser Frostmustererscheinungen treten im Sailijskij-Alatau in Südexposition bei 3 900 - 4 000 m ü. NN, in Nordexposition bei 3 800 m ü. NN auf. Im trockeneren und insgesamt kontinentaleren Kungeij-Alatau liegen sie gut 100 m höher (südexponiert 4 000 - 4 100 m ü. NN, nordexponiert 3 900 m ü. NN). Nach oben nimmt sowohl das Ausmaß als auch die Häufigkeit ab, was mit der abnehmenden Frostwechselhäufigkeit zu tun hat. Nach unten hin sorgt die zunehmende Auftauhäufigkeit für eine reduzierte Ausbildung von Frostmusterböden.

Als weitere charakteristische Form der ungebundenen Solifluktion sollen schließlich die vor allem im Sailijskij-Alatau recht häufigen Aufeishügel genannt werden. Durch Gefrieren feuchten Bodens bilden sich Eislinsen, die das darüberliegende Bodenmaterial bis zu mehreren Metern anheben können. Diese Aufeishügel stellen gewissermaßen eine Gebirgsvariante der polaren bzw. subpolaren Pingos dar. Sie finden



*Photo 1: Optimal ausgebildeter Frostmusterboden am Ai-Tior-Paß in 4030 m Meereshöhe
(Photo: Th. Fickert)*

sich in den Gletschervorfeldern, da hier durch den Schmelzwasserabfluß ständig für genügend Feuchte, die für die Ausbildung der Eislinnen notwendig ist, gesorgt wird.

In der Höhenstufe der Matten- und Zwergstrauchgesellschaften (im Sailijskij-Alatau zwischen 2700 - 2900 m ü. NN und 3350 m ü. NN, im Kungeij-Alatau zwischen 3000/3100 m ü. NN und 3550/3600 m ü. NN, siehe Abb. 1) treten gebundene Solifluktuionsformen auf. Weitverbreitete Erscheinungen sind Rasengirlanden und Solifluktuionsloben (siehe Photo 2). Erstere weisen eine bogenförmig durchhängende Stirn auf, letztere sind deutlich in die Länge gezogen und zeigen eine einem Halbkreis ähnliche Stirn. Die Übergänge beider Formen sind fließend.

Auf ebenen Flächen neben Bachläufen sind schließlich häufig bis zu mehreren Dezimetern hohe, meist kreisförmige Erhebungen anzutreffen. Es handelt sich hierbei um Rasenbülten die durch Kryoturbationsvorgänge gebildet werden. Bei der Entstehung der Bülden ist der Einfluß des Viehtritts nicht zu unterschätzen. Durch ihn wird die Genese dieser Formen möglicherweise erst ausgelöst, in jedem Fall aber verstärkt.

Neben diesen Kleinformen der Solifluktuion prägen im Tien-Shan vor allem auch zwei Mesoformen in ganz erheblichem Maße das Landschaftsbild der periglazialen Höhenstufe, nämlich Glatthänge und Blockgletscher. Unter Glatthängen (vgl. HAGEDORN 1970) versteht man unstrukturierte bzw. ungegliederte Schutthänge mit einer

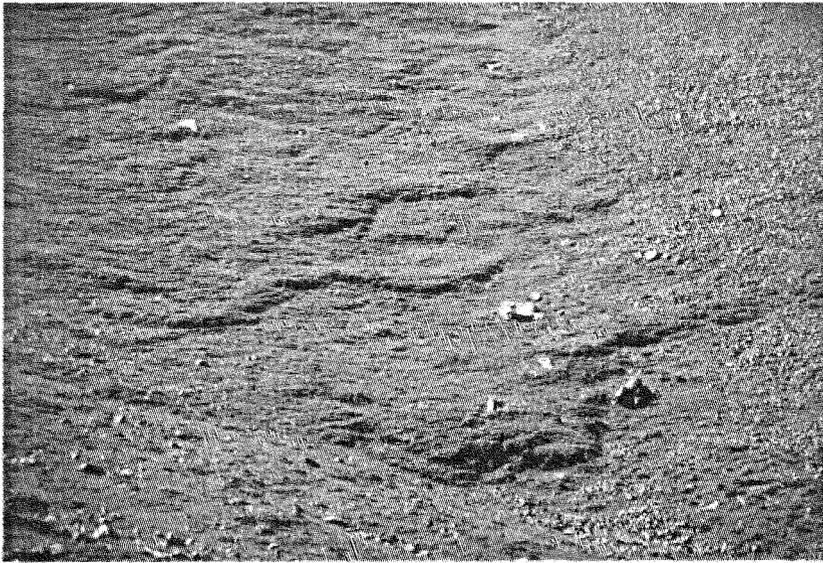
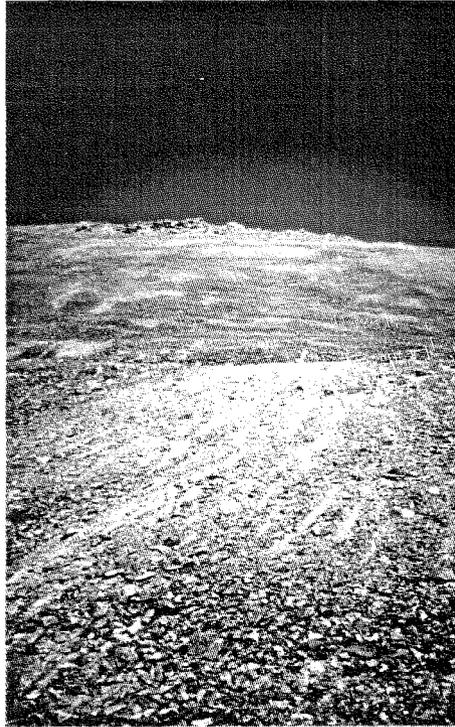


Photo 2: Solifluktionsloben im Nördlichen Kugantyr-Tal (Photo: Th. Fickert)

durchschnittlichen Neigung von etwa 30° . Nur vereinzelt ragen aus ihnen Frostkliffe heraus. Glatthänge, die ein typisches Phänomen semiarider, kontinentaler Gebirge sind, da hier durch Frostverwitterung sehr viel mehr Schuttmaterial anfällt, als von den geringen Niederschlägen abtransportiert werden kann, finden sich deshalb wesentlich häufiger im Kungeij-Alatau als im Sailijskij-Alatau (siehe auch Kap. 3.2). Aktive Glatthänge stehen in einem Gleichgewicht zwischen Schuttnachlieferung und Schutttransport. Von vielen Autoren werden für die Glatthangengese neben Abspülprozessen (KLAER 1962), Deflation des Feinmaterials (HÖLLERMANN 1964) und Schuttverlagerung durch Schneedruck (SCHWINNER, zit. in KARRASCH 1970) in erster Linie Solifluktionsprozesse verantwortlich gemacht. Glatthänge können zum einen pleistozäne Bildungen sein, die sich unter den heutigen semiariden Bedingungen gut erhalten, zum anderen aber auch rezent entstehen bzw. weiterbilden. Die Glatthänge im nördlichen Tien-Shan weisen, wie auf Photo 3 und 4 deutlich zu sehen ist, auch heute noch eine aktive, periglaziale Formung auf. Häufig zeigen sich asymmetrische Täler und Kämme, bei denen die nordexponierten Seiten glazial in den letzten Kaltzeiten geformt wurden, während die auch damals unvergletscherten Südseiten bis zu mehreren Hundert Metern hohe Glatthänge aufweisen.

Die charakteristische Erscheinung des Periglazialraumes im Tien-Shan sind Blockgletscher (SCHRÖDER 1992, GORBUNOV & TITKOV 1992). Diese „gefrorenen Schuttmassen bzw. Schutt-Eis-Gemische, die sich aufgrund plastischer Deformationen ihres Eisgehaltes der Schwerkraft folgend hang- oder talwärts bewegen“ (BARSCH 1988) sind wie Glatthänge typisch für semiaride, kontinentale Gebirge, wo



*Photo 3: Steinstreifen auf einem südexponierten Glatthang im oberen Tschon-Aksu-Tal
(Photo: Th. Fickert)*

aufgrund der klimatischen Bedingungen die Ausbildung richtiger Gletscher eingeschränkt ist. Zur Ausbildung solcher Schutt-Eis-Komplexe reicht die Feuchtigkeit jedoch aus. Die deutlichen Wülste auf der Oberfläche entstehen durch die Fließbewegung. Trichterförmige Vertiefungen bilden sich bei lokalem Ausschmelzen von Eis. Die Oberfläche des Blockgletschers besteht aus gröberem Material – dies ist der sog. Blockmantel – während der Kern aus feinerem Material besteht, in dem nur vereinzelt grobe Komponenten schwimmen (Photo 5). Blockgletscher können sich sowohl unmittelbar aus Hangschutt bilden, als auch aus Moränenmaterial rezenter und ehemaliger Gletscher, was im nördlichen Tien-Shan überwiegt. An zahlreichen relativ jungen Moränen in den Tälern des Kungeij- und Sailijskij-Alatau sind Ansätze zur Permafrostbildung festzustellen. Nach BARSCH (1988) stellen Blockgletscherzungen deutliche Indikatoren der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostes dar. Auf das Untersuchungsgebiet bezogen, wo die Zungen der größten Blockgletscher bis etwa 3 200 m ü. NN herabreichen, würde dies bedeuten, daß diskontinuierlicher Permafrost bis zu über 500 m unter die klimatische Schneegrenze herunterreicht, was auch von GORBUNOV (1978) bestätigt wird (siehe Abb. 7).

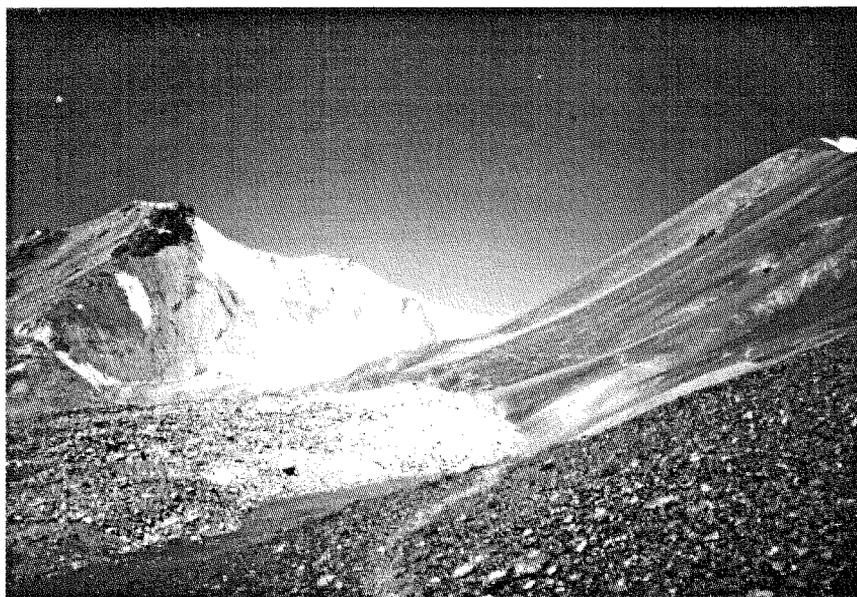


Photo 4: Talasymmetrie im oberen Tschon-Aksu-Tal (Glatthang von Photo 1)
(Photo: Th. Fickert)

3.1.2 Abgrenzung der periglazialen Stufe

Von vielen Autoren wird als Obergrenze des Periglazialraumes die klimatische Schneegrenze herangezogen (vgl. zusammenfassend RATHJENS 1982). Zum einen ragen jedoch aus den vergletscherten Arealen häufig unvergletscherte Bereiche, Nunatakter bzw. Rundhöcker, wo sehr wohl periglaziale Prozesse wirksam sind, heraus. Zum anderen können Gletscher, die über Lawinen aus höheren Relieftteilen gespeist werden, auch unterhalb der klimatischen Schneegrenze liegen, also innerhalb der periglazialen Stufe. Dies führt zu einer starken Verzahnung der glazialen und periglazialen Höhenstufe, also nicht nur zu einem „Übereinander“, sondern auch zu einem „Nebeneinander“ der beiden Stufen. Dies ist nichts Ungewöhnliches und aus vielen anderen Gebirgen bekannt. Interessanter dagegen ist folgendes: vergleicht man die Höhenangaben der Optimalausbildungsbereiche von Frostmusterscheinungen mit der Höhenlage der klimatischen Schneegrenze, die je nach Exposition im Sailijskij-Alatau bei 3 650 m ü. NN (N) bzw. 3 850 m ü. NN (S) und im Kungeij-Alatau bei 3 800 m ü. NN (N) und 4 100 m ü. NN (S) liegt, fällt auf, daß die am besten ausgebildeten Formen im Kungeij-Alatau in Nähe, im Sailijskij-Alatau sogar über der klimatischen Schneegrenze anzutreffen sind. Diese Formen finden sich auf zahlreichen flachen Pässen (z.B. Ai-Tior-Paß (4030 m ü. NN), Kugantyr-Paß (3 908 m ü. NN), Kokbulak-Paß (4022 m ü. NN) u.a.), da hier günstige Entstehungsbedingungen (kaum Schneeakkumulation wegen starker Winde, aufgrund der Schneearmut hohe



Photo 5: Blockgletscher im Tschon-Aksu-Tal (Photo: Th. Fickert)

tägliche Einstrahlung und damit verbunden häufiger Frostwechsel, ebene bis schwachgeneigte Flächen) herrschen. Da solche Optimalformen nur noch auf den dafür besonders geeigneten Pässen auftreten, kann nicht mehr von einem flächenhaften Auftreten oder einer Optimalausbildungszone im Sinne von KUHLE (1987) gesprochen werden. Da sie sich andererseits aber auf sehr vielen Pässen finden, sind es auch keine Singularitäten, die dem Solifluktionsfleckenbereich zuzuordnen wären.

Zieht man nun zur Abgrenzung der periglazialen Höhenstufe die klimatische Schneegrenze heran, würden dabei im Falle des nördlichen Tien-Shan häufig die am deutlichsten ausgeprägten Formen nicht in den Bereich der Solifluktionsstufe fallen.

LLIBOUTRY (1965) schlug vor, die Obergrenze des Periglazialraumes besser mit dem Niveau 365, das die Untergrenze dauernder Schneebedeckung auf horizontaler, eisfreier Unterlage über mindestens ein Jahr definiert, zu beschreiben. Dieser an sich richtige Ansatz hat den Nachteil, daß das Niveau 365 in der Praxis häufig nicht zu beobachten ist, da freiliegende, horizontale Flächen in Hochgebirgen wegen des meist recht starken Windes für eine Schneeakkumulation schlecht geeignet sind.

Ebenso schwierig gestaltet sich aufgrund der expositionsabhängigen Ausbildung von Wald die Festlegung der Untergrenze des Periglazials im nördlichen Tien-Shan. Theoretisch muß sie dort gezogen werden, wo nach unten hin flächenhafte Solifluktion aussetzt. Nach RATHJENS (1982) kann sie „als eine Art Ausgleichslinie zwischen der frostbedingten flächenhaften Bodenbewegung und der bodenstabilisierenden Wirkung der höheren Pflanzen und ihres Wurzelwerkes angesehen werden“. Wie Untersuchungen in den Alpen (RATHJENS 1982, S. 100) gezeigt haben, muß die Solifluktionsstufe keineswegs mit der Stufe der größten wirksamen Frostwechselhäufigkeit, die oft wesentlich tiefer liegt, zusammenfallen. In Gebirgen, die in tieferen Lagen Wald aufweisen, wird die Solifluktion von dieser geschlossenen Vegetation unterbunden, obwohl die klimatischen Voraussetzungen für solifluidale Prozesse in tieferen Lagen genauso oder sogar günstiger wären. Diese Tatsache trifft auch auf die Nordexpositionen des Nördlichen Tien-Shan zu. Wenn hier die Solifluktionsgrenze häufig bis zu mehreren hundert Metern über der Waldgrenze liegt, so ist dieswohl mit einer anthropogenen Herabsetzung der Waldgrenze in jüngerer Zeit (Überweidung, Entwaldung, Brennholzentnahme u. ä.) zu erklären.

Auf den Südexpositionen, die natürlicherweise waldfrei sind, scheint dagegen unter günstigen Bedingungen flächenhafte Solifluktion erheblich tiefer hinabreichen zu können, wie Solifluktionsloben auf einem südseitigen Hang in etwa 2 500 m ü. NN im Aksu-Tal im Kungeij-Alatau belegen. Allerdings liegt hierfür lediglich dieses eine Beispiel vor, so daß es gewagt wäre, davon auf den gesamten nördlichen Tien-Shan zu schließen. Denkbar wäre ein solches Absinken der Solifluktionsgrenze von den Nord- zu den Südseiten hin aber, da südexponiert die klimatischen Voraussetzungen (ausreichend Frostwechsel und Bodenfeuchte) für Solifluktion in jedem Fall gegeben sind und lediglich die Bodenstabilisierung durch Bäume wegfällt. Weitere Untersuchungen müssen hierzu Klarheit bringen. Abb. 11 zeigt die Verzahnung der periglazialen Höhenstufe mit den sie berg- und talwärts flankierenden Bereichen.

3.1.3 Verlauf der periglazialen Untergrenze in einem N-S-Profil des nördlichen Tien-Shan

Die Solifluktion wird im wesentlichen von zwei klimatischen Faktoren gesteuert: zum einen von den Feuchtebedingungen, also den (flüssigen) Niederschlägen und der Wasserzufuhr durch Schmelzen von Schnee und Bodeneis, zum anderen von der Frostwechselhäufigkeit und der Intensität des Frostwechsels. Allerdings kommt hierbei nur der Frostwechsel in der schneefreien Zeit in Betracht, da die Schneedecke Solifluktionsvorgänge hemmt. Neben diesen beiden Hauptfaktoren der Solifluktion spielen aber auch die substratbedingte Wasserhaltefähigkeit des Bodens und spezielle Windverhältnisse, die lokal austrocknend wirken können, eine nicht zu vernachlässigende Rolle. Im kontinental geprägten Tien-Shan ist der die Solifluktion limitierende Faktor die Trockenheit, im Gegensatz zu den Alpen, die verglichen mit dem Tien-Shan in den entsprechenden Höhenlagen immer genügend feucht sind und wo der begren-

zende Faktor die Frostwechselhäufigkeit ist. Solifluktsionsprozesse sind im Tien-Shan somit nicht so sehr von einem bestimmten Schwellenwert der Frostwechselhäufigkeit als vielmehr von einem Minimum an Bodenfeuchte abhängig.

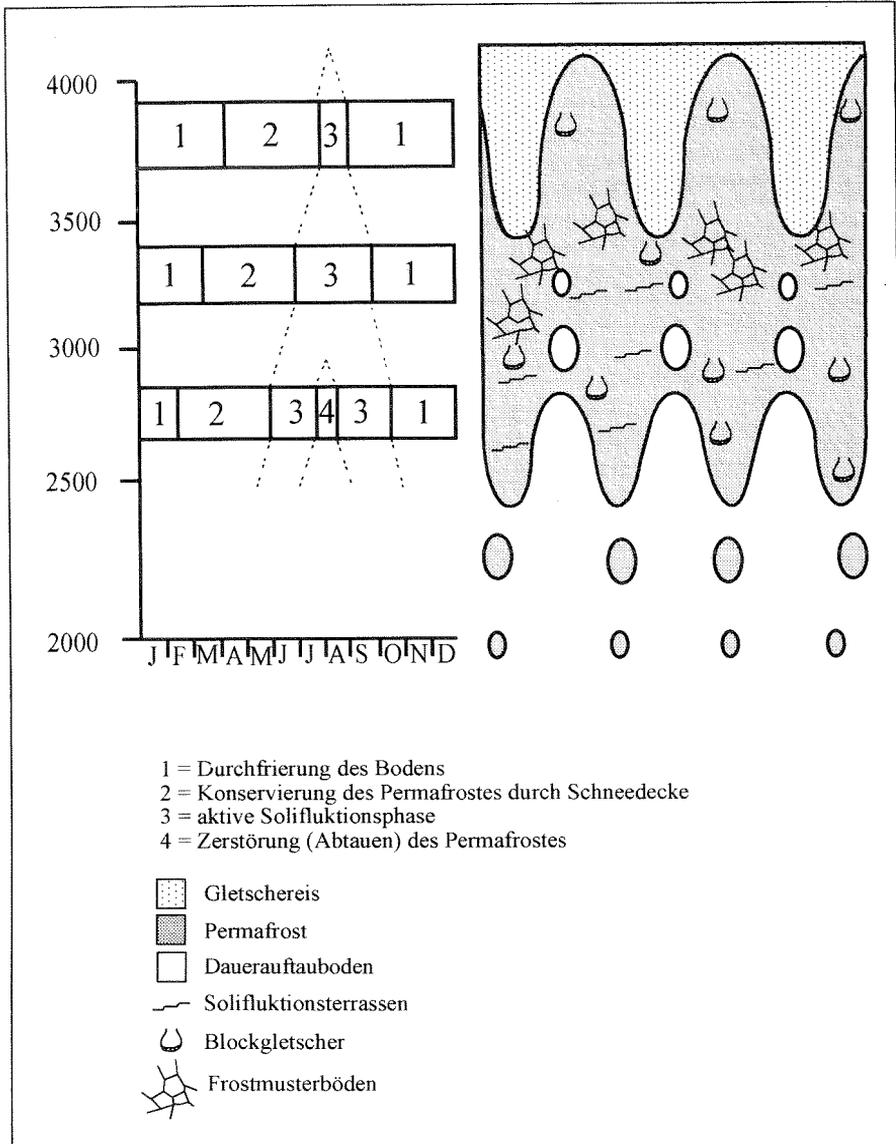


Abb. 11: Saisondynamik in der Periglazialstufe

In einem N-S-Profil (siehe Abb. 1) durch den nördlichen Tien-Shan fällt folgendes auf:

1. Insgesamt ein Ansteigen der Solifluktionsgrenze vom Gebirgsrand zum Gebirgsinneren. Die Ursache ist einerseits in den abnehmenden Niederschlägen sowohl von den Luv- zu den Leeseiten als auch mit der Höhe zu suchen. Andererseits ist dieser Anstieg durch die erhöhte Strahlung im Inneren des Gebirges aufgrund des Massenerhebungseffektes begründet, was zu hohen sommerlichen Temperaturen und somit zu einem Anheben des Bereichs häufiger Frostwechsel führt.
2. Flächenhafte Vorkommen gebundener Solifluktionsformen auf südexponierten Hängen bis in Höhen von 2500 m ü. NN deuten auf ein Absinken der Solifluktionsgrenze von den bewaldeten Nordseiten zu den Südseiten hin. Die entscheidenden Faktoren für Solifluktion, Frostwechsel und ausreichend Bodenfeuchte, sind offensichtlich in beiden Expositionen gegeben. Auf den Nordseiten werden solifluidale Prozesse lediglich durch das Wurzelwerk der Bäume unterbunden. Auf unbewaldeten Standorten der Nordseiten (Lawinengebiete, anthropogen entwaldet, ...) reicht dagegen die gebundene Solifluktion tiefer (bis 2100 m ü. NN), da hier in der schneefreien Zeit noch vielmehr Bodenfeuchte aus der vorausgegangenen Schneeschmelze vorhanden ist als auf den Südseiten, wo sehr viel Schnee einfach verdunstet und dem Boden dann nicht mehr als Feuchte zur Verfügung steht.
3. Ein gegenüber der klimatischen Schneegrenze verzögerter Anstieg der Solifluktionsgrenze vom Gebirgsrand zum Gebirgsinneren. Der Periglazialraum wird demnach mit zunehmender Kontinentalität immer mächtiger und damit auch die Ausmaße der geomorphologischen Großformen. Wo Waldvegetation auftritt, auf unbewaldeten Standorten der Nordabdachung des Sailijskij-Alatau bis etwa 2900 m ü. NN, verläuft die Solifluktionsgrenze mehr oder weniger knapp darüber, was natürlich, wie oben erwähnt, Solifluktionserscheinungen auf Waldlichtungen nicht ausschließt (= Solifluktionsflecken). Wo der Wald dagegen (schon länger) anthropogen zerstört ist und damit die natürliche Waldgrenze herabgesetzt ist, rückt auch die Solifluktionsgrenze tiefer. Die Vegetation und deren stabilisierende Wirkung auf den Boden hat offensichtlich entscheidenden Einfluß auf die Ausbildung und den Verlauf der Solifluktionsgrenze.

3.2 Flächenbilanzierung des glazialen und periglazialen Formenschatzes

Zur Erfassung der flächenhaften Verbreitung glazialer und periglazialer Formen in Abhängigkeit von den Feuchtebedingungen wurden zwei Täler – das nördliche Talgar-Tal (Beilage 1) und das obere Tschon-Aksu-Tal (Beilage 2) – detailkartiert. Da gegenwärtig großmaßstäbliche Karten von beiden Tälern, sowohl auf kasachischer Seite (nördliches Talgar-Tal) als auch auf kirgisischer Seite (Tschon-Aksu-Tal), noch

nicht zur Verfügung stehen, wurde auf das Ausplanimetrieren der Periglazialformen verzichtet und die Größenordnungen geschätzt (Tab. 2). Die Vergleichbarkeit der Täler ist zum einen durch gleiche geologische Ausstattung, zum anderen durch annähernd gleiche morphographische Kenngrößen gegeben. So differiert die durchschnittliche Kammhöhe mit 4050 m ü. NN im nördlichen Talgar-Tal nur unwesentlich von der im Tschon-Aksu-Tal mit 4030 m ü. NN. Da auch die Expositionsbedingungen nahezu identisch sind – vollständige Umrandung im Süden, Westen und Norden, sowie eine Öffnung des Tales in Richtung Nordosten, kann von einer guten Vergleichbarkeit ausgegangen werden. Die Unterschiede in der Ausprägung des glazialen und periglazialen Formenschatzes sind also nicht primär durch morphographische Gegebenheiten bedingt, sondern können auf klimatische Ursachen zurückgeführt werden.

Tab. 2: Geschätzte Flächenanteile (in %) ausgewählter klimaabhängiger glazialer und periglazialer Formen im Nördlichen Talgar-Tal und im Tschon-Aksu-Tal

Form	Nördl. Talgar-Tal	Tschon-Aksu-Tal
Gletscher	55	20
Glatthänge	~ 0	30
Blockgletscher	10	10
Moränen	10	5
Schwemmkegel	7,5	2
Blockschutthalden, Schuttkegel	7,5	13
Frostmusterböden, Steinstreifen, Steingirlanden	2	10
Rest	8	10

Aus Tabelle 2 geht hervor, daß trotz einer Luftlinienentfernung von nur ca. 30 km der ariditätsbestimmte Formenschatz von Norden nach Süden stark zunimmt. Hauptverantwortlich dafür dürfte die stauende Wirkung des Sailijskij-Alataus sein. Die rezent vergletscherte Fläche reduziert sich im Kungeij-Alatau um ca. zwei Drittel gegenüber dem Sailijskij-Alatau. Die Glatthänge, die auf der relativ feuchten Nordabdachung nur selten und im Kartiergebiet gar nicht auftreten, bilden auf der Südabdachung mit fast einem Drittel der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes das dominierende Reliefelement überhaupt. Interessanterweise wächst mit zunehmender Trockenheit der Flächenanteil der Blockgletscher nicht, was vermutlich in lokalen Ursachen wie Position oder Zerteilung der Einzugsgebiete durch Kammlinien begründet ist. Was dagegen mit abnehmender Feuchtigkeit zunimmt, ist das Volumen der einzelnen Blockgletscher. So betragen die Volumina der Blockgletscher im Kungeij-Alatau etwa das 3- bis 10-fache derer im Sailijskij-Alatau (GORBUNOV 1969, GORBUNOV & TITKOV 1992, SCHRÖDER 1992). Während Schwemmkegel einerseits und Schuttkegel und Blockschutthalden andererseits am Nordabhang noch etwa gleichverteilt sind, haben letztere am Südabhang ein deutliches Übergewicht. Auch

treten die Formen der freien Solifluktion deutlicher an der Südabdachung in Erscheinung. Zu den Formen der gebundenen Solifluktion können bezüglich der Flächenanteile keine genauen Angaben gemacht werden, da die Hochtäler überwiegend über 3 500 m ü. NN liegen und in diesem Bereich Formen der gebundenen Solifluktion nur noch sporadisch auftreten.

4 Zusammenfassung

Beobachtungen im nördlichen Tien-Shan zeigen, daß in diesem relativ trockenen, hochkontinentalen Gebirge optimal ausgebildete Frostmusterformen in der Nähe, teilweise sogar oberhalb der klimatischen Schneegrenze zu finden sind. Nach der klassischen Abgrenzung des Periglazialraumes würden etliche dieser Formen nur noch in den Bereich der Solifluktionsfleckenregion und nicht in die eigentliche Solifluktionsstufe fallen. Daraus resultiert die Frage, ob in trockenen, kontinentalen Hochgebirgen die klimatische Schneegrenze zur oberen Abgrenzung der Solifluktionsstufe geeignet ist.

Bezüglich der Untergrenze, also der Solifluktionsgrenze, liegt die Vermutung nahe, daß sie von den bewaldeten Nordseiten zu den unbewaldeten Südseiten leicht absinkt. Dies ist kein Widerspruch zu der generellen Auffassung, daß mit zunehmender Trockenheit die Solifluktionsgrenze ansteigt, also gleichsinnig mit der Schneegrenze verläuft. Großräumig betrachtet tut sie dies im Tien-Shan auch. Kleinräumig dagegen, von den Luv- zu den Leeseiten hin, konnte ein erheblich tieferes Auftreten von flächenhaften gebundenen Solifluktionsformen auf den unbewaldeten Südseiten gegenüber den Nordseiten beobachtet werden, da hier lediglich die bodenstabilisierende Wirkung des Baumwuchses fehlt, die klimatischen Voraussetzungen für Solifluktion aber durchaus gegeben sind.

Detailkartierungen von zwei Hochtälern im zentralen Teil des nördlichen Tien-Shan geben weiterhin einen Überblick über die Variabilität des klimabedingten Formenwandels. Sowohl der glaziale als auch der periglaziale Formenschatz differieren auf einer Luftlinienentfernung von nur ca. 30 km wesentlich. Bei vergleichbaren morphographischen Bedingungen ist am feuchteren Nordabhang die Vergletscherung beträchtlich. Auf der trockenen Südabdachung dominieren dagegen Glatthänge, Formen der freien Solifluktion, Blockschutthalde und Schuttkegel. Der Flächenanteil der Blockgletscher nimmt nicht zu, jedoch erhöhen sich die Volumina der einzelnen Blockgletscher um das Drei- bis Zehnfache von der Nord- zur Südabdachung.

Literatur

- BARSCHE, D. 1988: Rockglaciers. In: Clark, M.J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*. Chichester et al. S. 69-90
- FRANZ, H. -J. 1966: Die landschaftlichen Höhenstufen in Hochgebirgen des asiatischen Teils der UdSSR. *Geogr. Ber.* 11, S. 122-135, 209-240.
- FRANZ, H. -J. 1973: *Physische Geographie der Sowjetunion*. Gotha/Leipzig.
- GORBUNOV, A. P. 1969: La région périglaciaire du Tian-Chan. *Biuletyn peryglacjalny*, 19, S. 151 - 174.
- GORBUNOV, A.P. 1978: Permafrost Investigations in High-Mountain Regions. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 10, No. 2, S. 283-294.
- GORBUNOV, A.P. & E.V. SEVERSKIJ 1979: Geokriologitscheskaja sysotnaja pojastnost severnogo Tjan-Schanja. *Kryogennye jawlenija Kasachstana i Srednej Asii*. [Die geokryologischen Höhenstufen im Nördlichen Tien-Shan. Kryogenerscheinungen in Kasachstan und Mittelasiens.] Jakutsk.
- GORBUNOV, A.P. & S. N. TITKOV 1989: Kamennye gletschery gor Srednej Asii. [Die Blockgletscher der Gebirge Mittelasiens.] Jakutsk.
- GORBUNOV, A. P. & S. N. TITKOV: Dynamics of Rock Glaciers of the Northern Tien Shan and the Dzungar Ala Tau, Kasakhstan. *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 3, 1992, S. 29 - 39.
- HAGEDORN, J.: Zum Problem der Glatthänge. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF. Bd. 14, 1970, S. 103 - 113
- HÖGBOHM, B. 1914: Über die geologische Bedeutung des Frostes. *Bull. Geol. Inst. Upsala*, 12, S. 257 - 390.
- HÖLLERMANN, P. 1964: Rezent Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Suppl. 4, Berlin, Stuttgart.
- HÖLLERMAN, P. 1976: Probleme der rezenten geomorphologischen Höhenstufung im Rahmen einer vergleichenden Hochgebirgsgeographie. 40. Dt. Geographentag Innsbruck 1975, Tag.ber. u. Wiss. Abhandl., Wiesbaden, S. 61 - 75.
- KARRASCH, H. 1970: Das Phänomen der klimabedingten Reliefasymmetrie in Mitteleuropa. *Göttinger Geogr. Abh.* 56, Göttingen.
- KLAER, W. 1962: Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 6 (1), Berlin, Stuttgart, S. 17 - 32
- KUHLE, M. 1987: Physisch-geographische Merkmale des Hochgebirges: Zur Ökologie von Höhenstufen und Höhengrenzen. *Frankfurter Beiträge zur Didaktik der Geographie*, Bd. 10, S. 15 - 40.
- LEHMKUHL, F., J. BÖHNER & T. ROST 1992: Die nivale Höhenstufe und ein Versuch ihrer klimatischen Abgrenzung anhand ausgewählter Gebiete der Alpen und Skandinaviens. *Erdkunde*, 6, S. 3 - 13.
- LLIBOUTRY, L. 1965: *Traité de Glaciologie*, 2 Bde, Paris.
- RAFIQPOOR, M.D. 1994: Studien zur Morphodynamik in den Höhenstufen der Apolobamba-Kordilliere (Bolivien). *Erdwissensch. Forschung*, 31, Stuttgart.
- RATHIENS, C. 1982: *Geographie des Hochgebirges*. 1. Der Naturraum. Teubner Taschenbücher.
- REICHSTEIN, M. 1978: Geostrukturen vom Tienschan-, Pamir- und Baikalseegebiet. *Geogr. Ber.*, 23, S. 190 - 203.
- SCHRÖDER, H. 1992: Aktive Blockgletscher im zentralen Teil des Nördlichen Tienschan. *Petermanns Geogr. Mitt.*, 136, Gotha, 2 + 3, S. 109 - 119.

- SCHRÖDER, H. 1995: Zur geomorphologischen Höhenstufung des Transili- und Kungeij-Alatau im Nördlichen Tienschan (Kasachstan/Kirgistan). *Forsch. Ber. d. Deutschen Alpenvereins* 7, München, 30 S.
- SCHRÖDER, H. & A. BERKNER 1986: Zur Geomorphologie des Rila- und Piringebirges (VR Bulgarien). *Geograph. Berichte*, 120, Gotha, 3, S. 145 - 158.
- SCHWEINFURTH, U. (Hg.): *Neue Forschungen im Himalaya. Erdkundliches Wissen*, 112, Stuttgart 1993.
- SEREBRJANNYJ, L. R. & A. V. ORLOV 1988: Tjan' -San' glazami gljaciologa. [Der Tienschan aus der Sicht des Glaziologen.] Moskau.
- SEVERSKIJ, I. W. & E. W. SEVERSKIJ 1990: Sneshnyj pokrov i sezonnoje promerznanije grutov severnogo Tjan-Schanja. [Die Schneedecke und saisonale Durchfrierung des Bodens im Nördlichen Tienschan.] Jakutsk.
- SOBOLEV, L. N. 1972: Otscherk, rastitelnosti Issyk-Kulskoj kotlowiny. [Der Vegetationsabriß des Issyk-Kul-Kessels.] Frunze.
- Spravotschnik po klimatu SSSR* 1969b: Kasachskaja SSR. [Das Klima der UdSSR, Kasachische SSR.] Bd. 18, Leningrad.
- Spravotschnik po klimatu SSSR* 1969b: Kirgizskaja SSR. [Das Klima der UdSSR, Kirgisische SSR.] Bd. 32, Leningrad.
- THORN, C. E. 1979: Bedrock freeze-thaw weathering regime in an alpine environment, Colorado Front Range. *Earth Surface Processes and Landforms* 4, S. 41 - 52.
- TROLL, C. 1944: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. *Geolog. Rundschau*, 34, S. 545 - 694.
- TROLL, C. 1947: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. *Erdkunde* 1, S. 162-175.
- TROLL, C. 1955: Über das Wesen der Hochgebirgsnatur. *Jahrbuch des Dt. Alpenvereins*, 80, S. 142-157.
- TROLL, C. 1975: Vergleichende Geographie der Hochgebirge der Erde in landschaftsökologischer Sicht. *Geogr. Rundschau*, 27, S. 185-198.
- TSCHELPAKOVA, O. U. 1963: Klimat SSSR. Vyp. 3: Srednjaja Azija [Das Klima der UdSSR, Bd. 3: Mittelasien]. Leningrad.
- UCHNALEV, W. A. 1989: Krioteksturnij reljef perigljazialnoj zony Sailijskogo Alatau. *Geokriologičeskie issledowanija w gorach SSSR*. [Kryotexturrelief der Periglazialzone im Sailijskij Alatau. Geokryologische Untersuchungen in den Gebirgen der UdSSR.] Jakutsk.

Beilagen

Beilage 1: Periglazialer Formenschatz im nördlichen Talgar-Tal

Beilage 2: Periglazialer Formenschatz im Tschon-Aksu-Tal