

Hangformen und hangformende Prozesse in Süd-Victoria-Land, Antarktis

Von Franz-Dieter Miotke*

Zusammenfassung: Die Hangformung in Süd-Victoria-Land vollzieht sich unter extremsten klimatischen Bedingungen. Neben den sehr niedrigen Temperaturen ist vor allem die außerordentliche Trockenheit entscheidend, die kaum oberflächlichen Abfluß erlaubt. Hangabspülung und Solifluktion haben im Gegensatz zu arktischen Gebieten nur sehr geringen Anteil an der Reliefgestaltung. Innerhalb der verschiedenen Reliefstandorte und den dort anstehenden Gesteinen ergeben sich nur graduell unterschiedliche Hangformen. Übergreifende Gemeinsamkeiten der Hangformen und ihrer Schuttbedeckung ergeben sich aus dem Hanggefälle. Die selten vorkommenden Solifluktionsloben werden an einem Beispiel vom Nussbaum Riegel, Taylor Valley, untersucht. Oberflächlicher Abfluß über die Hänge ist nur dort gegeben, wo im kurzen Sommer Gletscherschmelzwasser oder an der Küste Schneeschmelzwasser vorhanden ist. Trotz der extremen Trockenheit und dem dicht unter der Oberfläche liegenden Permafrostspiegel gibt es Materialbewegungen auf den Hängen, wofür Beobachtungsbeispiele gezeigt werden. Einregelungsmessungen der Schuttstücke auf den Hangoberflächen ergaben große Ähnlichkeit zu entsprechenden Untersuchungen von Solifluktionsdecken in den Alpen. Die möglichen Formungsprozesse für das Bodenkriechen unter den besonderen Bedingungen des Victoria-Landes werden aufgezeigt und diskutiert. Kontraktion und Expansion durch die großen Temperaturgegensätze werden durch weit verbreitete Polygone und in den Schuttstücken durch „inner rock polygons“ evident. Auch durch Eis- und Salzkristallisationen werden in den Feinmaterialdecken Bewegungen ausgelöst, die unter Beteiligung der Schwerkraft Hangabwärtsverlagerungen verursachen. Schneelast und Schneeschub unterstützen örtlich die trockene Solifluktion. Die überall ausgebildeten Steinsohlen beweisen den Anteil der äolischen Materialverlagerungen auf den Hängen. Über die Geschwindigkeiten des Bodenkriechens in Victoria-Land sind nur Abschätzungen möglich. Insgesamt ergibt sich, daß der Wassermangel in den Dry Valleys sich für die Hangabtragung und Verwitterung nicht gleich auswirkt.

Summary: Slope-forming processes in South Victoria Land take place under most severe climatic conditions. Very low temperatures are combined with extreme dryness which rarely permits surface runoff. Slope erosion and solifluction in contrast to arctic regions contribute only little to forming. Within the several locations of the area and within the variety of outcropping rocks only gradually different slope forms result. Similarities of slope forms and their debris covers are often due to equal slope gradients. Seldom observed solifluction lobes were investigated on Nussbaum Riegel, Taylor Valley. Surface runoff only exists where there is glacial meltwater during the short summer period or closer to the coast line snow meltwater. In spite of extreme dryness and a very thin active layer material transport occurs on the slopes as many forms clearly indicate. Measurements of down-slope orientated pieces of rock gave quite similar results as known from solifluction lobes within the Alps. The possible processes for soil creep under the special conditions at Victoria Land are shown and discussed. Thermal contraction and expansion caused by immense temperature differences are demonstrated by widespread polygons and within rock fragments by inner rock polygons. Ice- and salt crystallisation within the upper loose soil horizons initiate additional movements which are superimposed by gravity. Snow load and snow push locally support processes of dry solifluction. The pavements developed nearly everywhere prove the eolian part of slope transportation. It is only possible to guess about creep velocities in Victoria Land so far. In general it can be said that the dryness of the Dry Valleys is less restrictive for weathering processes than for slope denudation.

DAS RELIEF UND DIE LAGE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

Die Untersuchungsgebiete liegen am westlichen Rande des Ross-Meeres innerhalb des Transantarktischen Gebirges (77° -81° Süd und 154° -170° Ost). Im Westen schließt sich der ostantarktische Eisschild an, dessen Rand hier in 2000 m Höhe liegt. Aus dem Inlandeis fließen einige Auslaßgletscher („outlet glacier“) — z. B. Ferrar Glacier, Taylor Glacier, Mackay Glacier — in die Gebirgstäler.

Der nördliche Küstenbereich, die Scott-Küste, grenzt an den McMurdo Sound. Das Meereis entlang der Küste bricht nur selten auf, die Grenze zum sommerlichen Packeis verschiebt sich jedes Jahr. Die auf der südlichen Ross-Insel gelegene McMurdo-Station kann zumeist nur von Eisbrechern erreicht werden, deren Kanal im Satellitenbild zu erkennen ist. Südlich der Ross-Insel beginnt das Schelfeis. Die südöstlich

* Prof. Dr. Franz-Dieter Miotke, Geographisches Institut der Universität, Schneiderberg 50, 3000 Hannover 1.

Die Forschungsreisen in die Antarktis 1976/77, 1978/79 und 1980/81 wurden durch die amerikanische National Science Foundation ermöglicht, die die An- und Abreise von Kalifornien aus sowie die Logistik finanzierte. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft übernahm dankenswerterweise die restlichen Reisekosten und die Anschaffung von wissenschaftlichen Geräten.

Ein besonderer Dank gilt dem Program Manager of Polar Earth Sciences der NSF, Herrn Dr. M. D. Turner, der mich ermutigte, innerhalb des U.S. Antarctic Research Program (USARP) mitzuwirken, und zahlreiche hilfreiche Anregungen vermittelte. Herrn Prof. Dr. R. Gerson, Universität Jerusalem, und Herrn Dr. B. Janke, die mich 1978/79 begleiteten, ist für ihre Mitarbeit und zahlreiche fruchtbare Diskussionen zu danken. Ein herzlicher Dank gilt auch den studentischen Mitarbeitern der ersten und dritten Reise, den Herren H.-U. Gosemann, J. Venske, W. Kramm und H. Schau. Die Herren J. Dentler und S. Schimmel halfen bei der Ausarbeitung der Ergebnisse.

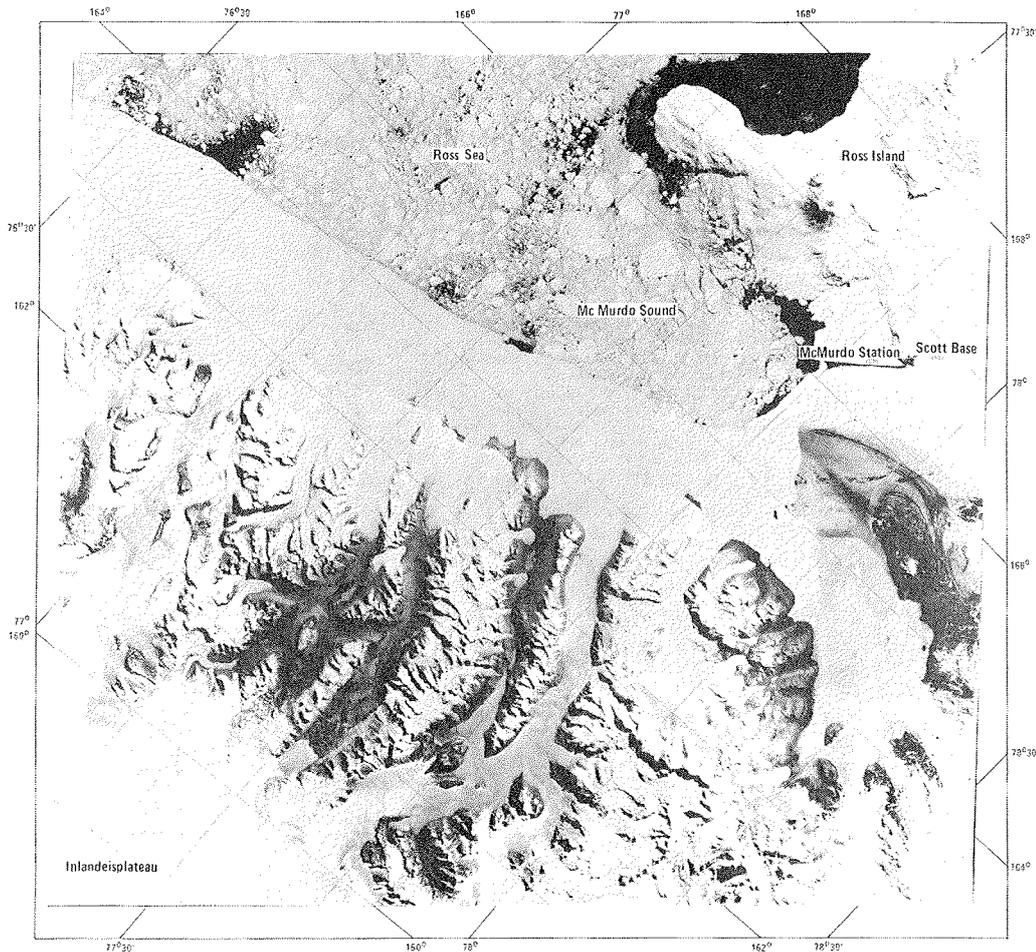


Abb. 1: Satellitenbild der Dry Valleys und des McMurdo Sound mit der Ross-Insel (NASA image 1174-19433-7, 13. Jan. 1973).

Fig. 1: NASA satellite image 1174-19433-7, Jan. 13., 1973 showing Dry Valleys, McMurdo Sound and Ross Island.

vom Mount Discovery (2692 m), einem nicht mehr aktiven Vulkan, gelegene Hillary-Küste (nicht mehr im Satellitenbild erfaßt) grenzt an das Ross-Schelfeis. In 80° südl. Breite befinden sich die Darwin Mountains, über die bereits berichtet wurde (MIOTKE & HODENBERG 1980). Die höchsten Punkte in der Royal Society Range des Transantarktischen Gebirges liegen um 4000 m (Mt. Lister 4025 m), der Mount Erebus auf der Ross-Insel erreicht 3794 m.

Die Höhe der Gipfel in den Gebirgszügen zwischen den Dry Valleys nimmt von 2000 m — bis knapp 3000 m direkt am Inlandeisrand — zur Küste hin bis auf unter 800 m ab. Die nicht eisbedeckten Talböden der unterschiedlich hoch gelegenen Trockentäler besitzen teilweise ihre tiefsten Bereiche im zentralen Talabschnitt. Ursachen dafür sind die glaziale Talbodenübertiefung sowie die im Wright und Victoria Valley aus dem Piedmont-Gletscher an der Küste talaufwärts vorgedrungenen Eiszungen und deren Moränenmaterial. Die abflußlosen Senken werden von stark salzangereicherten größeren Seen eingenommen, deren Eisdecke im Sommer randlich auftaut, so im Taylor Valley Lake Bonney und Lake Fryxell, im

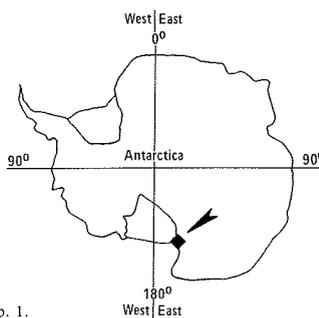
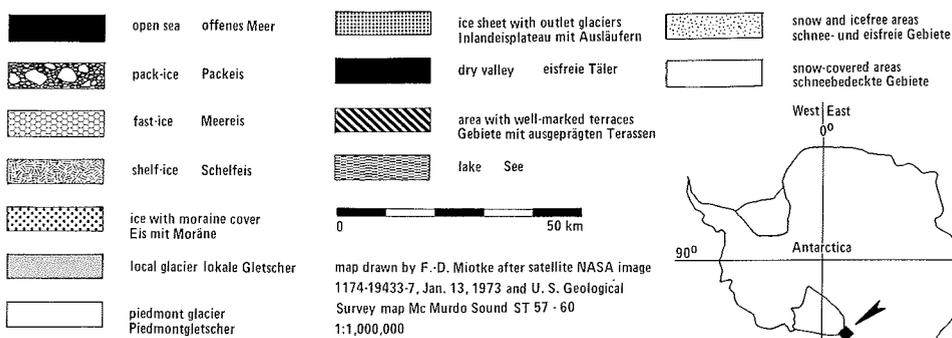
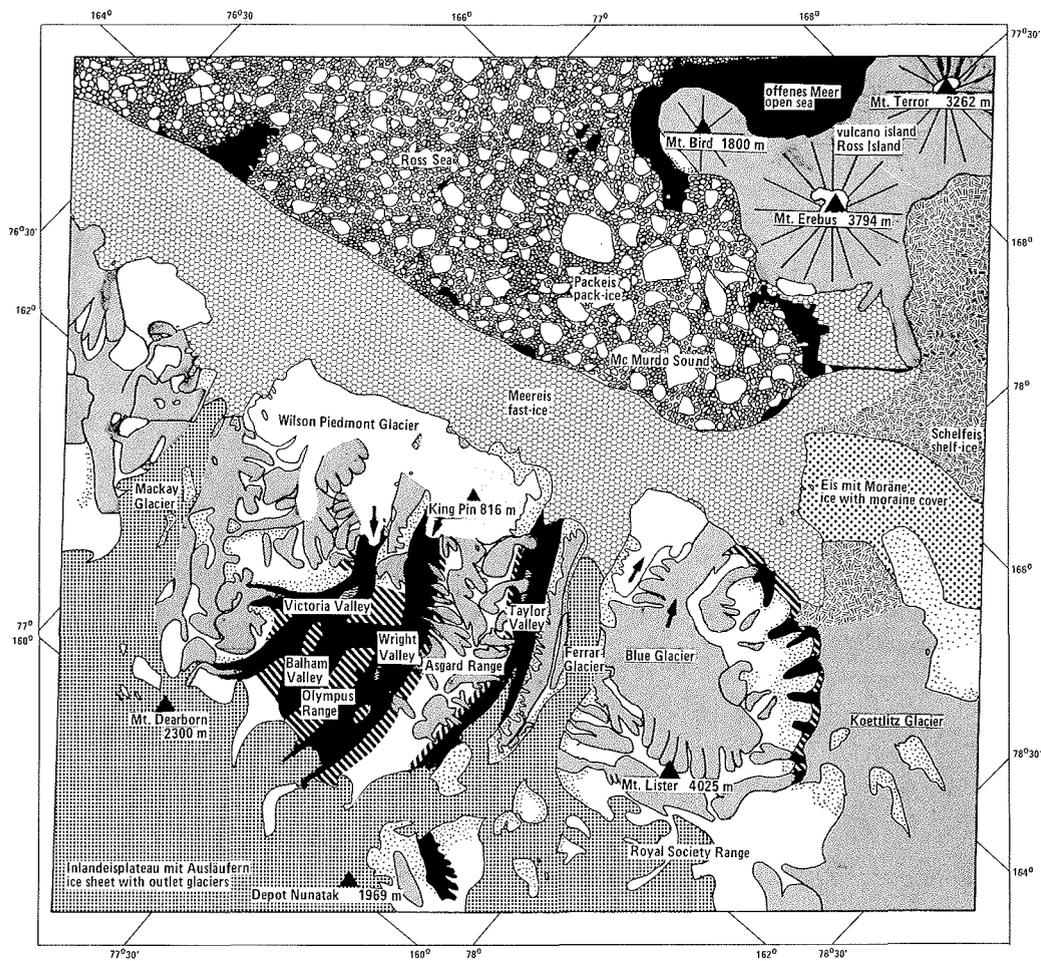


Abb. 2: Kartierung der Reliefeinheiten nach dem Satellitenbild Abb. 1.

Fig. 2: Relief units mapped from satellite image Fig. 1.

Wright Valley der Lake Vanda und im Victoria Valley der Lake Vida. Daneben gibt es noch eine Reihe weiterer, meist kleinerer Seen, die häufig vor Eisloben gestaut worden sind.

Die Talböden der Haupttäler erreichen in ihren tiefsten Bereichen fast heutiges Meeresniveau. Die Täler zeigen alle Merkmale glazialer Überformung. Über dem moränenbedeckten Talboden steigen die Hänge der U-Täler steil an. Darüber setzen weit verbreitet terrassenartige Plateaureste an, die offensichtlich älteren Erosionsniveaus zuzuordnen sind. Auch in den Talflanken lassen sich örtlich klar ausgebildete Terrassenreste ausmachen. Wo Seitengletscher in das Haupttal einmünden, besitzen sie spaltenreiche Eisfälle; wo keine Eisfüllung mehr vorhanden ist, lassen sich Hängetäler erkennen. Diese höhergelegenen Erosionsniveaus sind ideale Reliefformen für Eisakkumulation und Gletscherbildung. Doch nicht überall sind die Flachformen eisbedeckt.

Besonders in der Olympus Range und der Asgard Range sind weite Areale eisfrei und oft auch nicht einmal ganzjährig schneebedeckt, das Gleiche gilt für den Bull Pass. Über diese Erosionsformen ragen steilwandige Gipfel hinaus, deren Form deutlich anzeigt, daß sie einmal als Nunatakker eisumflossen waren.

Eine genauere Kartierung der Erosionsniveaus und der Talterrassen sowie ihre jeweiligen Höhenlagen werden demnächst in einer weiteren Veröffentlichung publiziert; eine zeitliche Einordnung ist noch nicht eindeutig möglich. Eine detaillierte Rekonstruktion der Reliefgenese ist nicht nur für das Verständnis der tektonisch-geologischen Vergangenheit, sondern auch für die jüngere Glazialgeschichte von großer Bedeutung (BULL et al. 1963). Während die jüngste Vergletscherungsgeschichte durch die Untersuchungen der Moränenformen und C^{14} -Datierungen (DENTON & HUGHES 1981) immer mehr Klarheit gewinnt, ist die weiter zurückliegende Vereisungsgeschichte noch immer als sehr hypothetisch anzusehen (DENTON & HUGHES 1981). Unbestritten ist, daß die heutigen eisfreien Gebiete zeitweise weitgehend eisbedeckt waren. Weiterhin fehlen jedoch klare Beweise, ob das Gebiet der Dry Valleys von Beginn an vereist war, oder ob es eine initiale oder zwischenzeitliche fluviatile Erosionsphase gegeben hat.

Die untere Gebirgsabdachung zum McMurdo Sound ist von weitflächigen Piedmont-Gletschern bedeckt; der Wilson Piedmont-Gletscher steigt über 500 m hoch an, der Bowers Piedmont-Gletscher ist insgesamt etwas niedriger. Die Höhe der Eismassen macht es möglich, daß einige Gletscherzungen quasi bergauf in die unteren Talenden einiger Trockentäler vordringen. Alpine Gletscher mit größerem Einzugsgebiet erreichen die Küste. Beispiele hierfür sind im Bereich des Satellitenbildes der Blue Glacier nördlich vom Mt. Lister und der stark schuttüberdeckte Koettlitz Glacier. Örtlich münden alpine Gletscher auch in die Piedmont-Gletscher an der Küste. Kleinere Kargletscher erreichen die Täler oder die Küste nicht. Einige Kare sind sogar eisfrei, nur kleinere Firn- oder perennierende Schneeflecken können sich unter den heutigen Bedingungen dort halten.

Neben den Dry Valleys im engeren Sinne gibt es noch südlich vom oberen Taylor-Gletscher einige eisfreie Täler in den Beacon Heights (2420 m). Größere nicht völlig eisbedeckte Täler befinden sich auch auf der Ostseite der Royal Society Range. Die Ross-Insel mit ihren drei größeren Vulkankegeln Mount Erebus (3794 m), Mt. Falconer (3262 m) und Mt. Bird (1800 m) ist bis auf kleinere Gebiete eis- und schneebedeckt.

DIE GRUNDVORAUSSETZUNGEN FÜR DIE ABTRAGUNG IN SÜD-VICTORIA-LAND

In der Folge sollen die wichtigsten Faktoren, die für die hangformenden Prozesse von Wichtigkeit sind, kurz skizziert werden. Die Ausführungen beschränken sich bewußt auf die Tatsachen, die für das Verständnis der Hangabtragung in den Dry Valleys notwendig sind. Es wird somit keine ausführliche, allgemeine Darstellung des Klimas, der Glazialgeschichte und der Geologie des Untersuchungsgebietes angestrebt.

Allgemeine klimatische Bedingungen und Wassergehalte im Boden und im Gestein

Unter den gegebenen klimatischen Bedingungen der Antarktis können besondere Formungsprozesse und Formen erwartet werden, die in gleicher Weise nirgendwo sonst auf der Erde vorkommen. Annähernd ähnliche Bedingungen extremer Kälte und gleichzeitig extremer Trockenheit dürften nur noch in den nördlichen Bereichen von Grönland und bedingt im Nordosten Kanadas existieren.

Es ist daher zu prüfen, ob die extremen klimatischen Bedingungen in der Antarktis wirklich zu sehr unterschiedlichen hangformenden Prozessen und völlig anderen Hangformen führen. Sind die reliefformenden Prozesse und ihr Ergebnis prinzipiell oder graduell anders als in anderen, weniger extremen Klimaten der Erde? Dazu müssen die mikroklimatischen Bedingungen (Temperaturen und Feuchtigkeit) erfasst werden. Diese sind sowohl für die Verwitterung wie für die Bewegungsmechanismen bei der Hangformung letztlich entscheidend.

1. Die Temperaturen

Nirgends ist es kälter auf der Erde als in der Antarktis. Allerdings werden in den relativ küstennahen Dry Valleys nicht so tiefe Extremwerte wie auf dem über 4000 m hohen Eisplateau der Ostantarktis erreicht, wo das absolute Minimum der Lufttemperatur von -88°C gemessen wurde. Nach THOMPSON et al. (1971 a, b; s. MIOTKE & HODENBERG 1980) liegen die möglichen winterlichen Extremwerte in den Dry Valleys zwischen nahe 0°C und -55°C . Durch das Eindriften von relativ wärmeren Luftmassen aus den maritimen antarktischen Randbereichen können auch im Winter erhebliche Temperaturunterschiede auftreten. Entsprechend können auch die Winter klimatisch sehr unterschiedlich verlaufen. Auf jeden Fall darf nicht mit annähernd konstant tiefen Wintertemperaturen gerechnet werden. Die möglichen Temperaturspannen zwischen Minima und Maxima sind in den Wintermonaten wesentlich größer als im Sommer. Im Sommer können die Lufttemperaturen kurzzeitig bis geringfügig über den Gefrierpunkt ansteigen, aber auch schnell bis unter -20°C absinken. Im Gegensatz zu den träger reagierenden Lufttemperaturen sind im oberflächennahen Gestein tägliche Temperaturänderungen von maximal über 30°C nicht selten. Im Lockermaterial der Hangbedeckung sind die täglichen Sommertemperaturkurven bei Sonneneinstrahlung zwar wesentlich gedämpfter, erreichen aber auch noch eine Tagesamplitude von 10° bis maximal 20°C (MIOTKE 1979 b). Die extrem tiefen Wintertemperaturen und der dauernde schnelle Wechsel der Sommertemperaturen im Boden und im Gestein sind für die Verwitterungs- und Abtragungsprozesse

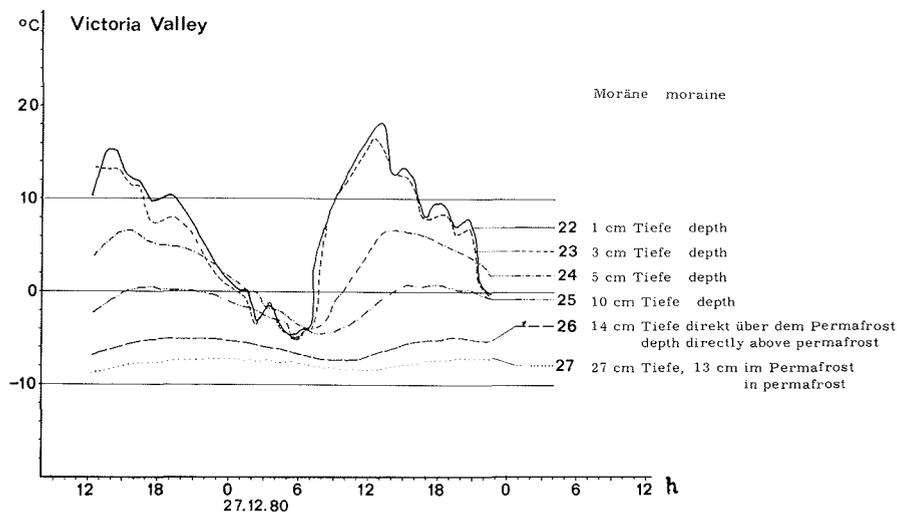


Abb. 3: Victoria Valley: Temperaturen im Moränenschutt.

Fig. 3: Victoria Valley: temperatures in moraine debris.

von großer Bedeutung. Besonders wenn genügend Feuchtigkeit in Boden und Gestein vorhanden ist, was nicht immer gegeben ist, verursacht jeder Temperaturwechsel um den Gefrierpunkt Frostsprengung.

2. Die Niederschläge

Die Niederschläge fallen nur als Schnee, und die Niederschlagsmenge ist sehr variabel. Sie nehmen von der Küste zum Inneren hin schnell von ca. 150 mm/J. auf örtlich weit unter 100 mm/J. ab. Für 1970 wurden an der Vanda-Station (THOMPSON et al. 1971 b) im Wright Valley nur 7 mm Jahresniederschlag geschätzt. Da der trockene, feinkristalline Schnee stark verweht wird, ist eine genaue Niederschlagsmessung nicht ohne Schwierigkeiten möglich. Viele Hänge sind auch im Winter weitgehend schneefrei. Reliefbedingte Unterschiede wirken sich aber nicht nur für die Akkumulation aus, bereits die Schneefallmenge ist je nach der Situation im Gelände wohl sehr unterschiedlich.

3. Das Bodenwasser

Flüssiges Wasser entsteht nur dort, wo Gesteinsmaterial durch Einstrahlung aufgeheizt wird und durch Rückstrahlung den Schnee oder das Gletschereis schmilzt. Oberflächlich abfließendes Wasser ist daher nur dort zu beobachten, wo Gletscherschmelzwasser kurzzeitig im Hochsommer für maximal wenige Wochen abfließt. Auch im randlichen Bereich von Schneeflecken bleibt die Durchfeuchtung des Bodens minimal und ist zumeist auf die obersten Zentimeter beschränkt (s. MIOTKE & HODENBERG 1980). Die sehr niedrigen relativen Luftfeuchtigkeiten führen zu einer weitestgehenden Sublimation des Schnees, ohne daß es zum Tauen kommt. Die obersten Bodenbereiche trocknen sehr stark aus. Feuchtwerte unter 0,1 % sind hier nicht selten (MIOTKE 1980). Erst in tieferen Bereichen des Bodens, wo die Temperaturen selten über den Gefrierpunkt ansteigen, und im Permafrost selbst steigen die Wassergehalte oft über einige Prozent an. Zumeist beginnt der Permafrost jedoch schon im ausgetrockneten Substrat über den zementierten, mehr Wasser enthaltenden Schichten (MIOTKE & HODENBERG 1980). Nicht gefrorenes Grundwasser ist nur dort festgestellt worden, wo sehr hohe Salzgehalte den Gefrierpunkt weit herabsetzen (HARRIS & CARTWRIGHT 1981, CARTWRIGHT & HARRIS 1981); diese Vorkommen sind jedoch sehr selten. Der Permafrost reicht meist sehr tief, so daß erst in größerer Tiefe mit flüssigem Grundwasser zu rechnen ist. Das Dry Valley Drilling Project brachte erste genauere Kenntnisse: Im Bohrloch Nummer 10 an der Küste wurde Grundwasser mit einer Temperatur von -4 °C in einer Tiefe von 185 m angetroffen, das bis auf 40 m Tiefe aufstieg und dabei schnell gefror. Es war doppelt so salzreich wie Meerwasser und hatte etwa die gleichen Ionenverhältnisse wie Meerwasser. In einem anderen Bohrloch etwa 2,5 km weiter im Inland versickerte die Bohrflüssigkeit in 250 m Tiefe bei einer Bohrlochtemperatur von -4 °C.

Zur Glazialgeschichte der Dry Valleys

Noch immer ist nicht völlig geklärt, seit wann der antarktische Kontinent vergletschert ist und welche Ursachen zur Bildung des Eisschildes führten (HOLLIN 1962). Aus dem Vorkommen von Sedimenten glazialer Herkunft in Tiefseebohrkernen aus den südlichen Ozeanen kann geschlossen werden, daß seit dem Eozän Gletschereis von den Südkontinenten in das Meer gelangt sein muß. Die Sedimente wurden durch Foraminiferen datiert (GEITZENAUER et al. 1968, REX & MARGOLIS 1969). Die ältesten Hinweise einer Inlandvereisung in der Antarktis wurden in den Jones Mts. der Westantarktis (74 °S) gefunden (RUTFORD et al. 1968). K/Ar-Datierungen der glazialen Ablagerungen lassen auf ein Alter schließen, das mindestens 7 Millionen Jahre vor heute liegt (RUTFORD et al. 1970). Es muß daher mit einer Vereisung seit dem späten Miozän oder dem Beginn des Pliozäns gerechnet werden. Vor dem ausgehenden Miozän wird für Australien und die Antarktis ein gemäßigtes Klima rekonstruiert (u. a. BROWN et al. 1968).

Das Transantarktische Gebirge, zu dem die Dry Valleys gehören, riegelt das Inlandeis der Ostantarktis weitgehend vom Meer ab. Nur dort, wo Gebirgspässe niedrig genug sind, fließt das Eis durch die Täler zum Ross-Meer hin ab. Unter den heutigen Bedingungen erreichen diese Auslaßgletscher („outlet glacier“) aber nicht mehr überall das Meer; lediglich der Ferrar Glacier füllt sein Tal völlig aus, der benachbarte Taylor Glacier endet mitten im Talverlauf. In den nächsten, noch weiter nördlich gelegenen Wright

und Victoria gelangen nur noch sehr geringe Eismassen über die Gebirgsschwelle, so daß die Gletscher hier sehr kurz bleiben. Wie die typischen Glazialformen der heute weitgehend eisfreien Täler anzeigen, muß das Inlandeis in der Vergangenheit wesentlich höher gewesen sein. Das Eis füllte die Dry Valleys damals völlig aus. Der älteste Eisvorstoß, von DENTON et al. (1970) im Taylor Valley untersucht (Taylor glaciation V) und von CALKIN et al. (1970) im Wright Valley (Wright Upper glaciation V) nachgewiesen, wird als entscheidende reliefformende Zeit angesehen. Weitere 4 jüngere Eisvorstöße, die u. a. durch Moränen nachgewiesen wurden, haben die Talformen nicht mehr wesentlich verändert (BULL et al. 1962, NICHOLS 1971). Kleinere Lavaausflüsse im Taylor und Wright Valley, die mittels der Kalium-Argon-Methode datiert wurden, ergaben ein Alter von knapp 4 Millionen Jahren (DENTON et al. 1970). Daraus wurde geschlossen, daß diese Bereiche der Dry Valleys seit dieser Zeit eisfrei sind. Im Taylor, Wright und Victoria Valley floß auch von der Talmündung her Eis in die Täler. Im Victoria und Wright Valley existieren noch heute Gletscher, die sich eine kurze Strecke talaufwärts ausbreiten; sie stehen in Verbindung mit den Piedmont-Gletschern an der Küste.

Bei glazialeustatisch absinkendem Meeresspiegel setzte sich das Schelfeis in weiten Bereichen auf dem Meeresboden auf und konnte dann bis über 1000 m mächtig werden. Das Ross-Schelfeis drang darauf von der Küste her in die Talmündungen der Dry Valleys ein. Diese Auslaßgletscher („outlet glacier“) blockierten den Abfluß der Täler, so daß sich Stauseen bildeten, deren Terrassen und Sedimente nachgewiesen und datiert werden konnten. Mindestens 4 Vorstöße (Ross Sea Glaciation I bis IV) wurden differenziert. Für alle ist mittels K/Ar-Datierungen ein Alter unter 1,2 Millionen Jahre bestimmt worden.

Algen auf Ablagerungen des jüngsten (Ross Sea Glaciation I) Eisvorstoßes ergaben ein Alter von mindestens 9490 Jahren B. P. (DENTON et al. 1971). Die Abfolge der verschieden alten Eisvorstöße im Bereich der Dry Valleys wird in einer Karte des Taylor und Wright Valley nach DENTON et al. (1970) und CALKIN et al. (1970) in DENTON et al. (1971: 288) dargestellt. Die Fluktuationen der individuellen alpinen Gletscher der Dry Valleys erwiesen sich als nicht synchron mit dem Verhalten des Inlandeises und der Ross-See-Vereisungen.

Die allgemeine geologische Situation

Die transantarktische Gebirgsschwelle ist im Bereich des McMurdo Sound entlang eines ausgeprägten Bruchsystems herausgehoben. Legt man nur die Gebirgshöhe und dortige Meerestiefe zugrunde, so ergibt sich bereits eine Sprunghöhe von weit über 4000 m. Neben den rein tektonischen Dislokationen ist örtlich auch mit einer glazialisostatischen Ausgleichsbewegung zu rechnen, über deren Ausmaß jedoch noch keine Klarheit erzielt werden konnte. Der noch sehr junge bis rezente Vulkanismus (Mt. Erebus) zeigt an, daß die gebirgsbildenden Vorgänge noch nicht abgeschlossen sind. Der Beginn dieser jungen Tektonik ist noch nicht genau faßbar. Wie ältere, höhere Erosionsniveaus im Gebirge und terrassenartige Verflachungen entlang der Küste zeigen, ist die Heraushebung nicht ohne Pausen abgelaufen. Weitere schnelle Hebung des Gebirges würde die Dry Valleys völlig vom Durchfluß von Eismassen aus dem Inlandeis sperren. Es könnte sogar angenommen werden, daß der ehemals vorhanden gewesene intensive Eisstrom durch die heute weitgehend eisfreien Täler mehr durch die Hebung des Gebietes gestoppt wurde als durch eine Abnahme der Eismächtigkeit des Inlandeises, wie es in der Literatur bevorzugt gesehen wird.

Die jüngeren blockartigen Heraushebungen werden zum Victoria-Orogen gerechnet, das im Oberen Tertiär und im Quartär für die Formung des Victoria-Gebirgssystems entscheidend war (GUNN & WARREN 1962). Im unteren Paläozoikum oder vielleicht schon im oberen Präkambrium kam es während des Ross-Orogens zu Faltenbildungen und Intrusionen. Die metamorphen und plutonischen Gesteine des Basement werden von einer Erosionsoberfläche, der Kukri Peneplain, geschnitten. Die flach mit etwa 10° nach Westen oder Südwesten einfallende Oberfläche besitzt nur wenig Relief. Sie wird von den Sedimentgesteinen der Beacon Supergroup diskordant überlagert. Besonders Sandsteine sind in der hier bis zu 1000 m mächtigen Sedimentationsfolge stark vertreten. Etwa ab unterem Jura kommt es zu einer intensiven Bruchtektonik, die weitverbreitet zu Doleritintrusionen führte. Das magmatische Gestein bildet Gangscharen und örtlich bis zu 900 m mächtige Einschübe. Wie weit diese Intrusionen bis in die jüngere

Erdgeschichte vor dem Quartär reichen, ist noch ungeklärt. Das Ganggestein ist sicher nicht gleich alt und zeigt erhebliche Unterschiede in der petrographischen Zusammensetzung. Etwa im Zeitraum des Tertiärs (oder etwas früher) drifteten Neuseeland und Australien von der Antarktis weg. Insgesamt ergibt sich aus der geologischen Vergangenheit eine große Anzahl unterschiedlicher Gesteine im Untersuchungsgebiet. Neben Kristallingesteinen, wie Graniten, Gneisen etc., sind auch metamorphe Gesteine, einschließlich Marmor, weitverbreitet. In den Beacon-Sedimenten sind neben den vorherrschenden Sandsteinen und Quarziten auch andere Sedimentgesteine vertreten. Die Ganggesteine, insbesondere die dunklen Dolerite, die örtlich Säulenstruktur besitzen, bilden oft besondere Abtragungs- und Verwitterungsformen.

Überdeckt sind die anstehenden Gesteine vor allem in den Talbereichen mit Moränenmaterial verschiedenen Alters und wechselnder Mächtigkeit. Nur relativ selten sind Sandfelder oder Dünen entwickelt. Die Hänge sind örtlich mit Hangschuttdecken überlagert, häufig bildet jedoch auch das glazial überschliffene anstehende Gestein die Oberfläche.

DIE HÄNGE IN SÜD-VICTORIA-LAND

Einleitung

Über die Reliefentwicklung und die existierenden Hangformen in Süd-Victoria-Land gibt es erst wenig Detailuntersuchungen. Eine erste Beschreibung der Dry Valleys gab TAYLOR (1914), der vor allem die Frostsprengung als entscheidend für die postglaziale Reliefbildung ansah. Ausführliche geologische Beschreibungen wurden von GUNN & WARREN (1962) für das Gebiet zwischen den Mawson- und Mulak-Gletschern und von HARRINGTON et al. (1967) für den Cape Hallet District weiter im Norden geliefert. In diesen Arbeiten wird den Reliefformen und den formenden Prozessen nur wenig Platz eingeräumt. Im Vordergrund dieser Betrachtungen stehen neben der allgemeinen Geologie vor allem glazialgeologische Fragen. COTTON & WILSON (1971a,b) sind der Ansicht, daß unter den heutigen extrem kalten Klimabedingungen das Eis keine wesentliche Abtragungsleistungen vollbringen könnte. Bei einer Eistemperatur von etwa -20°C wird glaziale Erosion verneint; ungetrübtes Gletscherschmelzwasser wird als Beweis ihrer These angesehen. Vorhandene glaziale Übertiefung von Tälern und die Formung von Karen werden in eine unbekanntere frühere Zeit verlegt. In Abwesenheit von oberflächlich abfließendem Wasser und wegen der extremen Trockenheit wird der Salzverwitterung die dominante Rolle für die heutige Reliefniedrigung eingeräumt. Der Transport von Verwitterungsmaterial wird allein der Schwerkraft oder dem Wind zugeschrieben. Dabei entstehen sog. Richter denudation slopes (BAKER & LE HEUX 1952) mit einem Hangwinkel von $30\text{--}35^{\circ}$. Bei diesen Grenzneigungswinkeln („angle of repose“) bleibt der Schutt liegen, bei noch steilerem Hangwinkel werden die Schuttstücke von der Schwerkraft weitertransportiert. Das häufige Auftreten von Hängen mit ca. $30\text{--}35^{\circ}$ Gefälle war auch schon TAYLOR (1914) aufgefallen. Für die hohen Bereiche oberhalb der Schneegrenze wird die Salzverwitterung wegen des dort beobachteten Wüstenlacks als weniger aktiv angenommen, für einige Gebiete wird sie ganz ausgeschlossen. Dort wird ein dauernd unverändertes Relief angenommen, solange die heutigen kalten Bedingungen sich nicht verändern. Bestehende hochgelegene Karformen werden als in einer ehemals wärmeren Periode entstanden postuliert. SELBY (1971a,b,c, 1974) folgt weitgehend den Auffassungen von COTTON & WILSON (1971a,b), daß die Frostsprengung der dominante reliefbildende Prozeß ist. Als Transportmechanismen kommen auch bei ihm nur die Schwerkraft und der Wind in Frage. Da auch SELBY (1974: 21) annimmt, daß nur temperierte Gletscher erodieren können, verlegt er die Bildung der Kare vor das mittlere Miozän. Insgesamt wird nur eine sehr langsame Reliefbildung angenommen, seit das Eis die Trockentäler verlassen hat.

Im Taylor Valley und Wright Valley wurden kleine Basaltaustritte entdeckt, die nicht mehr vom Eis überfahren wurden. Kalium-Argon-Datierungen der Basalte ergaben für das Taylor Valley ein Alter von 3,5 Millionen Jahren (DENTON et al. 1970) und für das Wright Valley 3,7 Millionen Jahre (CALKIN et al. 1970). Da es keinen Hinweis auf eine zwischenzeitliche wärmere Periode gibt (MARKOV 1969), wäre die

Hangformung demnach einige Millionen Jahre unter fast gleichen Bedingungen abgelaufen. Dabei gab es wenig Frostverwitterung, weil kaum flüssiges Wasser zur Verfügung stand; aus dem gleichen Grund ist auch die Solifluktion selten zu beobachten. Aus den Wänden werden durch Entlastungsspannungen große Platten und Blöcke herausgesprengt, so daß die Wände nahezu senkrecht bleiben. Der Hangschutt auf den Hängen wird nur bei einem Gefälle von über ca. 35° durch die Schwerkraft hangabwärts bewegt. Bei einem Hangwinkel weniger als 30—35°, bleibt der Schutt liegen und wird durch Salzverwitterung soweit zerkleinert, bis der Wind das Feinmaterial ausblasen kann. Da die Hangschuttdecken durch Permafrost zementiert werden, erhalten sie einen schützenden Panzer („protective armour“), der weitere Hangentwicklung nahezu verhindern soll. SELBY (1974) unterscheidet 4 Hangsegmente:

1. die Wände, unter denen sich häufig Schuttkegel ausbilden
2. Richter-Denudationshänge
3. basale Pedimente und
4. mit Schutt überlagerte basale Hänge.

Die Hangsegmente im mittleren Hangbereich sind häufig als Glatthänge (rectilinear slopes) ausgebildet. Das Gefälle liegt meist zwischen 20° und 36°. Weiter unterhalb der gradlinigen Glatthänge wurden häufig konkave Hangprofile festgestellt. Als Indikatoren für eine begrenzte chemische Verwitterung in den Trockentälern werden Wüstenlackvorkommen und Tafoniformen erwähnt (SELBY 1972).

Hänge in unterschiedlichen Festgesteinen (Der Einfluß der Petrovarianz)

Die Abtragungs- und damit Formungsprozesse sind auch in der Antarktis selektiv. Auch hier wirkt sich die Petrovarianz bei der Reliefformung aus: Unterschiedlich resistente Schichtgesteine bilden gestufte Hänge. Wie auch in anderen Klimaten verursachen widerstandsfähige harte Gesteine Hangversteilungen, weiche, leichter ausräumbare Gesteine dagegen Hangverflachungen. Von besonderer Bedeutung ist die jeweilige Schichtmächtigkeit härterer oder weniger resistenter Schichten. Diese Resistenzunterschiede wurden von der glazialen Erosion deutlich herauspräpariert. Aber auch im Mikrobereich zeichnet die Verwitterung strukturelle und petrographische Unterschiede von Sedimentgesteinen klar nach.

Als relativ resistent erweist sich das homogene dichte Doleritgestein. Bereits die glaziale Erosion läßt die harten Gänge 1 bis 2 m über den Schichtgesteinen herausragen. Auch die folgende Verwitterung und Abtragung scheint in den Sedimentgesteinen schneller zu verlaufen. Ähnliches läßt sich beobachten, wo mikrokristalline Ganggesteine grobkristalline Tiefengesteine durchziehen. Auch hier ragen die Gänge aus der glazial überschliffenen Oberfläche heraus. Vom Eis entsprechend der Fließdynamik ausgeschürfte wannenartige Becken hinter den herauspräparierten harten Gängen zeigen klar an, daß die Ganggesteine nicht erst postglazial herausgewittert worden sind. Allerdings kann der relative Härteunterschied auch postglazial noch weiter herauspräpariert werden. Die besondere Verwitterungsresistenz des dichten Doleritgesteins wird auch aus der Tatsache klar, daß der Anteil der dunklen Doleritschuttstücke auf älteren (höheren) Landoberflächen statistisch immer mehr zunimmt. Die Sandsteine und auch die grobkristallinen Gesteine werden verhältnismäßig schneller verwittert, so daß ihr relativer Anteil mit der fortschreitenden Verwitterungsdauer immer mehr verringert wird. Eine Zwischenstellung nehmen dichte Quarzite ein. Auf sehr alten Oberflächen sind daher oft Kristallingesteine, schiefrige Metamorphite und Sandsteine bis auf die Bodenoberfläche verwittert und fortgeweht (NICHOLS 1971: 312), während in unmittelbarer Nähe Dolerite erst wenig angegriffen erscheinen. Entsprechend sind auch Windkanter am besten aus Doleritstücken entwickelt. Weichere Gesteine verwittern anscheinend zu schnell, um den Windschliff lange zu erhalten.

Allerdings scheinen die Ganggesteine relativ empfindlich auf die physikalischen Verwitterungsprozesse zu reagieren, die zu Rissen im Gestein führen. Obwohl die Gänge oft, wenn auch unterschiedlich hoch, aus dem umgebenden Gestein herausragen, ist das Gestein stark zerbrochen. Die meist klar ausgebildeten Richtungen der Klüfte weisen aber darauf hin, daß hier bereits vor dem Einsetzen der physikalischen Verwitterung an der Oberfläche Schwächelinien vorhanden waren, die verschiedene Ursachen haben können (MIOTKE 1979b). Der Schuttanfall in den örtlich mächtigen Doleriteinschüben ist daher im allgemeinen besonders hoch. Dies trifft besonders dort zu, wo das Gestein säulig ausgebildet ist. Unter Wänden oder

sehr steilen Hängen mit Doleritsäulen sind gewöhnlich mächtige Schutthalden zu beobachten. Obwohl steile Reliefformen, insbesondere Wände, in allen resistenten Festgesteinen vorkommen können, fallen speziell die häufig zu beobachtenden Sandstein/Quarzitwände auf. Auf die Hänge von Vulkanen, deren Detailformen stark von der Wechsellagerung relativ fester Basaltschichten und Schweißschlacken mit Lockermaterial abhängen, soll hier nicht eingegangen werden.

Hangstandorte in den verschiedenen Reliefeinheiten

Die Hänge in den verschiedenen Standorten des Süd-Victoria-Landes haben zum Teil eine recht unterschiedliche Genese und unterliegen auch heute nicht überall den gleichen Formungsbedingungen. Es ist daher von Interesse, eine Zusammenstellung der hauptsächlichlichen Reliefbereiche und ihrer Hänge zu erstellen.

1. Hänge im Bereich der nicht vollständig eisbedeckten Trockentäler

Die vier Haupttäler Ferrar Valley (vollständig eisdurchflossen), Taylor Valley (teilweise eisgefüllt), Wright und Victoria Valley (nur im obersten und untersten Talbereich eisgefüllt) durchschneiden einen Gebirgskomplex mit maximalen Höhen von knapp 3000 m. Im mittleren Abschnitt bleiben die Gipfel meist unter 2000 m. Zur Küste hin verringern sich die Gipfelhöhen auf Werte unter 1000 m. Die steilaufragenden Bergspitzen überragen ein relativ flaches Relief um 500 m Höhe. Diese plateauartigen Reliefbereiche gehören wahrscheinlich zu einem älteren Erosionsniveau, das vor den folgenden Hebungen entstanden sein muß. Nur in einigen Gebieten, wie in der Asgard Range, sind diese Verflachungen eisbedeckt, meist sind nur vereinzelte perennierende Schneeflecken vorhanden. Obwohl diese Höhenplateaus innerhalb des Hochgebirgsreliefs einen relativ flachen Eindruck machen, sind sie in sich durch Talungen (trough like valleys) gegliedert, so daß durchaus auch hier kleinräumig steilere Hangpartien vorkommen.



Abb. 4: Ehemals eisüberflossene ältere Erosionsniveaus (1700 m) der Olympus Range werden von steilwandigen Einzelgipfeln (2100 m) überragt. Am Fuße der Nunatakker haben sich ausgedehnte Schutthalden ausgebildet. Viele der eisüberschliffenen Hänge sind nur von einer dünnen Schuttdecke überlagert oder sind im anstehenden Gestein (Beacon-Sandstein und Dolerit) ausgebildet.

Fig. 4: Steep-sided individual mountain peaks (2100 m) rise from older formerly ice-overridden erosion levels within the Olympus Range. Many of the ice-polished slopes are only covered by a thin debris blanket, some exhibit the local Beacon sandstone and dolerite.

Die hoch aufragenden Gipfel enden im oberen Bereich in steilen Wänden, die oft vertikal oder sogar stellenweise überhängend sein können. Der eigentliche Gipfelbereich ist dagegen oft flach, horizontal oder nur leicht geneigt. Dieser Mesa-Charakter ist besonders in der flachen Lagerung der Beacon-Quarzite und -Sandsteine begründet. Unter den Wänden setzen Hänge mit einem Gefälle um 35° an, die nur teilweise mit Schuttkegeln überlagert werden. Auf dem glazial überformten Anstehenden liegt zumeist noch ein dünner Schleier von Schutt mit unterschiedlicher Korngröße. Wie weit diese Hänge glazial geformt wurden oder einer späteren Hangformung ohne Mitwirkung von glazialer Erosion ihre heutige Form verdanken, ist nicht eindeutig zu beantworten. Bei genauerer Betrachtung zeigt sich zumindest, daß diese Hänge keineswegs das idealerweise zu erwartende Gefälle um 35° („angle of repose“) aufweisen. Es können kleinräumig fast alle Gefällswinkel auftreten. Wie weit diese Unterschiedlichkeit auf die ehemalige glaziale Erosion oder auf Petrovarianz zurückzuführen ist, bleibt noch offen. Nach unten zum Plateau oder besser zu den Talbodenbereichen der flachen Talungen hin dacht sich das Hanggefälle unter den Berggipfeln auf 20° und noch geringere Werte ab, so daß insgesamt ein konkaves Profil entsteht. In den flachen Talungen erscheinen einige Bereiche fast horizontal. Allerdings sind auch hier zumindest flachwellige Oberflächen vorherrschend. Oft ist das anstehende Gestein nur von einer oft nicht einmal deckenden Schuttschicht überlagert. Die Gletscher haben beim Abschmelzen nicht viel Grundmoräne hinterlassen, und seitdem ist das Anstehende noch nicht zu tiefgründig verwittert worden, wenn man von der Möglichkeit absieht, daß der Schutt völlig verwittert und ausgeblasen worden ist. Dies ist sicherlich nur teilweise der Fall.

Die Talungen in den höheren Plateaus enden abrupt an der steilen oft senkrechten Talseite der Haupttal-einschnitte als Hängetäler. Ihr Querprofil hat hier oft die Form eines flachen U-Tales.

Entlang der Haupttäler sind örtlich Terrassenreste erhalten, deren Oberflächen nur flach geneigt sind. In manchen Tälern sind mehrere Niveaus übereinander auszumachen. Örtlich nehmen diese Terrassen mehrere 100 m breite, oft stark zerschnittene Flächen ein, anderenorts sind nur turmartige Formen im Hang des großen U-Tals in der ehemaligen Gletscherhöhe übriggeblieben. Insgesamt weisen alle Haupttäler derartige geschachtelte Terrassenabfolgen auf. Wie weit die unterschiedlichen Eisfüllungen der einzelnen Täler zeitgleich und die Höhen der Terrassen sowie ihr Profilgefälle zur Küste annähernd gleich sind, muß noch untersucht werden. Diese Arbeiten sind bereits fortgeschritten, die Ergebnisse sollen in einer separaten Veröffentlichung erscheinen.

Zum Talboden hin laufen die Hänge flach aus. Viele Bereiche sind hier nicht schuttbedeckt. Das anstehende Gestein ist oberflächlich zerrüttet, aber oft noch weitgehend intakt. Andere Bereiche sind schuttbedeckt. Es hat den Anschein, daß die Hänge besonders dort schuttbedeckt sind, wo im oberen Hang eine starke Schuttproduktion vorhanden ist. Es ist jedenfalls nicht so, daß nur dort eine Schuttdecke die Hänge überlagert, wo das Eis Moränenmaterial abgelagert hat. Im Talboden ist örtlich eine mächtige Moränenbedeckung zu beobachten. Unterhalb steiler Hangabschnitte, besonders dort, wo diese von Wänden überragt werden, ist die Talbodenbedeckung weitgehend von lokalen Schuttströmen den Hang hinunter verursacht worden. Es gibt aber auch im Talbodenbereich durchaus fast schutfreie Oberflächen im anstehenden Gestein.

Schmelzwasserabflüsse von Gletschern schneiden sich örtlich in die steilen oberen Hänge von U-Tälern ein und akkumulieren breite Schwemmfächer im flacheren Talboden. Vor den Gletschern, die in den Haupttälern liegen, bilden sich breite Sander in Form von steilen Schwemmfächern aus. Das Schmelzwasser der Gletscher bildet im Sommer im Wright und Victoria Valley für kurze Zeit einen Flußlauf durch die Talakkumulation. Da der Boden nur wenige Dezimeter auftaut, versickert das Wasser auch in den sandigen Lockersedimenten nicht. Terrassenflächen und Terrassenkanten, die die Abflußlinien begleiten, zeugen von zeitweisen Verlegungen der flachen Flüsse (max. 1 m Wassertiefe) und einer örtlich generellen Einschnidungstendenz. An den sandigen Talfüllungen kommt es lokal zu Auswehungen. Sandfelder und Dünen wie im Victoria und Taylor Valley sind jedoch selten.

Aus dem Überblick kann entnommen werden, daß es keineswegs eine typische vorherrschende Hangabfolge in den eisfreien Tälern gibt, vielmehr kommen sehr unterschiedliche Hangformen auf engstem Raum vor. Diese Verhältnisse zeigen, daß unterschiedliche lokale Bedingungen das Bild beherrschen. Innerhalb dieses Spektrums können lediglich einige charakteristische Hangformen ausgegliedert werden, die sich durch eine gewisse Häufigkeit auszeichnen. Dieses Ergebnis wird auch in weiteren Betrachtungen noch bestätigt werden.

2. Hänge der Kare

In den Dry Valleys gibt es eine Reihe von Kare, die nur noch teilweise oder gar nicht mehr mit Eis gefüllt sind. Sie besitzen im allgemeinen die für Kare typischen steilen Rückseiten, zumeist als Wände ausgebildet. Bei der vorherrschenden horizontalen Schichtlagerung der Beacon-Sandsteine ragen die einzelnen Gesteinsbänke je nach Resistenz oft ein Stück aus der Wand hervor. Meist sind sie teilweise von Schutt überlagert. Durchschnitten werden diese horizontal angelegten Formen von senkrecht dazu verlaufenden Einschnitten, in denen Schutt zum Karboden wandert. Ähnliche Formen wie die Karrückwand besitzen auch die seitlichen Begrenzungen, die aber an Steilheit und Höhe abnehmen. Örtlich zeigt sich eine Asymmetrie, die nach Süden exponierten Karseiten scheinen häufig steiler zu sein. Allerdings müßten jeweils die örtlichen stratigraphischen und strukturellen Verhältnisse mit beachtet werden. In manchen Kare haben die Schuttmassen das nur noch in Resten vorhandene Eis völlig überlagert. Deutliche Fließformen in der Schuttbedeckung weisen aber auf Eis unter und zwischen den Schuttstücken hin. Dieser Schuttanfall zeigt die aktive Schuttproduktion in den Hängen und Wänden der Kare an. Die unterhalb vom Karanschluß ansetzenden Täler sind mit Schutt teilweise gefüllt. Polygone mit unterschiedlichem Durchmesser, häufig einige Meter bis 20 m, gliedern die Schuttdecken oberflächlich. Örtlich sind Seiten- und Endmoränen zu erkennen.

3. Hänge in eisdurchflossenen Tälern

Auch in den Tälern, die von Gletschern („outlet glacier“) durchflossen werden, wie im Ferrar Valley oder oberen Taylor Valley, kommen von den Talflanken nur vereinzelt Nebengletscher in das Tal. Meist handelt es sich jedoch um hängende Gletscher, die den Hauptgletscher nicht erreichen. Somit sind die Talhänge über dem Gletscher meist eisfrei und unterliegen nur periglazialen Abtragungsbedingungen. Im niederschlagsreichen Nord-Victoria-Land z. B. gibt es Gebiete, wo auch die Talseiten der Hauptgletscher völlig von den niedersteigenden Gletschern bedeckt sind. Derartige Verhältnisse dürfte es in der Vergangenheit auch im Raum der Dry Valleys gegeben haben, wie hangabwärts gerichteter Gletscherschliff auf manchen Seitenhängen anzeigt. Die heutigen Hangformen sind daher zumeist das Ergebnis glazialer Erosion, entweder vom Hauptgletscher selbst talabwärts oder von den Seitengletschern, somit etwa 90° zur Talrichtung. Die von der Eisbedeckung freigewordenen Hänge unterlagen und unterliegen einer starken Überformung durch periglaziale Verwitterung und Materialverlagerungen. Diese Hangüberformung ist besonders in den hoch über dem Talboden liegenden Hangabschnitten sehr weit fortgeschritten, weil hier das Eis schon länger verschwunden ist. Formreste höherer Eisstände im Tal sind Terrassen in unterschiedlicher Höhe über dem Eis. Da bei abnehmender Eismächtigkeit im Tal die folgende glaziale Einschneidung meist auch in geringer Breitenausdehnung erfolgt, bleiben neben dem heute schmaleren Gletscher Reste des ehemaligen Talbodens stehen (BULL et al. 1962, MCGREGOR 1962, BULL et al. 1963). Die steilen, unterschrittenen Talseiten erheben sich daher oft nicht direkt vom Eis aus, sondern treten etwas zurück. Natürlich gibt es auch in eisgefüllten Tälern einen Gleithang- und Prallhangeffekt, so daß auch in manchen Talabschnitten die heutige tiefer liegende Eisfüllung die Talseiten aktiv unterschneidet. Derartige Terrassen über dem Eis konnten beim Überfliegen auch im Nord-Victoria-Land beobachtet werden. Auch im Bereich der Darwin Mts. gibt es örtlich talbegleitende Terrassen, die z. T. mit Seitenmoränen besetzt sind. Seitentäler in den Darwin Mts., die keine Gletscher mehr bis zum Haupttal haben, werden lokal in den Talmündungen vom Eis des Hauptgletschers eine kurze Strecke talaufwärts durch einen Nebenlobus gefüllt. Höher talaufwärtsreichende Moränenloben zeigen, daß das Eis in jüngerer Vergangenheit einmal höher hinaufgereicht hat. Die talbegleitenden Hangterrassen sind, verursacht durch Eisströme, die sich von der Seite her über die Hänge bewegten, nicht überall klar ausgebildet. Dort, wo

Seitengletscher die Talseiten in einer engbegrenzten Abflußlinie meist um einen höheren Berggipfel herum queren, wurde vor dem Berg die gebildete Terrasse gut erhalten und ursprünglich wohl auch klarer herausgebildet. Ein prägnantes Beispiel dieser Art ist südlich vom Matterhorn (1.700 m) im Taylor Valley zu beobachten, wo zwei Terrassenniveaus untereinander entwickelt wurden.

Die Zerschneidung der steilen hohen Talflanken erfolgt durch Steinschlagrinnen, durch die sich die Schuttströme den Hang hinunterbewegen. Die Front der oberen Talhänge, die meist im anstehenden Gestein ausgebildet ist, wird so in viele einzelne Bastionen gegliedert. Ähnliches zeigt sich auch tiefer am Hang, wo von tieferen Gletscherständen terrassenartige Reste stehengelassen wurden. Nicht selten sind nur noch Turmreihen (Tors) übriggeblieben, durch die sich lange Schuttbahnen hindurchziehen. Nicht überall sind ehemals höhere Gletscherstände durch klare Terrassenreste zu rekonstruieren, häufig läßt sich dann aber noch eine Gefällsverflachung im Hangprofil in gleicher Höhenlage schwach erkennen. Wo heute noch Seitengletscher den Talhang queren, zeigen Querspalten im Eis die Veränderungen im Gefälle des Hanges. Der LaCroix Glacier im Taylor Valley reißt im Bereich einer Gefällsversteilung sogar ab und formiert sich erst unter dem Eisfall neu.

4. Nunatak-Hänge

Eisumflossene Nunatakker können kleine, engbegrenzte Gesteinsbereiche sein, die kaum aus dem Eis herausragen. Häufig schmilzt durch die Rückstrahlung das Eis randlich etwas weg, so daß diese kleinen Nunatakker wie mit einem Graben im Eis umgeben sein können; andere besitzen größere Dimensionen, oftmals ist eine Gruppe von einzelnen eisfreien Gesteinsvorkommen dicht beieinandergelegen. Reihungen von Nunatakker sind eine weitere Form der Gruppierung. Schließlich sind ganze Gebirgsseinheiten allsei-



Abb. 5: Am Rande der Inlandeisabdachung (80° s. Br.) ragen die westlichen Gipfel (1850 m) der Darwin Mountains als Nunatakker aus der Eisoberfläche heraus. Vom oberen Darwin-Gletscher noch überflossene Höhen zeichnen sich als spaltenreiche Eisfälle ab. Klimatisch herrschen hier für die Verwitterung und Hangformung die extremsten Bedingungen.

Fig. 5: At the margin of the ice shield (80°S) the most western peaks (1850 m) of the Darwin Mountains project through the surface of the Darwin Névé. Completely overridden by glacial ice, some peaks can only be located by crevasses and icefalls. For weathering and slope forming processes this area offers an extremely harsh climate.

tig vom Inlandeis und/oder Auslaßgletschern umgeben; ein Beispiel hierfür sind auch die Darwin Mountains.

Am Rande des Inlandeises ragen höhere Berggipfel als Nunatakker aus dem Eis, das sie umfließt, heraus. Bereits vor diesen weitgehend eisfreien Inseln im Eis kündigt sich das unter dem Eis ansteigende Relief durch Spaltensysteme im Inlandeis an. Da das Inlandeis am Rande des Transantarktischen Gebirges etwa eine Höhe von 2000 m hat, müssen die Nunatakker höher sein; einige erreichen Höhen von über 2 500 m. Da das Inlandeis in Richtung auf die durchflossenen Durchlässe im Gebirge schnell an Höhe verliert, überragen hier viele Nunatakker das Eis um mehrere hundert Meter. Es ist somit auf engstem Raum große Reliefenergie vorhanden. Steil aufragende Hänge oder Wände sind nicht selten. Wirklich senkrechte Formen wurden jedoch nicht häufig beobachtet. Da das Inlandeis in der Vergangenheit einmal höher reichte, sind Steilformen oft etwas zurückversetzt vom heutigen aktiven Eisfluß zu finden, ohne daß überall Terrassen im anstehenden Gestein zu erkennen wären. Im toten Winkel hinter den Nunatakker sammelt sich auf dem blanken Eis der Schutt von den Hängen. Besonders unter den Steinschlagrinnen bilden sich Schuttkegel, die nach unten flacher werdend auf dem Eis auslaufen. Ohne Zweifel ist der Schutttransport durch die zum Teil klammartig eingeschnittenen Rinnen heute sehr aktiv. Die Auflösung der Hänge und Wände durch diese Einschnitte wird aber örtlich bereits durch frühere Eisabflüsse initial angelegt oder zumindest übertieft worden sein. Eine fluviatile Formung ist bis auf wenige Gebiete, wo ehemals Gletscherschmelzwasser abfloß, auszuschließen.

Auf dem Eis liegende Schuttstücke sind häufig mit ihrer Längsachse in der Gefällsrichtung eingeregelt und sind somit ein Hinweis auf Fortbewegung über die flachgeneigte Eisoberfläche. Am Rande von Nunatakker der Neptune Range (84°S, 55°W), der Patuxent Range (86°S, 65°W) und der Thiel Mountains (85°S, 90°W) haben FORD & ANDERSEN (1967) die auch dort beobachteten Schuttwanderungen über das Eis mit Vibrationen an der Eisoberfläche zu erklären versucht. Die schockartigen Bewegungen im Eis werden durch den raschen Temperaturwechsel verursacht, wenn die Eisoberfläche plötzlich aus dem Sonnenlicht in den Schatten gelangt. Das Eis wird mit einem riesigen Schütteltisch verglichen, auf dem nur die kleineren Schuttstücke bis 8 cm Durchmesser bewegt werden. Schutt mit größerem Durchmesser bleibt zurück, so daß sich eine klare Sortierung ergibt. Die größeren Schuttbrocken werden nur soweit transportiert, wie ihre ursprüngliche Bewegung nach dem Herunterfallen aus der Wand sie trägt. Wenn sie zur Ruhe gekommen sind, bleiben sie liegen.

Für das unterschiedliche Verhalten der größeren Schuttstücke gäbe es jedoch eine einleuchtende Erklärung. Wahrscheinlich wird die Sonneneinstrahlung dort nur Steine mit einem maximalen Durchmesser von 8 cm bis zu ihrer Unterseite auf Temperaturen über den Gefrierpunkt aufheizen. Temperaturkurven von Schuttstücken, die auf der Oberfläche in den Darwin Mountains (80°S, 157°E) liegen, zeigen, daß die tägliche Temperaturkurve im Sommer in einigen Zentimetern Gesteinstiefe ausflacht und dort Temperaturen über 0°C nicht mehr erreicht werden. Kleinere Steine werden von der Einstrahlung so stark erhitzt, daß sie an der Unterseite einen Wasserfilm auf dem Eis erzeugen, auf dem sie abgleiten können. Gerät die Umgebung in den Schatten, so werden durch die eintretende Abkühlung plötzlich Kontraktionsrisse im Eis auftreten, die die Steine in Bewegung setzen, denn unter den Steinen gefriert das Wasser erst nach Beendigung der Einstrahlung wieder. Bei größeren Steinen reicht die Erwärmung über 0°C nicht bis an die Unterseite; sie besitzen daher keinen Gleitfilm getauten Eiswassers, der ihnen Abrutschen ermöglicht.

Die höher über der Inlandeisoberfläche befindlichen Hänge der Nunatakker dürften länger einer periglazialen Verwitterung ausgesetzt gewesen sein als tiefere Hangbereiche, wo der Eisschliff zeitlich kürzer zurückliegt. Es könnte allerdings auch höhere Nunatakker geben, deren Gipfel völlig eisüberschliffen waren. Häufig zu sehen ist jedenfalls, daß die oberen Hangbereiche stärker gegliedert sind. Stufungen durch Petrovarianz und innere Strukturen sind hier markanter ausgeprägt. Die Nunatakkerhänge sind oft relativ steil. Hangwinkel um 35° sind besonders im Bereich der Schuttkegel am Fuße der steilen Hänge häu-

fig. Dennoch sind auch flache Hänge als Übergang zum Eis nicht selten. Die jeweiligen Unterschiede liegen in den örtlichen individuellen Bedingungen begründet, eine Verallgemeinerung ist nicht möglich.

5. Schlußbetrachtung

Bei einer vergleichenden Betrachtung der Hangformen in den verschiedenen Reliefbereichen der Dry Valleys und in den Darwin Mountains ergeben sich nur geringere ortsspezifische Unterschiede. Gesteins- und Lagerungsunterschiede, lokale Reliefenergie und vergleichbare Situation innerhalb der Großformen sind die entscheidenden Kriterien für die Formgebung. Die klimatischen Unterschiede sind großräumig von weniger starkem Einfluß auf die Verwitterungs- und Abtragungsprozesse. Eine gewisse Ausnahme bilden Gebiete direkt an der Küste, wo das lokale Klima stärker maritim und damit milder getönt ist. Bei höheren Niederschlägen kommt es hier auch zu einer relativ stärkeren Schmelzwasserbildung, so daß örtlich oberflächlicher Abfluß während der Schneeschmelze vorkommt. Die Hänge im Lockermaterial werden dort durch Abflußrinnen zerschnitten. Die Exposition der Hänge zum Sonnenstand besitzt einen großen Einfluß auf die Verwitterung sowie auf die Temperaturgänge auf den Oberflächen. Die Temperatur- und Feuchtigkeitsmessungen im Boden und Gestein in den Darwin Mountains und den etwa 350 km nördlich gelegenen Dry Valleys (MIOTKE 1979b, MIOTKE & HODENBERG 1980) zeigten keine prinzipiellen Unterschiede. Die Prozesse der Reliefformung müssen somit in beiden Gebieten sehr ähnlich sein.

Die Hangformen bei unterschiedlichem Hanggefälle

Eine Möglichkeit die Hänge zu klassifizieren, besteht darin, das Hanggefälle heranzuziehen. Wenn dieser Versuch sich nicht im zufälligen Zahlenspiel beschränken soll, darf der genetische Hintergrund nicht außer acht gelassen werden. Daher muß gefragt werden, ob es bestimmte Hangwinkel gibt, die als Indikator für prinzipiell unterschiedliche Prozeßgefüge der Hangformung gelten können. Ein derartiges Hanggefälle liegt bei etwa 35°. Ungefähr bei diesem Winkel wird die Reibung der Schuttstücke auf dem Hang so groß, daß die Bewegung hangabwärts aufhört und somit der Schutt liegenbleibt. So lange der Schutt nicht schneller zersetzt und ausgeblasen wird, als er auf den Hang gelangt oder aus dem anstehenden Gestein herausverwittert, kann der Hang nicht weiter verflachen, die Schuttdecke schützt ihn vor weiterem Abtrag. Auf die Häufigkeit von Hangwinkeln um 35° hatte bereits RICHTER (1901) nach Untersuchungen in den Alpen hingewiesen („Richter denudation slopes“). Auch in den ariden Gebirgen sind Hänge mit ähnlichem Gefälle verbreitet, worauf schon GILBERT (1877) in seiner Arbeit über die Henry Mts. hingewiesen hatte. In feuchteren Klimaten, wo die Schuttdecken auf den Hängen durch hohe Wassergehalte beweglicher werden, kann der Winkel, bei dem das Material zur Ruhe kommt („angle of repose“), wesentlich flacher sein (MIOTKE 1979). Auf die große Bedeutung, die der Grenzneigungswinkel (GOSSMANN 1970: 16) in den Theorien der Hangentwicklung spielt, soll hier nicht weiter eingegangen werden (s. BAKER & LE HEUX 1952, YOUNG 1972, STATHAM 1977 u. a.).

1. Hänge mit einem Gefälle um 35°

Auch in Süd-Victoria-Land ist auffällig, daß viele Hänge und Schutthalden ein Gefälle um 35° besitzen. Bereits TAYLOR (1914) (s. COTTON & WILSON 1971a: 10) hatte auf ein bemerkenswert gleichmäßiges Gefälle der Hänge von 33° aufmerksam gemacht. Weiter präzisiert wurde diese Beobachtung von COTTON & WILSON (1971a,b,) sowie SELBY (1971a, 1974). Die sogenannten 35°-Hänge fallen ins Auge, sie sind aber keineswegs so dominant, wie es den Anschein hat. Außerdem muß beachtet werden, daß nicht alle Hänge, die annähernd diesen Hangwinkel besitzen, als echte Richter-Denudationshänge anzusehen sind. In den großen U-Tälern besitzen in den mittleren Hangbereichen die glazialerodierten Hänge oft ein ähnliches Gefälle. Mit dem Abschmelzen des Eises wurde meist nur eine dünne Grundmoräne auf dem Anstehenden abgelagert, so daß die Gesteinsoberflächen nicht vor weiterer Verwitterung und Abtragung geschützt wurden. Die folgende Hangformung begann somit oft schon mit einem Gefälle auf den Hängen, das nahe dem Grenzneigungswinkel liegen konnte.

Nicht zuletzt muß gefragt werden, wie der Hangwinkel eines sogenannten 35°-Hanges gemessen worden ist. Als Projektion können lokale, kleinräumige Unterschiede des Gefälles nicht erfaßt werden. Entsprechendes gilt auch für Hangabwärts- bzw. -aufwärtsmessungen. Mißt man kleinräumiger, jeweils kleine



Abb. 6: Mount Orestes (1561 m) in der Olympus Range zeigt in seiner Abdachung zum Bull Pass (600 m) unter der Wand im Dolerit die weitverbreiteten Richter-Denudationshänge mit einem Gefälle um 35° . Nach einem Neuschneefall im Januar sind die Tiefenlinien und die detaillierte Gliederung im Talhang gut zu erkennen. Die Glatthänge werden örtlich von Felsenburgen überragt. Am Hangfuß befinden sich Moränen.

Fig. 6: Mount Orestes (1561 m) rising above Bull Pass (600 m) in the Olympus Range exhibits typical Richter denudation slopes below its dolerite cliff. After snowfall in January it can be seen how much dissected the 35° -slope is. Between erosional depressions tors still exist. At the base of the mountain, moraines cover the valley floor.

Ausschnitte des Hangprofils, so wird deutlich, wie unterschiedlich das Hanggefälle im Detail ist. Das durchschnittliche Hanggefälle ist für die Betrachtung der kleinräumigen Bewegungsprozesse nur von orientierender Bedeutung. Die Abtragungsbedingungen sind beispielsweise auf einem 35° -Hang graduell anders als auf einem 15° -Hang. Dennoch gibt es Mikrobereiche im ersteren mit Gefälle bis unter 15° und im letzteren Gefälle mit bis über 35° . Diese Mikrobereiche sind aber örtlich so groß, daß in ihnen die eigentlichen Bewegungen der Hangschuttpartikel vor sich gehen. Die Bewegungen der Einzelpartikel auf einem Hang mit gegebenem Durchschnittsgefälle finden daher bei höchst unterschiedlichem Gefälle statt. Die Summe der Bewegungen in den jeweiligen Gefällsstrecken kann somit nur statistisch erfaßt werden. Dabei ergeben sich sicherlich Dominanzen im Kernbereich des Durchschnittsgefälles. Eine klare Aussage wird aber erst nach m. E. bislang noch gänzlich fehlenden Detailuntersuchungen möglich sein.

2. Hänge mit einem Gefälle über 35°

Oberhalb der Schutthänge kann im Festgestein das Hanggefälle bis über 90° (überhängend) sein. Die Wände sind jedoch in sich fast immer so stark gegliedert, daß bei oberflächlicher Betrachtung eigentlich nur der durchschnittliche Profilwinkel, der sich aus dem Gesamteindruck ergibt, erkannt wird. Die vorhandene starke Differenzierung der Wände ergibt sich aus der Petrovarianz der Schichten, aus der starken Zerklüftung und aus den Abtragungsmechanismen der Verwitterung sowie dem Durchtransport des entstehenden Schutts und örtlich auch durch das Abrutschen von Schnee und Eis. Zwischen den stehengebliebenen Steilformen im anstehenden Gestein besitzen die Schuttströme in der Wand und die Schuttkegel unter den Steinschlaglinien mit etwa 35° Gefälle einen wesentlich flacheren Hangwinkel als die Wände. Sie stellen damit echte Einschnitte in das anstehende Gestein dar. Diese Tiefenlinien können

durchgehend sein oder sind etagenartig unterbrochen. Die zwischen den Einschnitten verbliebenen Gesteinsbereiche bilden oft turmartige Formen. Bei fortgeschrittener Hangabtragung ragen aus dem Schutt der 35°-Hänge Tors (Felsburgen) heraus (SELBY 1972), die erst entstehen konnten, nachdem das Gletschereis auf ein tieferes Niveau abgesunken oder das Tal gänzlich eisfrei geworden war. Nachdem diese Vollformen über dem Hangniveau völlig abgetragen sind, ergeben sich Glatthänge (rectilinear slopes), die, wenn sie von zwei Seiten aufeinander zuwachsen, zeltartige Bergriedel ergeben oder bei mehrseitiger Verschneidung zu Pyramiden werden (COTTON & WILSON 1971a,b).

3. Hänge mit einem Gefälle unter 35°

Hänge mit einem geringeren Gefälle als 35° sind weitverbreitet und keinesfalls selten. Die Frage ihrer Entstehung kann sehr einfach beantwortet werden, wenn man davon ausgeht, daß sie durch glaziale Erosion entstanden sind. Ist das zu verneinen, so ergeben sich Probleme, denn bei einem Gefälle von unter 35° genügt die Schwerkraft allein nicht mehr für den Transport des Verwitterungsschutts hangabwärts. COTTON & WILSON (1971a,b) und SELBY (1974) erklären den Abtrag auf diesen Hängen allein durch äolische Prozesse. Flache Hänge mit einem Gefälle unter 35° sind nicht nur im Talbodenbereich verbreitet, sie können als Hangverflachung und selbst innerhalb von Wänden vorkommen. Eine weitere Erscheinungsform sind Terrassenplateaus und Schwemmfächer. Letztere gibt es nicht nur im Talboden großer Täler, sondern überall dort, wo Gletscherschmelzwasser Feinmaterial ausspült, also auch in Seitentälern und höheren Relieftteilen. Je höher im Gebirge jedoch Gletscher enden, umso seltener kommt es zu Schmelzwasserabflüssen. Im allgemeinen laufen Schutthänge mit ca. 35° Gefälle nach unten hin in flachere Hänge aus; dafür gibt auch SELBY (1974: 27) ein Beispiel. Der Übergang zu niedrigerem Gefälle kann flacher oder steiler verlaufen; entsprechend verändert sich das konkave Hangprofil und wird schließlich konvex (GILBERT 1909). Örtlich sind auch unregelmäßige, flachgewellte bis gestufte Übergänge beobachtet worden. Diese Formen können petrographische Resistenzunterschiede nachzeichnen, die gegebenenfalls bereits von der glazialen Erosion nachgezeichnet waren. Da die Schuttdecken örtlich aus den 35°-Hängen kontinuierlich bis in relativ viel flachere Hänge reichen, kann für den Transport die Schwerkraft allein nicht verantwortlich sein.

Der Hangschutt

Es gibt Hänge mit unterschiedlichem Gefälle in verschiedenen Gesteinen ausgebildet, die kaum eine Schuttbedeckung aufweisen. Obwohl auch hier vereinzelte Erratika zu finden sind, ist das geringe Schuttvorkommen offensichtlich zumeist an der Hangoberfläche selbst freigesetzt worden. Andere Hänge sind mit einer unterschiedlich mächtigen Schuttdecke überlagert. In vielen Fällen ist das Material glazigener Herkunft. Aber es kann auf anderen Hängen klar erkannt werden, daß der Hangschutt aus Gesteinen besteht, die in höheren Hangbereichen darüber anstehen. Diese Beobachtung ist besonders dann leicht, wenn ein Farbwechsel in den hangenden Gesteinen vorhanden ist. Diese Situation ist in Süd-Victoria-Land häufiger gegeben, weil in helle Sandsteine und Quarzite dunklere Dolerite intrudiert worden sind. Verwitterungsschutt beispielsweise aus höher am Hang anstehenden dunklen Ganggesteinen zeichnet sich auf helleren Gesteinen der tieferen Hangbereiche deutlich ab, entsprechendes gilt für den umgekehrten Fall. Da die Intrusiva oft schollenartig im helleren Gestein auftreten, ergeben sich manchmal unterschiedliche Farbstreifungen auf den Hängen. Der Hangschutt muß in solchen Fällen zumindest teilweise vom höheren Hang hinuntergewandert sein. Eine örtliche Vermischung mit Moränenschutt ist nicht überall auszuschließen. Wenn der Schutt auch über Hänge mit weniger als 35° Gefälle nach unten wandert, muß es einen Bewegungsmechanismus unter den vorhandenen Bedingungen geben, denn das sichtbare Ergebnis muß eine Ursache haben.

Der Hangschutt ist im allgemeinen sehr eckig. Die Bruchlinien verlaufen meist quer durch die Minerale der Kristallingesteine. Nur an der Oberfläche der Gesteine läßt sich oft ein Abgrusen einzelner Mineral Körner beobachten. In den sandigen Schuttdecken sind daher auch aus kleinen Gesteinsstücken noch die Typen der Herkunftsgesteine zu bestimmen. Größere Schuttstücke zeigen oft schalig-plattigen Charakter. Exfoliation ist besonders an der Oberfläche von Tiefengesteinen sehr verbreitet.



Abb. 7: Aus den Glatthängen und Schutthalden im oberen Wright Valley ragen noch vereinzelt Felsburgen (tors) heraus, die in ihrer höhen- gleichen Reihung auf ein ehemaliges Gletschniveau hinweisen. Auch die über den Wänden befindliche weite Hangverflachung repräsen- tiert ein älteres Erosionsniveau. Dunkle Streifen im Hangschutt zeigen Doleritgestein an, hellere Bereiche werden von vorherrschenden Sandsteinen gebildet.

Fig. 7: Tors sticking out of rectilinear talus slopes indicate a former glacier level. Glacial bench above cliffs represent another, higher ice fill of the upper Wright Valley. Dark stripes within slope originate from black dolerites, light areas are dominated by sandstones.

Die Hangformung durch Solifluktion

Die Solifluktion, genauer feuchte Solifluktion, spielt in Süd-Victoria-Land aktuell nur eine sehr untergeordnete Rolle. Nur sehr wenige Hänge besitzen im Sommer zeitweise eine genügende Durchfeuchtung der oberen Hangschuttschichten, um Bodenfließen zu ermöglichen. Nur wo im klimatisch begünstigten Küstenbereich Schneeschmelzwasser im Gegensatz zu den im Inland gelegenen Standorten so reichlich entsteht, daß die dünne Auftauschicht über dem Permafrostboden stark durchnäßt wird, kommt der Hangschutt ins Fließen. In den küstenfernen Gebieten der Dry Valleys sind derartige Bedingungen nur dort gegeben, wo Gletscherschmelzwasser über die Hänge durch die Täler abfließt. Da der Sommer und damit die Zeit des Auftauens der obersten Bodenschichten nur sehr kurz ist, kann auch hier im Vergleich zu weniger extremen Periglazialgebieten nur relativ wenig Massentransport stattfinden.

Die Solifluktionsloben auf dem Nussbaum Riegel, Taylor Valley

Nur in einigen wenigen Gebieten konnten Solifluktionsloben beobachtet werden. Die besten Beispiele finden sich auf dem Nussbaum Riegel, einem über 800 m hohen Berg, der mitten im Taylor Valley am Rande der tiefen Talschlucht (Talboden in 60 m) aufsteigt (s. MIOTKE 1979b: Abb. 3 u. 5). Die steil einfallenden metamorphen Gesteinsschichten beinhalten eingebettet zwischen Granit-Gneis u. a. hellen Marmor und Kalksilikat-Hornfels. Der Marmor ist grobkristallin und neigt zum Vergrusen. Der gesamte Nussbaum Riegel wird durch zahlreiche Doleritgänge durchbrochen. Das zumeist sehr dunkle Doleritgestein hebt sich besonders stark von den hellen Kalkgesteinen ab. Der Nussbaum Riegel ist in der Vergangenheit vom Eis überschliffen worden. Die glazialen Schliffformen sind noch gut erhalten und zeigen die damaligen Fließrichtungen des Eises an.



Abb. 8: Unterhalb von Doleritgängen im Marmor des Nussbaum Riegel (Taylor Valley) sind örtlich Solifluktionsloben entwickelt, die auf den nach Norden exponierten Hängen bis über 40 m lang werden können. Der dunkle solifluidal bewegte Schutt überlagert stark zerrütteten Marmor. Rechts im Bild befindet sich ein etwa 6 m langer Graben.

Fig. 8: On the northern slopes of Nussbaum Riegel (Taylor Valley) solifluction lobes up to 40 m long have been developed below dolerite dykes. Dark debris flowed above intensively weathered marble. An about 6 m long trench cuts into the front of the lobe (right side of photo).

Die härteren Doleritgänge blieben auch unter dem Eis als z. T. einige Meter hohe Rücken stehen, während die weniger widerstandsfähigen metamorphen Gesteine stärker ausgeräumt wurden. Zwischen den Doleritgängen bildeten sich entsprechend der Fließdynamik des Eises wannenartige flache Becken aus. Diese Hohlformen sind besonders auf den nordexponierten Hängen des Nussbaum Riegel zu finden und reihen sich oft in der ehemaligen Eisstromrichtung, so daß der Eindruck von welligen Talungen entsteht. Das anstehende Gestein ist örtlich mit einem unterschiedlich dicken Grundmoränenschleier bedeckt. Viele Bereiche sind jedoch frei von Bedeckung und zeigen sehr frisch aussehende glaziale Schlißspuren.

Inzwischen wurden die aus der Oberfläche herausragenden Ganggesteine stark zerrüttet und in Bruchstücke aufgelöst. Über die dabei wirksamen Prozesse wurde bereits berichtet (MIOTKE 1979b). Die dunklen Schuttstücke wurden teilweise vom Gang weg hangabwärts bewegt. Je steiler der Hang, um so weiter wanderte der Schutt vom Entstehungsort hinweg. Im einzelnen sind die gebildeten Schuttformen jedoch sehr unterschiedlich. Örtlich sind die Schuttstücke in nächster Nähe des Ganges geblieben, anderenorts haben sich bis zu 40 m lange Solifluktionsloben entwickelt (Abb. 8). Auf der Nordseite des Nussbaum Riegel wurde ein solcher Solifluktionslobus näher untersucht und vermessen. Unterhalb des stark zerrütteten Ganges sind kleine Hangterrassen ausgebildet. Die größeren Schuttstücke bilden girlandenartige Streifen, hinter denen Feinmaterial akkumuliert ist. Das trockene Feinmaterial „fließt“ örtlich durch die Lücken in den Steinstreifen auf das nächst tiefere Niveau hinab. Dieser terrassierte Hang unter dem Gang hat ein generelles Gefälle von ca. 24°. Darunter flacht die Schuttdecke auf ein Gefälle von 10° — 15° ab. Der Schutt bildet in diesem Bereich deutliche Loben. Die Schuttstücke erreichen hier meist nur noch einen Durchmesser von unter 20 cm. Am unteren Ende besitzen die Loben einen ausgeprägten Wulst, der knapp 50 cm Höhe hat. Vor dem Lobus ist der überschlißene, anstehende Marmor nur mit ei-

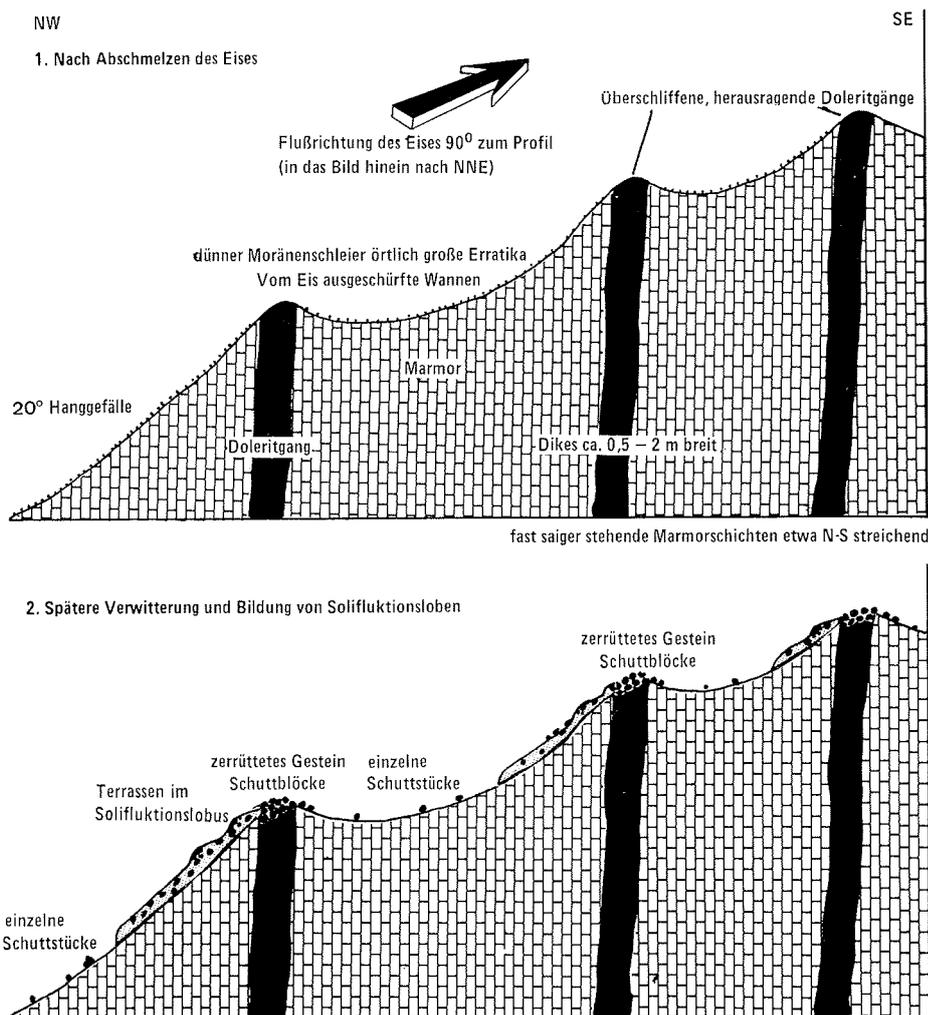


Abb. 9: Solifluktionsloben am Nussbaum Riegel, Taylor Valley. Die Doleritgänge werden vom Eis aus dem Marmor herauspräpariert und sind inzwischen stark zerrüttet. Unterhalb der Gänge bildeten sich kurze Solifluktionsloben in den ausgeschürften Wannen des Nordhanges.

Fig. 9: Solifluction lobes on Nussbaum Riegel, Taylor Valley. Dolerite dykes sticking out of glacial eroded marble have been extremely broken up since the ice has retreated. Below the dykes, short solifluction lobes developed within shallow depressions on the north slope.

ner dünnen hellen Schuttdecke überlagert. Stellenweise bildet das Anstehende die Oberfläche. Die vereinzelten dunklen Doleritstücke, die über die Solifluktionsloben hinaus hangabwärts gewandert sind, können auf dem hellen Untergrund gut erkannt werden. Viele von ihnen zeigen deutliche Spuren von Windschliff. In das untere Ende des Lobus wurde ein 5 m langer Aufschluß gegraben. Der Hangschutt innerhalb des Solifluktionslobus ist mit der Längsachse hangabwärts eingeregelt.

Die Bodentemperaturen erreichen bereits in 20 bis 25 cm Tiefe die 0 °C-Grenze. In ca. 40 cm Tiefe ist der Schutt stark mit Eis angereichert. Örtlich wurde über 40 % Eisanteil ermittelt. Die Grabung im betonharten, eiszementierten Schutt reichte bis unter 90 cm Tiefe. Der eishaltige Schutt setzte sich noch weiter nach unten fort, die Permafrostgrenze lag knapp 20 cm über der Eisschicht im trockenen Hangschutt. Ende Dezember 1976 wurde folgende Temperaturabfolge gemessen:

Bodentiefe	°C
5 cm	9,5
10 cm	5,0
15 cm	4,0
20 cm	1,0
	Permafrostgrenze
25 cm	−0,5
30 cm	−1,8
35 cm	−3,0
	Eiszementierung
40 cm	−2,9
90 cm	−3,5

Im Wärmestau unter größeren Schuttstücken auf der Oberfläche wurden Temperaturen über 20°C gemessen. Die Nullgradgrenze und die Eisgrenze lagen bei etwa 20 cm bzw. 40 cm Tiefe. Dort, wo die Lobusstirn einen günstigen Oberflächenwinkel für die Einstrahlung von Norden her besitzt, sinkt die Eisgrenze auf etwa 60 cm Tiefe ab, die Permafrostgrenze ist hier auf knapp 40 cm erniedrigt. Die freigelegte Eisschicht, die im Aufschluß von der Strahlung erreicht wurde, taute sehr schnell. Bereits nach einem Tag war der Boden des Grabens wasserbedeckt. Der Hangschutt über der Eisschicht war mit hellen Salzen angereichert, örtlich bildeten die Salzkristalle regelrechte Nester. Folgende Salze wurden mineralogisch bestimmt: Calcit (CaCO_3), Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$), Bassanit ($\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$), Thenardit (Na_2SO_4) und Na-Jarosit ($\text{NaFe}_3 ((\text{OH})_6/(\text{SO}_4)_2)$) (MIOTKE & HODENBERG 1980 : 51). Der bei der Grabung ausgeworfene, durch das getaute Eis durchfeuchtete Hangschutt wurde nach dem Austrocknen der Oberfläche schneeweiß. Über der Eisschicht war der Hangschutt stellenweise intensiv gefärbt. Das Spektrum reichte

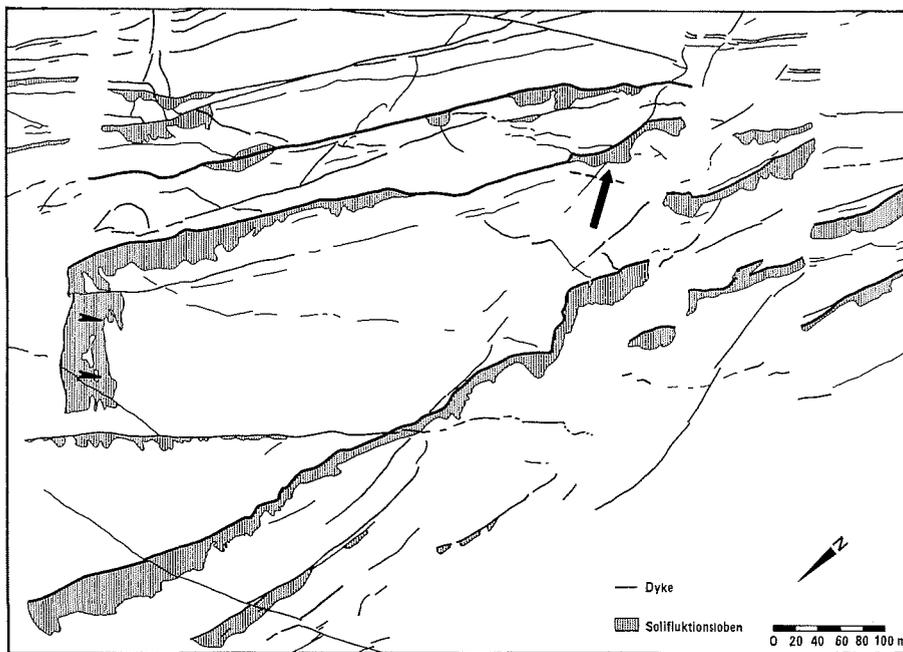


Abb. 10: Nach Luftbildern kartierte Solifluktionsloben unterhalb von Doleritgängen auf dem Nordwesthang des Nussbaum Riegel, Taylor Valley. Nicht unter allen ausstreichenden Gängen sind jedoch Solifluktionsbewegungen zu beobachten. Der Pfeil zeigt auf den näher untersuchten Lobus.

Fig. 10: Solifluction lobes below dolerite dykes on the northwestern slope of Nussbaum Riegel, Taylor Valley, mapped by aid of aerial photos. Not all dykes have caused lobes. Arrow indicates studied lobe.

von kräftig rotbraunen Farben über gelbbraun bis zu graugrünlischen Farbtönen. Folgende Farben wurden mittels der Munsell-Tafel festgestellt:

2,5y 2/1	5y 3/6	7,5yR 3/2
2,5y 4/3	5y 5/8	7,5yR 5/2
2,5y 7/6		7,5yR 5/8
		10 yR 6/8

Die pH-Werte des Bodens (KCl) betragen:	Oberfläche:	7,2
	7—11 cm	4,0
	11—15 cm	4,4
	15—20 cm	5,5
	20—27 cm	5,5
	27—45 cm	6,4

Die Feuchtigkeitsbestimmungen im Hangschutt über der Eisschicht ergaben folgende Wassergehalte:

0— 1% nahe der Oberfläche
0— 5% bis 20 cm Tiefe
5—10% bis 50 cm Tiefe

bis über 40% in der eiszementierten Schicht unter 50 cm Tiefe (MIOTKE 1979b).

In den mehr westlichen Bereichen des Solifluktionslobus bilden sich bereits Polygonrisse. Der Durchmesser dieser Polygone beträgt 2—3 m. In die Risse fallen die Schuttstücke hinein. Sie stehen dann nicht selten annähernd senkrecht. Diese Schuttanordnung ist jedoch nicht durch Sortierung oder Auffrierprozesse entstanden. Die Eisenreicherung unter der trockenen Hangschuttdecke würde bei einem episodischen, tieferen Auftauen des Bodens zu einem schlammigen Gleitmittel werden, auf dem der Schutt solifluidal in Bewegung geraten könnte. Es ist nicht auszuschließen, daß unter derartigen Bedingungen die Solifluktionsloben entstanden sind oder zeitweise aktiviert werden.

Hänge mit oberflächlichem Abfluß

In den Untersuchungsgebieten der Dry Valleys und Darwin Mountains fällt bei den heutigen Klimaverhältnissen niemals Regen. Somit bleibt nur Schnee- oder Gletscherschmelzwasser, um örtlich den Hangschutt temporär zu durchfeuchten und gegebenenfalls oberflächlichen Abfluß zu verursachen.

1. Der Abfluß von Schneeschmelzwasser

Die Schneemengen, die in Süd-Victoria-Land fallen, sind relativ gering (100 bis 150 mm/J.). Die Niederschlagsmengen sind außerdem von Jahr zu Jahr sehr variabel (s. THOMPSON et al 1971b). Außerdem sind reliefbedingte Unterschiede der Niederschlagsmengen relativ stark. Hinzu kommt, daß der trockene, feinkörnige Schnee stark verdriftet wird. Weite Bereiche der Hänge sind so auch im Winter fast schneefrei. Im kurzen Sommer werden trotz Lufttemperaturen unter 0°C auf der Gesteinsoberfläche Temperaturen erreicht, die weit über dem Gefrierpunkt liegen. Durch die Wärmestrahlung, die vom erhitzten Gestein ausgeht, taut es an den Rändern der Schneeflecken (s. MIOTKE & HODENBERG 1980). Ein großer Anteil der ohnehin geringen Schneemengen sublimiert. Die Sublimation wird durch die zeitweise äußerst niedrigen Luftfeuchtigkeiten intensiviert. So bleibt meist nur noch eine flachgründige Durchfeuchtung des trockenen Hangschutts als mögliches Ergebnis übrig. Nur hier und da bildet sich für kurze Dauer eine kleine Wasserlache in einer meist nur wenige Quadratdezimeter großen Delle. Kurze Wasserbahnen unter Schneeflecken wurden im Inneren der Dry Valleys und der Darwin Mountains nur vereinzelt beobachtet. Lediglich an der Küste, z. B. nördlich vom Taylor Valley, ist der Hang unterhalb des Hjorth Hill und des Mt. Colemann in zahlreiche Kerben aufgelöst. Hier muß allerdings wohl auch neben dem Schneeschmelzwasser zusätzlich mit Gletscherschmelzwasser gerechnet werden.

2. Der Abfluß von Gletscherschmelzwasser

Größere Mengen Schmelzwasser fließen nur vom Gletschereis ab. Auf der Oberfläche der Gletscher kommt es im Sommer zu größeren Schmelzwasserabflüssen. Das Wasser fällt örtlich als 30—50 m hoher

Wasserfall über die steilen Gletscherwände. Auch unter den Eiswänden, wo das abgebrochene Eis schmilzt, werden größere Schmelzwassermengen frei. Besondere Bedeutung für den Schmelzvorgang haben die Moränenbedeckungen, die wegen ihrer geringen Albedo durch die Einstrahlung erwärmt werden und somit die nötige Wärmeenergie an das Eis abgeben können, die zum Schmelzen desselben verwendet wird.

Etwa Mitte Dezember beginnen die von Gletscherschmelzwasser gespeisten Abflüsse zu fließen. Der jährliche Beginn des Fließens ist von lokalklimatischen Faktoren gesteuert, so daß manche im zentralen Bereich der Täler gelegenen Wasserläufe max. 1 bis 2 Wochen eher fließen als andere klimatisch ungünstiger gelegene Gletscherabflüsse. Unter Schlechtwetterbedingungen können auch im Sommer einige Abflüsse vorübergehend fast ganz zum Stillstand kommen. Insgesamt ergeben sich auch im günstigsten Fall nur Abflußzeiten von 1 bis 2 Monaten. Die meisten Schmelzwasserabflüsse in den Haupttälern enden in abflußlosen, eisbedeckten Seen. Der längste Wasserlauf, der Onyx River im Wright Valley, erreicht eine Länge von über 30 km. Die Hauptflüsse der großen Täler erhalten Zuflüsse von Seitengletschern, die in Hängetälern enden. Diese Zuflüsse sind unterschiedlich tief in den Talhang eingeschnitten. Beim Übergang in den Talbodenbereich bilden sich meist breite Schwemmfächer. Da das oft feinkörnige sandige Material stark eisdurchsetzt ist und hier der Permafrost dicht unter der Oberfläche beginnt, versickert das Wasser nicht. Der oberflächliche Abfluß ist damit fast vollkommen. Dort, wo die Gletscher auf den höhergelegenen Erosionsniveaus enden, fließen die Schmelzwässer über die glazial verstellte Talflanke hinunter. Unter solchen Bedingungen sind oft tiefe Kerben in den Hang eingeschnitten worden. Unter den Kerben bilden sich im Talbodenbereich Schwemmfächer.

Im Talboden sind örtlich die leicht ausräumbaren Moränenfüllungen durchschnitten worden (SELBY 1971d). Die Temperaturen des abfließenden Wassers bleiben zumeist nahe bei 0°C. Höhere Wassertemperaturen werden selten erreicht, weil die Wärme zum Schmelzen verbraucht wird. Das fließende Wasser ist somit auch nicht in der Lage, den überflossenen, eiszementierten Boden tiefer aufzutauen und dann auszuräumen. Die Tiefenerosion ist thermisch begrenzt. In die vorhandenen Tiefenlinien wird der Schnee eingeweht, so daß hier eine größere Niederschlagsmenge wirksam wird. Der Boden kann somit länger durchfeuchtet bleiben. Obwohl die Einstrahlung im Sommer hier erst sehr viel später den Boden erreicht, werden die Sohlen der Tiefenlinien bereits unter dem Schnee durch das relativ wärmere Abflußwasser aufgetaut. Selbst Wasser, dessen Temperaturen nur Zehntelgrade über dem Nullpunkt liegen, ist dazu fähig.

Insgesamt gesehen, ist die Hangformung durch oberflächlichen Abfluß jedoch nur von lokal engbegrenzter Bedeutung. Es wäre denkbar, daß bei einem günstigeren Klima als heute, in der pleistozänen Vergangenheit, der oberflächliche Abfluß zeitweise stärker an der Reliefformung beteiligt gewesen ist. Diese Frage ist aber noch ungeklärt. Fossile Böden sind m. W. bisher nicht bekannt geworden.

GELÄNDEBEOBACHTUNGEN, DIE ZEIGEN, DASS ES BODENBEWEGUNGEN AUCH AUF FLACHEN HÄNGEN GIBT

Die bisherige Antarktis-Literatur, die sich mit der Hang- und Reliefformung beschäftigt, erwähnt nur Schuttbewegungen auf Hängen ohne oberflächlichen Abfluß, wenn das Hanggefälle wenigstens ca. 35° erreicht. Damit lassen sich aber Schuttmassen, die von höheren Talflanken bis in die unteren flacheren Talbereiche gewandert sind, nicht erklären. Zumindest in einigen Hängen kann über diesen Zusammenhang kein Zweifel bestehen, weil oben und unten im Hang farblich sehr verschiedenes Material ansteht, z. B. heller Granit oder Sandstein und darüber dunkles Doleritgestein; ein instruktives, leicht überschaubares Beispiel dieser Art wurde vom Nussbaum Riegel im Taylor Valley beschrieben. Es muß also hangformende Prozesse geben, die Materialbewegungen über relativ flache Hänge ermöglichen. Bevor verschiedene mögliche Bewegungsmechanismen diskutiert werden, sollen vorab noch einige weitere Beobachtun-

gen genannt werden, die zeigen, daß es langsame Abwärtsbewegungen an der Oberfläche der Hänge in den Dry Valleys gibt.

Die Einregelung von Hangschutt

Ein verbreitetes Phänomen auf den Hängen in Süd-Victoria-Land ist die weitgehende Einregelung der Längsachsen von Schuttstücken mit dem Hanggefälle. Diese Erscheinung ist sowohl auf den Hangschuttdecken als auch auf den Moränen zu beobachten. Die Einregelung kann sich aber nur ausbilden, wenn die Schuttstücke in Bewegung kommen. Die Steine müssen eine Mindeststrecke abwärts wandern, ehe die Längsachse sich einregeln kann. Die vorhandene Einregelung wird somit zum Indikator für hangabwärts gerichtete Schuttbewegungen. Die Materialbewegungen finden in Süd-Victoria-Land aus den dargestellten Gründen fast nur im sehr trockenen, lockeren Hangschutt statt. Es war daher von besonderem Interesse, die Einregelung durch trockene Solifluktion mit entsprechenden Einregelungen durch feuchte Solifluktion zu vergleichen. Um die Anordnung der Schuttstücke zu quantifizieren, wurden Stereofotos im Gelände gemacht, die später ausgewertet wurden. Dieses Verfahren ermöglichte es, die Geländearbeit stark zu verkürzen. Für unsere Arbeiten in bestimmten Gebieten war die Aufenthaltszeit durch die notwendige Benutzung von Hubschraubern stark limitiert. Eine zeitaufwendige Auszählung im Gelände war somit nicht immer möglich. Die Schuttstücke wurden in den Senkrechtaufnahmen (Ausschnitt jeweils ca.

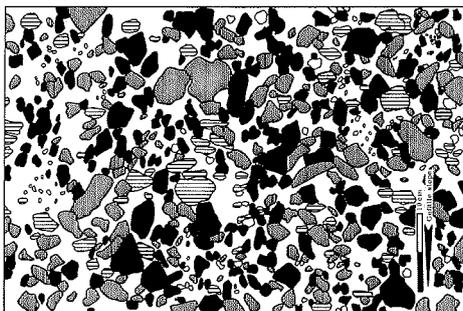
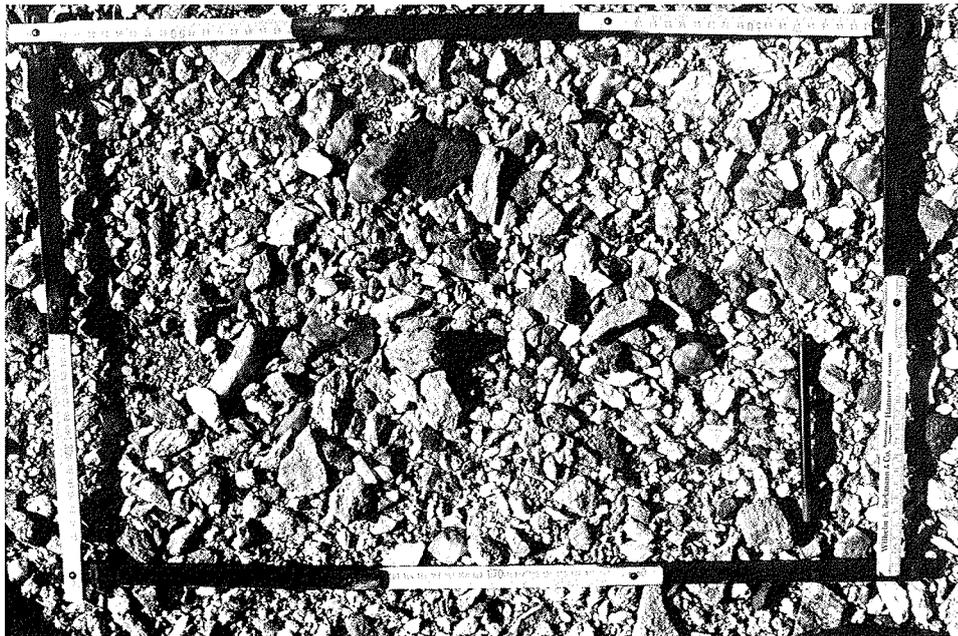


Abb. 11: Voll deckendes Steinpflaster über sandigem Substrat auf dem Nussbaum Riegel. Das Hanggefälle beträgt 5°. Dieses Beispiel zeigt, daß auch bei sehr geringer Hangneigung und kleineren Schuttstücken die Einregelung der Längsachsen mit dem Gefälle ausgeprägt ist. Sektor I: schwarz, Sektor II: senkrechte Schraffur, Sektor III: waagerechte Schraffur.

Fig. 11: Pavement completely covers sandy slope debris on Nussbaum Riegel. Slope gradient: 5°. Even with very low gradients and smaller rock pieces, orientation of long axes downslope is clearly developed. Sector I: black, Sector II: vertical lines, Sector III: horizontal lines.

¼ m²) in die üblichen 3 Winkelsektoren nach POSER & HÖVERMANN (1952) differenziert und jeweils auf einer Folie in 3 unterschiedlichen Farben nachgezeichnet:

- Sektor I 0°—30° beidseitige Abweichung von der Gefällslinie
- Sektor II 31°—60° beidseitige Abweichung von der Gefällslinie
- Sektor III 61°—90° beidseitige Abweichung von der Gefällslinie

Die quantitative Bestimmung der Neigung der Achsen zur Horizontalen (Sektor IV) war nicht notwendig, weil bis auf ganz seltene Ausnahmen eine fluvial beeinflusste Bewegung der Schuttstücke absolut nicht in Frage kam. Stichproben im Gelände bestätigten diese Aussage.

Die Anzahl der Steine, die jeweils in den Bereich gleicher Winkelabweichung gehörten, wurde ausgezählt und in Prozentanteile umgerechnet. Zusätzlich wurde die Fläche ausplanimetriert und in Prozent umgerechnet. Da die Bedeckung der Oberfläche mit Steinen, bzw. die freien Feinmaterialoberflächen von In-

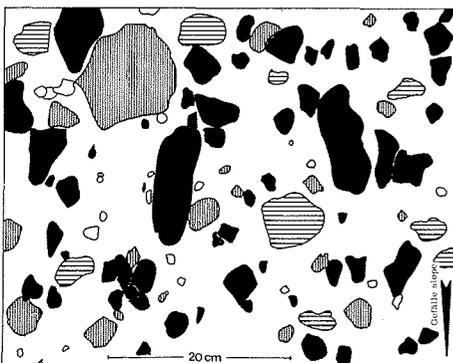
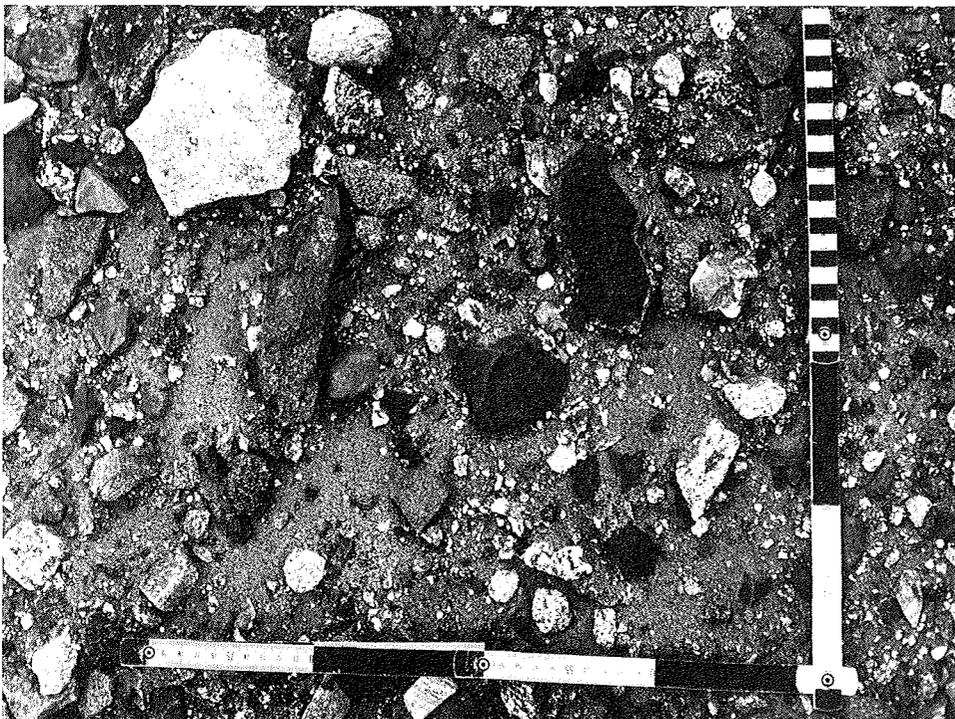


Abb. 12: Eingeregelte Steine auf einer Moräne des Packard Glacier im Victoria Valley. Der Hangwinkel beträgt 30,5°. Anzahl der Steine: Sektor I: 70,2%, Sektor II: 19,1%, Sektor III: 10,7%. Anzahl der Flächeneinheiten: Sektor I: 61,8%, Sektor II: 23,2%, Sektor III: 15,0%. Die auskartierte gesteinsbedeckte Fläche beträgt 36% der Gesamtfläche.

Fig. 12: Oriented rocks on a moraine of the Packard Glacier in Victoria Valley. Slope gradient: 30,5°. Number of rocks in sector I: 70,2%, sector II: 19,1%, sector III: 10,7%. Equivalent square dimensions in sector I: 61,8%, sector II: 23,2%, sector III: 15,0%. Mapped rock-covered area was 36% of total area.

teresse waren, wurde auch der Anteil der ausgezählten Steine an der Gesamtoberfläche ausgewiesen.

Repräsentativ wurden hier 11 Beispiele von unterschiedlichen Hängen mit einem Hanggefälle von 6° bis 30,5° dargestellt. Es ergaben sich folgende Durchschnittswerte:

	Anzahl der Steine	Fläche der Steine
Sektor I, 0°—30° Abweichung	50,6%	50,0%
Sektor II, 31°—60° Abweichung	28,8%	28,5%
Sektor III, 61°—90° Abweichung	20,6%	21,5%
Sektor I + II	79,4%	78,5%

Die Einregelung der Schuttstücke auf der trockenen Oberfläche ist daher sehr ähnlich der durch feuchte Solifluktion verursachten Einregelung. Zur Verdeutlichung sollen die von FURRER et al. (1971) auf Erdströmen in den Alpen gemessenen Werte herangezogen werden. Die Einregelung in den dortigen Solifluktionsdecken betrug bei Hangwinkeln zwischen 30° bis 38° vergleichsweise:

Sektor I	51,5 % (Vergleichswerte aus der Antarktis 50,6 %)
Sektor II	29,5 % (Vergleichswerte aus der Antarktis 28,8 %)
Sektor III	19,0 % (Vergleichswerte aus der Antarktis 20,6 %)

Die Werte sind erstaunlich ähnlich, vor allem wenn man bedenkt, daß die Variationsbreite in verschiedenen Solifluktionsdecken sehr viel größer sein kann, als die hier auftretenden Unterschiede.

Geraten die Schuttstücke auf dem Hang in Bewegung, so ist das Ergebnis sehr ähnlich. Der auslösende Prozeß ist offensichtlich weniger entscheidend. Wenn das so ist, muß bei der Interpretation von fossilen Solifluktionsdecken auch die trockene Solifluktion mit in Erwägung gezogen werden. Hangabwärts eingeregelter Schuttstücke sind nicht unbedingt ein Beweis für feuchte Solifluktion und damit für ein relativ humides Klima, in dem Hangdurchnässung möglich ist. Auch in einem relativ trockenen Hochglazial können zumindest an der Oberfläche der Hangschuttdecken Einregelungsprozesse im trockenen Material stattfinden.

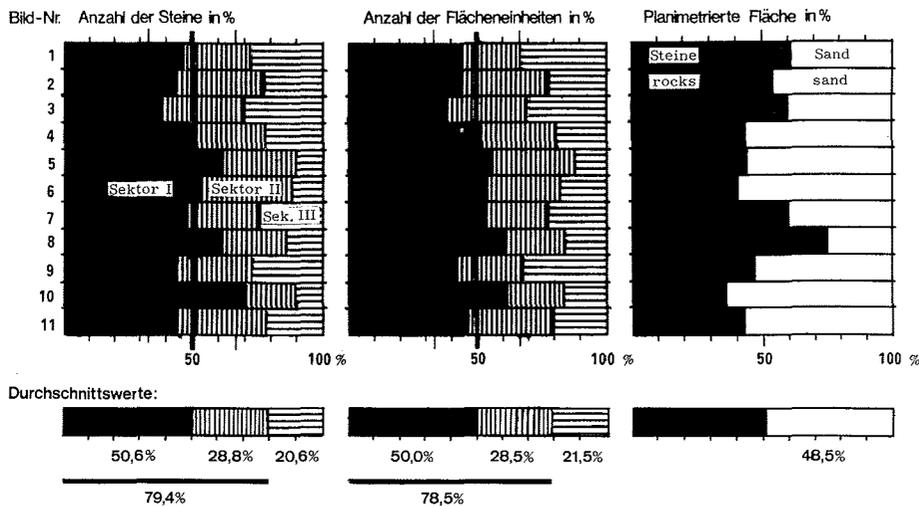


Abb. 13: Der Grad der Einregelung an der Oberfläche von Steinpflastern (A). Links die Anzahl der Steine in den drei Sektoren: I (schwarz), II (senkrechte Schraffur), III (waagerechte Schraffur). Mittlere Darstellung gibt die entsprechende Anzahl der Flächeneinheiten an. Die rechte Zeichnung zeigt die ausplanimetrierte, gesteinsbedeckte Fläche in Prozent.

Fig. 13: The stage of orientation at the surface of pavements (A). Left side shows number of rocks within the three sectors: I (black), II (vertical lines), III (horizontal lines). Center graph gives equivalent square dimensions in percentage. Right drawing indicates percentage of rock-covered area.

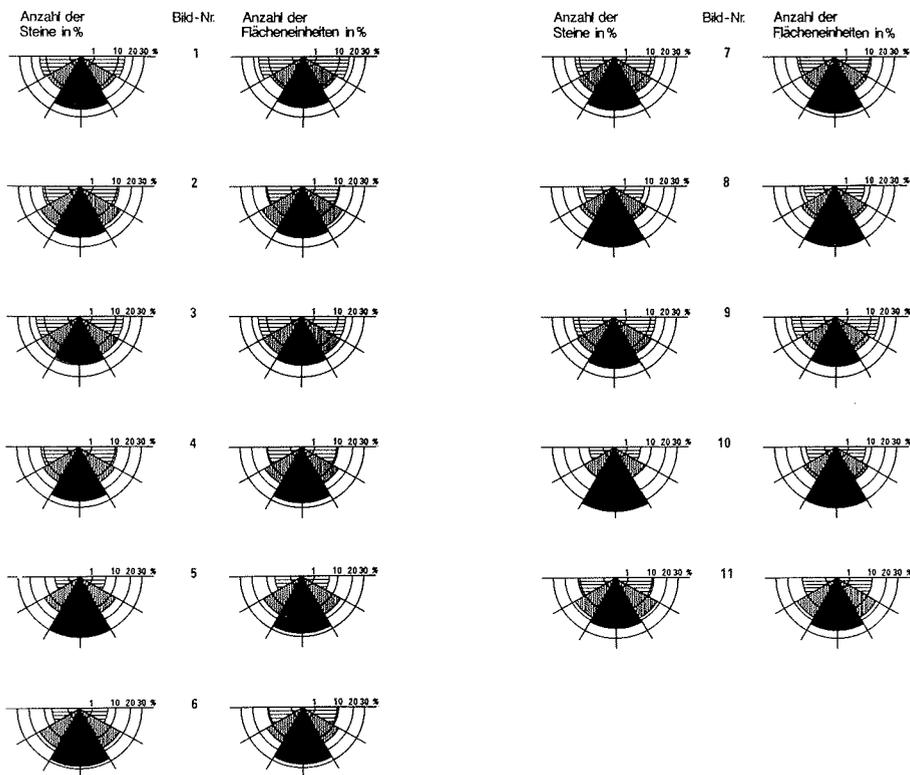


Abb. 14: Der Grad der Einregelung an der Oberfläche von Steinpflastern (B). Sektor I (schwarz), Sektor II (senkrechte Schraffur), Sektor III (waagerechte Schraffur).

Fig. 14: The stage of orientation at the surface of pavements (B). Sector I (black), sector II (vertical lines), sector III (horizontal lines).

Sind Schuttblöcke auf den Hängen so groß, daß sie im tieferen Hangschutt fixiert sind, so nehmen sie nicht an den oberflächennahen Bewegungen teil. Oft sind die Blöcke sogar im zementierten Permafrostboden fixiert. Diese feststehenden Hindernisse besitzen an ihrem unteren hangabwärtsgerichteten Ende oft sehr ausgeprägte Depressionen und sind am oberen Ende von Hangmaterial überwandert. Das Material, das vor dem Gesteinsblock gestaut wird, kann allerdings nur dann auf den Stein gelangen, wenn dieser nicht zu weit aus der Hangschuttdecke herausragt. Das unterhalb des Steins abwandernde Material wird direkt von oben nicht mehr ersetzt, so daß sich ein Defizit ergibt, das zu einer relativen Vertiefung

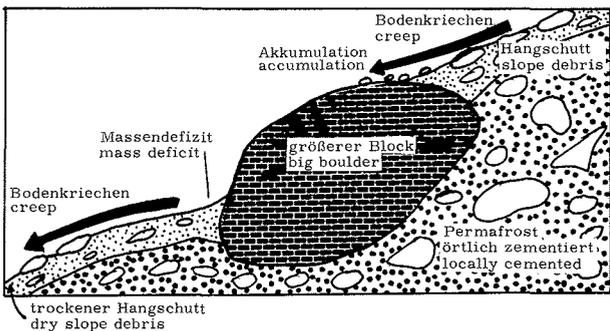


Abb. 15: Im Permafrost fixierter Gesteinsblock staut hangaufwärts Material auf. Unterhalb des Hindernisses ergibt sich ein Defizit.

Fig. 15: Big boulder reaching into permafrost restricts creep on its way downslope. Below the rock, this results in a mass deficit.



Abb. 16: Trockener Hangschutt umwandert größere Gesteinsblöcke. Oberhalb der Steine staut sich der Schutt, und hinter den Steinen bilden sich flache Depressionen, in die von seitwärts her Material eingebracht wird. Zwischen den größeren Hindernissen kanalisieren sich die Schuttströme. Unter der Steinsohle befindet sich überwiegend sandiges Substrat. Dieses Beispiel für trockene Solifluktion stammt aus dem Bull Pass zwischen Victoria und Wright Valley.

Fig. 16: Dry slope debris migrates around bigger boulders. Debris is blocked above the rock, shallow depressions form behind the restriction into which material is brought from the sides. The debris stream is channelled between the two boulders. The rockpavement covers a predominantly sandy substratum. This example for dry solifluktion originates from Bull Pass between Victoria and Wright Valley.

hinter dem Hindernis führt. Diese flachen Hohlformen erhalten von der Seite her eine Materialzufuhr, so daß sie nicht sehr tief werden können. Auf manchen Hängen, besonders da, wo die großen Blöcke dichter beieinander liegen, umfließt das lockere, trockene Feinmaterial die Hindernisse, so daß zwischen den einzelnen Blöcken deutliche Materialströme erkennbar sind.

Die Hangmikroterrassierung

Bei genauer Betrachtung der Formen im Mikrobereich des Hangschutts erkennt man, daß auch kleine Schuttstücke, die auf dem sandigen Feinmaterial liegen, hangabwärts flache Depressionen besitzen. Der feine Hangschutt reicht auf der hangabwärts gerichteten Seite höher an die Gesteinsstücke heran und überwandert diese nicht selten partiell. Im Querprofil gesehen, ergibt sich somit eine Hangmikroterrassierung. Die Größe der Schuttstücke und damit die Höhe der Stufungen kann sehr unterschiedlich sein. Terrassenhöhen von einigen wenigen Millimetern bis zu einigen Dezimetern wurden festgestellt. Die größeren Formen leiten über zu den bereits beschriebenen Erscheinungen im Bereich von Schuttblöcken, die im Hangschutt festsitzen. Die kleinen und kleinsten Schuttstücke auf sandigem Substrat sind durch ihr größeres Gewicht etwas weniger beweglich als Sandkörner. Wenn die Feinmaterialabwanderung an ihrem unteren Ende fortschreitet, rutschen die Steine nach. Dabei kommt es schließlich zur bevorzugten Einregelung ihrer Längsachse in Gefällsrichtung. Es sind aber auch Mikroterrassen an mehr quer zum Gefälle liegenden Steinen zu beobachten. Entsprechend der unterschiedlichen Größe und Form der Schuttstücke sowie der wahllosen Lage zueinander ergibt sich eine ungeordnete Verschachtelung der kleinen Terrassen. Es sind daher keineswegs isohypsenparallele Treppenstufen ausgebildet.

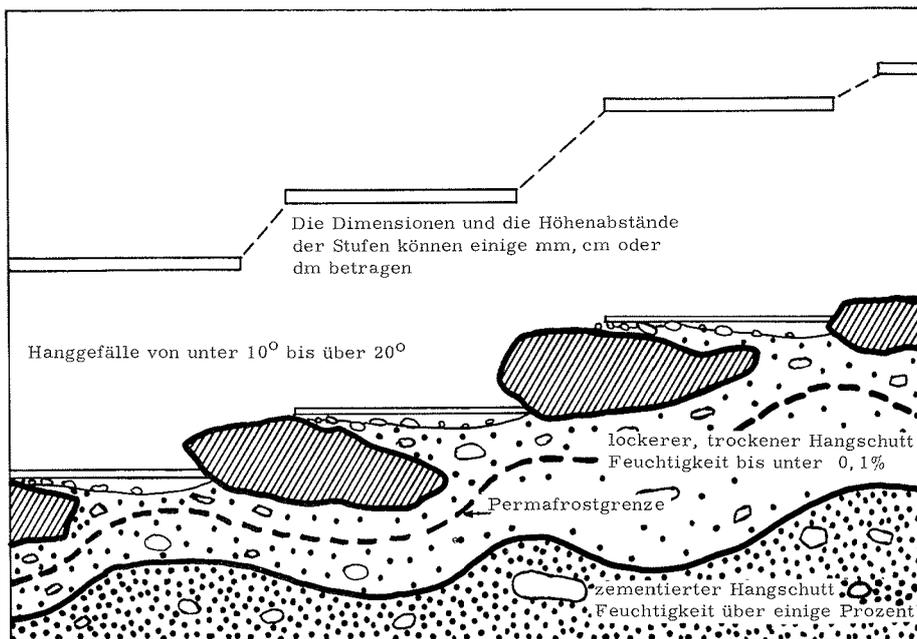


Abb. 17: Schematische Darstellung der Hangmikroterrassierung. Kleinere und größere Steine auf der Hangoberfläche sind ein Hindernis für das Bodenkriechen feinerer Korngrößen im Hangschutt. Es bilden sich kleine und kleinste Stufen heraus.

Fig. 17: Schematic cross-section of slope micro-terraces. Smaller and bigger rocks on the surface of slopes are a restriction to soil creep of fine-grained particles. Small and very small steps develop on the surface.

In Geländeversuchen wurde der Sand stellenweise vorsichtig ausgeblasen (einer der möglichen Prozesse für die Abtragung der trockenen Feinmaterialpartikel), so daß die Steine schließlich ins Rutschen gerieten. Dabei konnte sehr gut beobachtet werden, daß dann, wenn erst einmal ein kleines Schuttstück in Bewegung geraten war, eine Kettenreaktion initiiert wurde. Mit dem Abrutschen des stützenden Widerlagers unter den hangenden Massen verlieren diese ihren Halt und geraten in Bewegung. Mit dem plötzlichen Abwandern von Material nach unten pflanzten sich die Bewegungen daher schnell hangaufwärts fort. Dabei kommt es zu fließähnlichen Vorgängen im Feinmaterial, eventuell aufliegende Steine „schwammen“ mit abwärts. Nachdem die Gesamtbewegung zur Ruhe gekommen war, veränderten nur noch hier und da einige Partikel ihre Lage. Dann erschien alles wieder in völliger Unbeweglichkeit. Der Ablauf des Vorgangs hat gewisse Ähnlichkeit mit einem Erdbeben, bei dem ein Schwellenwert der Instabilität erreicht werden muß, ehe die Massen in Bewegung geraten. Ist dieser Wert überschritten, werden größere Massen relativ schnell verlagert.

Die Mikroterrassierung wurde nicht nur in den steileren Hängen mit über 20° Gefälle festgestellt, auch noch unter 10° Gefälle sind die Formen nicht prinzipiell anders. Ein genauer Grenzwinkel ist noch nicht anzugeben. Dieser dürfte vor allem von der Korngrößenzusammensetzung im Hangschutt abhängen. Außerdem spielt die Feuchtigkeit im Boden eine entscheidende Rolle. Bereits geringe Wassergehalte verändern die Beweglichkeit der einzelnen Körner zueinander erheblich. In den meisten Fällen ist die oberste Bodenschicht extrem trocken. Die Feuchtigkeiten liegen meist unter 0,1 %. Das ausgetrocknete sandige Substrat ist damit nicht sehr standfest. Höhere Bodenfeuchtigkeiten kommen im allgemeinen erst in wenigen Dezimetern unter der Oberfläche vor. Der Permafrostspiegel liegt meist noch im trockenen Lockermaterial. Die Zementierung des Hangschuttes beginnt somit tiefer als normalerweise die oberflächennahen Bodenverlagerungen stattfinden. Eine zeitweise Durchfeuchtung der Oberfläche durch infiltrierendes Schneeschmelzwasser im Sommer kann diese Bedingungen jedoch vorübergehend ändern.

Abb. 18: Eis- und salzbedingte Partikelverlagerung. Schematischer Ausschnitt von Lockermaterial auf einem Hang mit 20° Gefälle.

Obere Reihe (1—2): Die Schwerkraft wirkt mittels zweier Komponenten, von denen eine senkrecht auf die Hangoberfläche und eine hangabwärts gerichtet ist. Aus der Skizze rechts ist zu erkennen, daß die Hangabwärtskomponente größer wird, wenn das Gefälle zunimmt; entsprechend verringert sich der Druck auf die Hangoberfläche. Bei geringer Reibung wird der Hangschutt stärker hangabwärts gezogen. Von der Schwerkraft überlagert, vollziehen sich die durch Salz- oder Eiskristallisationen verursachten Materialverlagerungen.

Mittlere Reihe (3—5): Das Wachsen der Kristalle auf den Partikeloberflächen drückt die einzelnen Körner voneinander weg. Diese Verlagerungen werden von der Hangabwärtskomponente in Richtung des Gefälles beeinflusst; dennoch sind auch Bewegungen gegen die Schwerkraft möglich. Zum Hang hin ist die Partikelpackung stärker verdichtet, so daß Bewegungen in diese Richtung weniger leicht möglich sind. Kleinere Partikel werden im allgemeinen eher und weiter verlagert als größere.

Untere Reihe (6—7): Mit dem Schmelzen der Eiskristalle durch Erwärmen oder Lösen von Salzkristallen durch infiltriertes Wasser werden die Partikel von den Schwerkraftkomponenten bevorzugt hangabwärts transportiert. Die beiden Skizzen sollen die insgesamt erzielten kleinen Verlagerungsbeträge deutlich machen. Da diese Prozesse sich häufig wiederholen, ergeben sich im Jahresgang dennoch Transportraten, die nicht ignoriert werden dürfen.

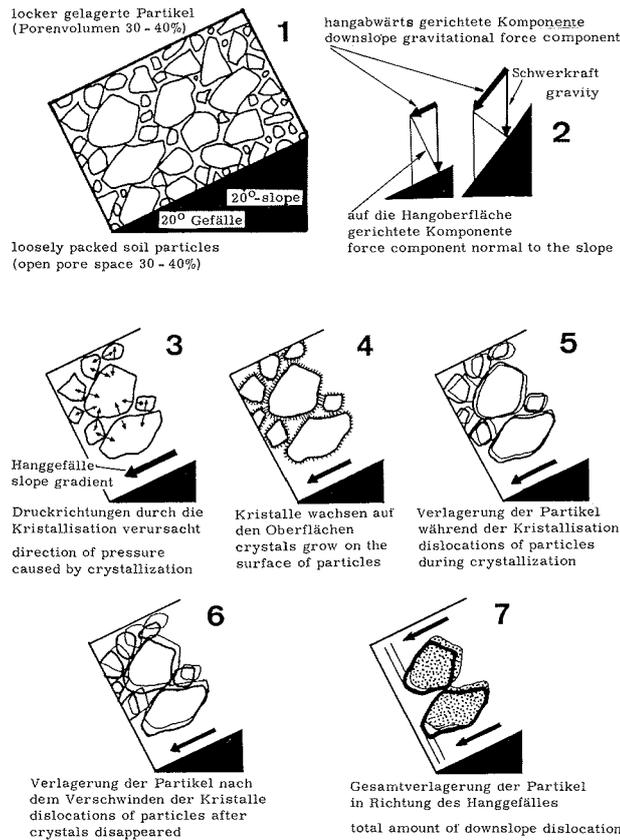


Fig. 18: Creep caused by ice and salt crystals. Schematic cross-section of loose debris on a 20°-slope.

Upper line (1—2): Gravitational force consists of two components, which act vertically onto the slope surface as well as downslope. Right drawing illustrates that downslope gravitational force component becomes bigger on steeper gradients. In accordance pressure diminishes on the slope surface. As friction diminishes, debris can be transported more easily downslope. Modified by the gravitational force, dislocations of particles caused by salt or ice crystallisations take place.

Center line (3—5): Growing crystals on the surface of particles press grains apart. These dislocations are modified by the down-slope gravitational force component in the direction of the gradient, although movements against the sloping are possible too. Crossways to the slope surface packing of particles is denser, so movements in this direction do not occur to such an extent. Smaller particles generally move more easily and a greater distance.

Lower line (6—7): After melting of ice crystals due to warming-up or dissolution of salt crystals by infiltrated water particles are transported mostly downslope by the downslope gravitational force component. Because these processes are repeated very often during the period of a year, transport rates should not be underestimated and ignored.

DIE FORMUNGSPROZESSE DER TROCKENEN SOLIFLUKTION

Die aufgezeigten Geländebefunde beweisen, daß es abtragende Prozesse in den Dry Valleys geben muß, die den Boden hangabwärts in Bewegung setzen können. Es ist somit zu fragen, welche Ursachen für diese Bodenmaterialbewegungen in Frage kommen. Es ist zu erwarten, daß unterschiedliche Prozesse komplex gleichzeitig oder auch zeitlich abwechselnd wirksam werden. Dabei kann es auch zu gegenseitiger Verstärkung der Auswirkungen kommen. Bei der Analyse der hangabtragenden Transportmechanismen ist auch zwischen den auslösenden Ursachen und den sich daraus ergebenden Folgewirkungen der Bewegungsabläufe zu unterscheiden.

Jede Ursache, die Einzelpartikel in Bewegung bringt, erzielt im Zusammenwirken mit der Schwerkraft eine hangabwärtsgerichtete Verlagerung, also einen Materialtransport auf ein tieferes Niveau. Zusätzlich kann eine Gewichtszunahme durch Schneeauflage oder Wasserzufuhr (Durchfeuchtung) die Materialver-

lagerung hangabwärts unterstützen. Die langsamen, aber annähernd kontinuierlichen Bodenbewegungen werden auch als Bodenkriechen („soil creep“) bezeichnet, nach YOUNG (1972 : 48) die langsame Hangabwärtsbewegung des Hangschutts als ein Resultat der Netto-Bewegungen seiner individuellen Partikel. Wie gezeigt werden kann, sind die Bedingungen für diese Form des Materialtransportes in der Antarktis günstig; dennoch ist in der vorhandenen Literatur kaum etwas darüber berichtet worden.

Prozesse, die Bodenkriechen auslösen

Zu den Prozessen, die unter den besonderen Bedingungen in der Antarktis Bodenkriechen bewirken, gehören:

1. Prozesse, die Kontraktionen und Expansionen verursachen:
 - a) Temperaturunterschiede im sommerlichen Tagesgang
 - Temperaturunterschiede im Jahresgang (Winter)
 - b) Feuchteunterschiede (Durchfeuchtung — Austrocknung)
2. Prozesse, die Bodenpartikel auseinanderdrücken
 - a) Auseinanderdrücken durch Eisbildung (Entlastung durch Tauen oder Sublimieren)
 - b) Auseinanderdrücken durch Salzkristallisation (Entlastung durch Lösung)
3. Prozesse, die durch gerichtete Belastung initiiert werden
 - a) Schneelast, Schneeschub
 - b) Gewichtsveränderungen durch unterschiedliche Wassergehalte im Boden
 - c) Winddruck
4. Prozesse, die durch Deflation ausgelöst werden.

Viele der obigen Prozesse wirken doppelt: sowohl positive wie negative Veränderungen verursachen Partikelbewegungen hangabwärts, was sowohl bei der Kontraktion wie bei der Expansion, die beide durch Temperaturveränderungen erzeugt werden, gilt. Das Gleiche trifft zu für die Prozesse der Eisbildung und des Eisabbaus im Boden, der Salzkristallisation und Salzlösung sowie bei Feuchtezunahme und -abnahme. Da bei allen Bewegungen die Schwerkraft zusätzlich wirkt, ergibt sich fast immer auch eine hangabwärtsgerichtete Verlagerung. Die für das Bodenkriechen in den Dry Valleys wichtigsten Vorgänge sollen in der Folge näher betrachtet werden.

1. Kontraktion und Expansion im Schutt durch Temperaturunterschiede

Die Bedeutung der Temperaturveränderungen für die Teilchenbewegungen im Boden wurde bereits früh erkannt (MOSELEY 1869 in YOUNG 1972 : 57) und von DAVISON (1888) experimentell nachgewiesen. SCHEIDEGGER (1961) hat in einer theoretischen Abhandlung die Vorgänge weiter untersucht. YOUNG (1972 : 49) geht in einer Berechnung der jährlichen Volumenveränderungen von einer durchschnittlichen täglichen Temperaturdifferenz von 3 °C aus, so daß sich bei einem dreidimensionalen Ausdehnungskoeffizienten von 0,000 0013 für Silikate ein Wert um 0,1 % ergibt. Entscheidend sind die jeweiligen Temperaturgegensätze, die zu einer Volumenveränderung führen. Hierbei dürften neben der Temperaturdifferenz besonders auch die Schnelligkeit der Temperaturveränderungen eine Rolle spielen. Tägliche Temperaturgegensätze im Boden von über 30 °C innerhalb weniger Stunden sind im Sommer der Antarktis nicht selten. Im Winter verursachen die extrem niedrigen Temperaturen bis unter - 55 ° eine sehr starke Kontraktion der Gesteine und des Bodens. Da auch im Winter durch wärmere Luftmassen erhebliche Temperaturgegensätze möglich sind, können auch in der kalten Jahreszeit häufigere Volumenänderungen erwartet werden. Im Makrobereich sind die Polygonrisse im Boden und örtlich auch im zerrütteten Gestein sichtbares Ergebnis der Kontraktionen. In Gesteinsstücken zeigen „inner rock polygons“ (MIOTKE & HODENBERG 1980) die Auswirkungen der temperaturbedingten Spannungen. Im Mikrobereich basiert die innere Stabilität der Lagerung auf den Kontakten der einzelnen Körner; verändern die Einzelkörner durch Kontraktion ihre Lage, muß es naturgemäß zu räumlichen Veränderungen kommen. Dabei können Widerlager verschoben werden, die Halt boten, so daß einzelne Körner ihre Lage verändern.

Die Partikel jeweils im Hangenden werden von der Schwerkraft nach unten, in der Resultierenden also immer hangabwärts, gezogen. Wenn möglich, wird durch die Schwerkraft jede räumliche Verlagerung in Richtung nach unten beeinflußt. Auch spätere Expansionen nach oben können zu Instabilitäten führen,

die letztlich Hangabwärtsbewegungen auslösen können. Jede Lockerung, jede Bewegung wird durch die Schwerkraft überlagert und ausgenutzt, somit ergibt sich ein innerer Materialtransport hangabwärts. Die Bewegungsfreiheit der einzelnen Partikel im Bodensubstrat hängt neben der Korngrößenverteilung vor allem auch vom Porenvolumen ab. Für den Granitschutt nennt GOSSMANN (1970 : 17) eine Dichte von 2,00 g/cm³. Gegenüber Granit mit einer Dichte von 2,80 g/cm³ ergibt sich für den Schutt ein Porenvolumen von 28,6 %. Für einige Lokalitäten in den Dry Valleys wurden im lockeren Feinmaterial folgende Porenvolumen festgestellt:

		Porenvolumen
Bull Pass I (1979)	0—10 cm Tiefe	34,2 ‰
Bull Pass II (1979)	0—10 cm Tiefe	30,2 ‰
Taylor Valley (1980)	5—10 cm Tiefe	43,2 ‰
Olympus Range I (1980)	0— 2 cm Tiefe	39,3 ‰
Olympus Range II (1980)	25—32 cm Tiefe	41,7 ‰

Die Bestimmung des Porenvolumens wurde nach folgender Methode durchgeführt: In 100 ml destilliertes Wasser wurden 100 cm³ Substanz eingebracht, die im Meßzylinder abgemessen waren. Die Volumendifferenz zu 200 ml und die zufällige Probenfeuchtigkeit wurden zum Porenvolumen zusammengefaßt. Die Feuchtigkeiten im Gelände lagen unter 0,1 Gewichtsprozent. Das sehr trockene, lockere Feinmaterial besitzt keine große Standfestigkeit. Wird ein Loch gegraben, läuft das sandige Substrat schnell von den Seiten in die Tiefe. Man kann leicht mit der Hand durch trockenes Oberflächenmaterial der Hänge fahren.

Wie die sommerlichen Temperaturkurven zeigen (MIOTKE 1979, MIOTKE & HODENBERG 1980), reichen die stärkeren täglichen Temperaturveränderungen nur 10 bis maximal 20 cm tief in den Boden hinein. Die obersten Zentimeter im Hangschutt, wo auch das überlagernde Gewicht nach Null konvergiert, sind daher die eigentlichen Bereiche der Bewegung. Unterhalb 20 cm Tiefe dürften die Materialverlagerungen kaum noch Bedeutung besitzen (STATHAM 1977 : 112). Im Gegensatz zu der sommerlichen Eindringtiefe der Temperaturgegensätze reicht die winterliche starke Auskühlung wesentlich tiefer (THOMPSON et al. 1971b in MIOTKE 1979). Allerdings dürften die Temperaturveränderungen in größerer Tiefe sich für die Hangabwärtsbewegungen kaum noch auswirken, da die Auflast zu groß ist, ganz davon abgesehen, daß häufig Zementierungen im Permafrostbereich Bewegungen fast unmöglich machen.

1a. Die Polygone auf den Hängen

Die starke Kontraktion des Bodens und der Gesteine durch die extrem niedrigen Temperaturen im Winter wird am deutlichsten durch Polygone angezeigt, die auf allen nicht zu steilen Hängen ausgebildet sind. Über die Verbreitung und Formungsprozesse in Victoria-Land haben BERG & BLACK (1966) und BLACK (1973) ausführlich berichtet. Je nach der Lage im Relief, der Zusammensetzung und inneren Struktur der Schuttdecken sowie ihrer Feuchtigkeit bilden sich unterschiedlich große Polygonformen aus. Der Durchmesser der Polygone ist bei höherer Bodenfeuchte kleiner als bei geringeren Eisgehalten. Die Durchmesser können über 30 m erreichen. Die Tiefe der Kontraktionsrisse reicht unter 2 m, im Extrem bis 5 m. Jeden Winter reißt der Boden entsprechend den lokalen Bedingungen zwischen 0,5 mm bis knapp 4 mm weit auf. Da die offenen Bodenspalten jeweils mit Sand, Schutt und Schnee verhüllt werden, wachsen die Risse mit den Jahren zu beachtlicher Breite an. So wurde z. B. für einen 70 cm breiten Keil, der jährlich im Durchschnitt 1,4 mm aufreißt, ein Alter von ca. 500 Jahren errechnet. Polygone bilden sich nur dort, wo der Hangschutt weniger als 1 m tief ausgetrocknet ist. Im trockenen Substrat werden offensichtlich Kontraktionen und Expansionen durch Bewegungen der hier nicht zementierten Partikel zueinander ausgeglichen. Nach BERG & BLACK (1966) zeigen junge Keile unter 1 m Breite, die auch keinen doppelten Wall als Begrenzung entwickelt haben, eine trockene Hangbedeckung von etwa 25 cm Tiefe an. Salzanreicherungen unter der Oberfläche sind hier erst gering. Weiter entwickelte, ältere Keile mit einer Breite von 1—4 m finden sich im Hangschutt, der 25—80 cm tief ausgetrocknet ist. Hier sind starke Salzanreicherungen unter der Oberfläche zu finden. Für viele der älteren Polygone wurde ein Alter von mehreren tausend Jahren errechnet. Polygone, die über 10 000 Jahre alt sind, können nicht mehr nachgewiesen werden, weil die sehr alten Schuttdecken nach BERG & BLACK (1966) bereits zu tief ausgetrocknet sind.

Polygone werden in der Literatur (GUNN & WARREN 1962 : 138, SELBY 1971a : 243) als Indikatoren für eine kaum vorhandene Schuttbewegung über die Hänge angesehen. Bei näherer Betrachtung der Hangprozesse muß jedoch Bedenken gegenüber dieser Auffassung angemeldet werden. Da die Materialbewegungen nur in den obersten 10 bis ca. 30 cm des Lockermaterials über den zementierten Permafrostbereichen möglich sind, werden die tieferreichenden Polygonrisse im Boden nicht berührt und bleiben unverändert. Das die Polygone querende Material fällt in den Polygonriß bis dieser gefüllt ist, dann wandert auch Material aus diesem Bereich weiter hangabwärts. Ein echtes Hindernis bilden also die Polygone nicht. Die Lage der Polygone bleibt trotz dieser Bewegungsvorgänge stabil. Wird die Hangoberfläche erniedrigt, so reichen die extrem tiefen Temperaturen weiter in den Boden, so daß der Polygonriß sich weiter nach unten entwickelt. Einmal entstanden, sind die Polygonnetze ziemlich ortsfest. An frischen Polygonrissen im Hangschutt oder im Moränenmaterial ist zu beobachten, wie das Feinmaterial und mit ihm Gesteinsstücke in die entstehende Vertiefung wandern. Da sandige Korngrößen tiefer in den engen Spalt abfließen können, sammeln sich oben auf dem Polygonriß häufig Schuttstücke an. Das Abwandern des Hangschutts zum Bodenriß hin wird auch durch die Einregelung ihrer Längsachse zur Vertiefung hin angezeigt. Nicht selten stehen die Schuttstücke annähernd senkrecht über dem Polygonspalt. Ältere Polygone besitzen schließlich eine beidseitige Umrahmung durch flache Wälle, die bis zu über 1 m hoch werden können. Diese Erhöhungen entstehen, wenn im Sommer das Material sich mit dem Erwärmen wieder ausdehnt, der bei der Kontraktion entstandene Spalt aber inzwischen mit Schutt oder Eis verfüllt ist (LEFFINGWELL 1919). Bereits im Winter beginnt die Auffüllung der geöffneten Spalte. Dabei spielt neben Prozessen des Bodenkriechens vor allem das Einwehen von Feinmaterial eine bedeutende Rolle. Oft füllt eingewehter Schnee die flachen Vertiefungen der Polygonränder zwischen den Wällen.

GUNN & WARREN (1962) erwähnen das Vorkommen von Polygonen bis zu einem Hangwinkel von 35°. SELBY (1971a : 243) setzt den Grenzwinkel mit 28° Gefälle fest. Es gibt jedoch auch Polygone in



Abb. 19: Im Lockermaterial der flacheren Hänge (hier in den Darwin Mountains) sind Polygone ausgebildet, die durch Schneefüllungen gut erkennbar werden. Im Gipfelbereich befinden sich auch in steileren Hängen Polygone. Am Rande der steilen Hänge werden die Polygonfelder seitlich unterschritten (Foto: Dez. 1978).

Fig. 19: Polygons in debris of not too steep slopes in the Darwin Mountains. Polygons also cover steeper slopes near the top. Snow filled troughs of polygons clearly mark the form. Polygon fields are undercut by retreating valley sides (photo: Dec. 1978).

wesentlich steileren Festgesteinhängen (s. Abb. 19). Polygone werden überall dort überlagert und verschüttet, wo der Schuttransport über den Hang so schnell ist, daß sich eventuell darunter liegende Polygonrisse nicht mehr rasch genug durchpausen können. Die Schnelligkeit der Schuttbewegungen über den Hang hängt vom Gefälle und der Menge des nachgelieferten Materials ab. Wird kaum Schutt angeliefert, so können Polygone örtlich auch auf steileren Hängen erhalten bleiben. Da Lockermaterial sich aber auf Hängen, die wesentlich steiler als 35° sind, kaum halten kann, müssen sich die Polygone hier im anstehenden Gestein ausbilden. Besonders in dünn-schichtigen Beacon-Sandsteinen wurden Polygone beobachtet (BERG & BLACK 1966). Örtlich werden Polygonfelder von steileren Hängen quasi von unten angeschnitten. Hier kann somit gezeigt werden, wie relativ schnell steilere Hänge zurückverlegt werden. Da die Polygone kaum mehr als einige tausend Jahre alt sind, muß örtlich durchaus mit einer nicht zu langsamen Abtragung gerechnet werden (s. Abb. 19).

2. Die Bedeutung der Wassergehalte im Boden für die Materialbewegungen

Die Wassergehalte in den Hangschuttdecken sind in mehrfacher Weise von Bedeutung für die Materialbewegungen. Steigen die Wassergehalte auf Werte nahe der Sättigung, dann können die Einzelpartikel ihre gegenseitige Haftung weitgehend verlieren. Das Substrat wird quasi fließfähig. Diese Solifluktuationsbedingungen sind in der extrem ariden Antarktis nur selten gegeben. Geringe Wassergehalte führen zu einer Verstärkung der Kohäsion der Partikel durch kapillare Kräfte. Nicht zu feuchter Sand hat bekanntlich eine höhere Standfestigkeit. Die Ausdehnung und Schrumpfung von Tonmineralen bei unterschiedlichen Wassergehalten spielt in den Dry Valleys eine untergeordnete Rolle, weil Tonminerale nur relativ wenig vorhanden sind. Geringe Wassergehalte sind dagegen für die Bildung von Eisnadeln und Salzkristallen notwendig. Insgesamt muß davon ausgegangen werden, daß auch geringfügige Veränderungen im Wassergehalt von feinkörnigen Bodensubstraten zu kleinräumigen Lageverschiebungen der Einzelkörner führen. Die Summe dieser Mikrobewegungen, die von der Schwerkraft in einer Richtung beeinflußt werden, ergibt letztlich eine überwiegend hangabwärts gerichtete Verlagerung.

Sehr niedrige Wassergehalte, wie sie in den meisten Hangoberflächen der Antarktis vorkommen, sind allerdings für andere, Bewegung auslösende Prozesse des Bodenkriechens eine günstige Voraussetzung. Im Permafrostbereich, der im Feinmaterial meist dicht unter 20—30 cm Tiefe liegt, verursachen höhere Wassergehalte eine betonharte Zementierung des Substrats. Da aber die Bodenbewegung meist sowieso auf die obersten 20 cm beschränkt ist, das gilt auch für warme aride Gebiete (STATHAM 1977), ist die tiefergelegene zementierte Schicht ohne Einfluß. SELBY (1974 : 32) sieht in der verhärteten Schicht ein Hindernis für weitere Hangabtragung: „Es besteht die Möglichkeit, daß solch ein Hang in seinem vorletzten Stadium fossilisiert werden könnte, denn eine mächtige Hangschuttbedeckung würde dauernd gefroren sein und hätte dann eine schützende Panzerung, unter der weitere Hangentwicklung unbedeutend würde.“ Dieser Ansicht kann man sich nicht anschließen, denn mit dem fortschreitenden Abtrag der obersten Hangmaterialschichten würde gleichzeitig die Erwärmung und Austrocknung der nun höher an die Oberfläche reichenden Schichten einher gehen. Die Permafrostzementierung bliebe quasi parallel, unter den heutigen Bedingungen ca. 20—30 cm unter der Oberfläche. Bei Materialauflagerung steigt die Permafrostgrenze an, bei Abtrag würde die ewige Gefrorenis entsprechend tiefer gelegt. Da der Hangabwärtstransport aus anderen Gründen sowieso in den obersten 20 cm konzentriert ist, stellt die zementierte Schicht kein Hindernis für die fortschreitende Hangerniedrigung dar. Da auch in wärmeren Trockenklimaten das Bodenkriechen weitgehend auf die obersten 20 cm beschränkt ist, kann in dieser Hinsicht kein Unterschied zu den Dry Valleys festgestellt werden.

3. Prozesse, die Bodenpartikel auseinanderdrücken

Lageveränderungen einzelner Partikel zueinander ergeben sich durch das Wachsen von Eis- oder Salzkristallen auf deren Oberflächen; zwei Vorgänge, deren Ablauf und Wirkung ähnlich sind, obwohl die Prozeßbedingungen voneinander abweichen. Wegen der extremen Austrocknung werden beide Prozesse nicht direkt an der Oberfläche, sondern wenigstens einige Zentimeter darunter am effektivsten sein.

3a. Die bodeneisbedingten Partikelverlagerungen

Die einzelnen Körner im Bodensubstrat besitzen eine dünne Wasserschicht (boundary layer), in der auch Salze gelöst sein können. Aus dieser Lösung gefriert bei Temperaturniedrigung, wenn ein bestimmter Schwellenwert erreicht ist, Eis aus. Die wachsenden Eiskristalle drücken dabei die Körner im Kontaktbereich auseinander. Die Verlagerung der Körner kann sich aber nur dort vollziehen, wo der Gegendruck nicht zu groß ist. Es muß daher im lockeren Einzelkorngefüge Raum vorhanden sein, um Verlagerungsbewegungen der Partikel zu erlauben. Deshalb spielt die Größe des Porenvolumens eine wichtige Rolle. Da bei extremer Temperaturniedrigung auch eine starke allgemeine Kontraktion eintritt, wird der für die Bewegung notwendige Spielraum erweitert. Diese Bewegungen bringen die Einzelkörner in eine zumindest teilweise veränderte Lage. Dabei entstehen Kontaktpunkte an anderer Stelle der Partikel. Auch die Lage der Hohlräume zwischen den einzelnen Partikeln wird damit verändert, es bilden sich neue Poren. Die dabei wirkenden Kräfte, die eine Lageveränderung der Körner verursachen, werden von der Schwerkraft überlagert. Jede Lageveränderung ist damit durch diese Interferenz bestimmt. Verlagerungen im Hanggefälle sind stark bevorzugt gegenüber solchen entgegen dieser Richtung. Dem Hanggefälle folgend sind daher schon kleinere Kräfte imstande, geringfügige Bewegungen zu initiieren.

Wenn eine Temperaturerhöhung eintritt, dehnen sich die Materialien wieder aus. Auch dabei kann es erneut zu Partikelbewegungen kommen. Eisverkittete Kontakte können abreißen und werden nicht immer ein unüberwindliches Hindernis für Lageveränderungen der Körner sein. Dennoch ist jeweils ein bestimmter Temperaturschwellenwert von entscheidender Bedeutung, bei dem die Eiskristalle zumindest teilweise zu schmelzen beginnen. Nun werden die Partikel wieder freier beweglich. Befinden sie sich durch die räumlichen Veränderungen, die durch das Gefrieren ausgelöst wurden, nunmehr in labiler Lage, so wird die Schwerkraft letztlich diese Körner in Richtung Hanggefälle in die vorhandenen Hohlräume ziehen. Sowohl beim Gefrieren, wie beim Tauen wird daraus eine Nettobewegung der Einzelkörner hangabwärts resultieren.

3b. Die salzbedingten Partikelverlagerungen

Bei entsprechender Austrocknung des Bodens werden die Salze aus dem Porenwasser zumindest teilweise auskristallisieren. Die ausgeschiedenen Salze überziehen die Oberflächen der Gesteinspartikel. Im Kontaktbereich der einzelnen Körner muß es damit zu gegenseitigem Wegdrücken der Partikel kommen. Dadurch werden sehr ähnliche Prozesse der Verlagerung eingeleitet, wie das für das Eiswachstum gezeigt wurde. Auch hier werden die Nettobewegungen unter Mitwirkung der Schwerkraft hangabwärts überwiegen. Kommt es während der sommerlichen Auftauperiode zu einer erneuten relativen Durchfeuchtung des Bodensubstrats, so werden die auskristallisierten Salze besonders im Kontaktbereich der Körner, vom Wasser, das über die Oberflächen der Partikel kriecht, zumindest teilweise wieder gelöst. Damit fällt die Verkittung der Körner durch Salzkrusten auf den Partikeloberflächen teilweise oder ganz aus. Die Körner werden wieder beweglich. Befinden sich die Körner nach den vorherigen Lageveränderungen nun in einer labilen Lage, so wird die Schwerkraft, bevorzugt in Richtung hangabwärts, schließlich Bewegungen in Gang setzen, ähnlich wie die beim Auftauen von Eisbindungen zwischen den Partikeln.

Die Prozesse des Wassergefrierens und Auftauens, sowie der Salzkristallisation und Auflösung, sind in ihrer Wirkung sehr ähnlich und überlappen sich örtlich und eventuell auch zeitlich. Höhere Salzgehalte im Bodenwasser erniedrigen den Gefrierpunkt, sehr tiefe Temperaturen können schließlich Salze aus der Restlösung „ausfrieren“. Bei beiden Prozessen ist zu berücksichtigen, daß auch bei tieferen Temperaturen Wasser in gasförmiger Phase vorhanden ist. Dieses Wasser ist sehr beweglich und kann sich im Bereich der tiefsten Temperaturen im Boden, z. B. an bereits vorhandenes Eis, anlagern. Die meisten der im Boden und Gestein der Antarktis gefundenen Salze sind nicht oder nur wenig hygroskopisch, so daß die Hydratation für die oben beschriebenen Prozesse keine allzu große Bedeutung besitzen dürfte. Wegen der im sommerlichen Tagesgang häufigen Temperaturen um den Gefrierpunkt wird Gefrieren und Tauen relativ häufig sein; die salzbedingten Prozesse sind langsamer und seltener zu erwarten.

4. Schneelast und Schneeschub als Ursache für Bodenkriechen

Das Gewicht der Schneedecke und deren Eigenbewegung übt einen auch hangabwärts gerichteten Druck auf die Hangoberflächen aus, der im Lockermaterial die Bewegungsprozesse des Bodenkriechens unterstützen kann. Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß die Situation in den Trockentälern der Antarktis nicht den Gegebenheiten in anderen kalten Klimaten voll entspricht.

In den Wintermonaten sind die Hänge in den Dry Valleys nur örtlich mit Schnee bedeckt. Die Winddrift der kleinen trockenen Schneekristalle verhindert eine gleichmäßige Schneedecke. Weitere Bereiche sind daher auch im Winter völlig schneefrei. Zumeist erreicht die winterliche Schneedecke in den Dry Valleys nur wenige Zentimeter Mächtigkeit. Die durch den Schnee auf die oberen Zentimeter der Hangschuttdecken ausgeübten Schubkräfte werden im allgemeinen relativ gering bleiben. Eine Ausnahme ist nur dort gegeben, wo alljährliche mächtigere Schneeflecken akkumulieren. Diese orographisch bedingten Areale, meist Geländeverflachungen oder Dellen, sind unregelmäßig verteilt. Im antarktischen Sommer, von Dezember bis Februar, werden der Boden und das Gestein durch die Einstrahlung zeitweise über 0°C hinaus aufgeheizt. Im Randbereich von Schneeflecken kommt es dann häufiger zum Schmelzen und somit zur Durchfeuchtung der obersten Zentimeter des Hangschutts. Bei hoher Wassersättigung kann sandiges Substrat ins Fließen geraten. Die Schneebelastung der näheren Umgebung spielt dabei jedoch zumeist keine große Rolle. Es war zu beobachten, daß im Randbereich der Schnee nur noch punkthaft Kontakt mit dem Boden besitzt. Vor allem die gegenüber dem Tauen und Verdunsten dominante Sublimation läßt den Schnee auch von der Unterseite her verschwinden. Die am Rande weitgehend freischwebenden Schneeschichten brechen schließlich ab und tauen im Kontakt mit dem wärmeren Boden. Die in anderen Klimaten für die Hangschuttbewegungen sehr wirksamen Gewichtszunahmen durch Wassersättigung können bis auf ganz wenige Lokalitäten in den Dry Valleys vernachlässigt werden. Die zumeist nur oberflächlich durchfeuchteten Bodensubstrate trocknen sehr schnell wieder aus. Die sehr niedrigen relativen Luftfeuchtigkeiten und der Wind beschleunigen die Austrocknung.

Aus den skizzierten Prozessen ergibt sich, daß dort, wo der Boden kurzzeitig durchfeuchtet wird, zur gleichen Zeit eine relativ geringe Schneelast wirkt. Die zumeist nur dünne, trockene Schneedecke hat in der Antarktis insgesamt nur eine relativ beschränkte Bedeutung für die hangabwärtsgerichteten Bewegungen des Hangschutts, ganz zu negieren sind die Schubkräfte der Schneeeauflage jedoch auch nicht.

5. Äolische Materialbewegungen auf den Hängen

An der Oberfläche der Hangschuttdecken übt der Wind einen gerichteten Druck auf die einzelnen Partikel aus. Bei entsprechend geringer Korngröße und ausreichender Windgeschwindigkeit können Einzelkörner in Bewegung gesetzt werden. Die Ausblasung und die folgende Wiederablagerung der Körner hängt von der jeweils im Mikrobereich herrschenden Windgeschwindigkeit ab. Das oberflächennahe Mikrorelief ist dabei von großem Einfluß auf die Luftbewegungen in der bodennahen Luftschicht. Obwohl sich die Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten am Boden laufend ändern, sind, insgesamt gesehen, die Hindernisse und düsenartigen Durchlässe im Mikrorelief entscheidend, welche Bereiche bevorzugt ausgeblasen werden. Insbesondere sind dabei Luftwirbel von Bedeutung, die sich um die Hindernisse herum bilden. Die resultierenden Windverhältnisse am Boden können aus den skizzierten Gründen in Stärke und Richtung erheblich von den gemessenen Werten in mehreren Metern über dem Boden abweichen. Standardmeßwerte aus einer meist auch noch entfernt gelegenen Station sind nur von sehr geringem Wert. Wie die Anreicherung von größeren Schuttstücken an der Oberfläche vieler Schuttdecken zeigt, wurden die feineren Korngrößen selektiv ausgeblasen. Je nach Gehalt an Schuttstücken im ausblasbaren Feinmaterial und Dauer der Ausblasung (Alter der Schuttdecken) sind die Oberflächen mehr oder weniger deckend mit einem Steinpflaster überlagert (MIOTKE 1979a). Das entstandene und immer dichter werdende Steinpflaster schützt zunehmend vor weiterer Ausblasung. Nur extreme Winterstürme, die es in der Antarktis nicht selten gibt, vermögen auch größere Schuttstücke zu bewegen und eventuell auch vorhandene Steinpflaster aufzureißen. Zumeist zeigen die Schuttstücke und anstehenden Gesteine auch klare Spuren von Windschliff. Windkanter sind jedoch nicht überall zu beobachten.

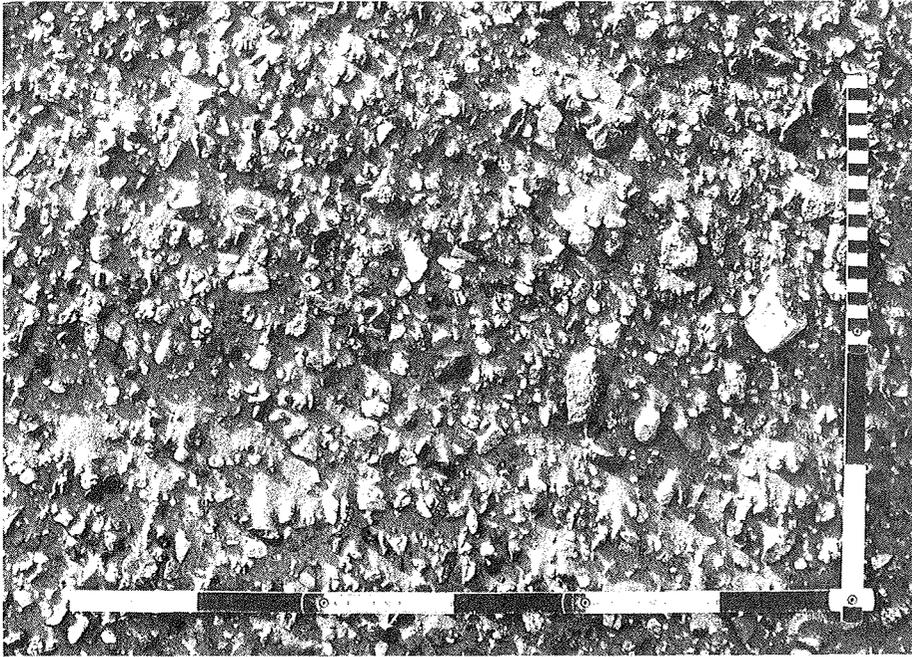


Abb. 20: Wie die Steinsohlen beweisen, ist Ausblasung von Feinmaterial auf den Hängen weitverbreitet. Die hinter den Steinen abgelagerten Sande lassen erkennen, daß der Wind Material auch hangaufwärts transportieren kann. Das Bild aus dem Victoria Valley zeigt auch die Mikroterrassierung.

Fig. 20: As can be seen from the many pavements, deflation is widely spread on the slopes. Sand accumulations behind rocks demonstrate that wind can blow fine-grained material even uphill. The photo of Victoria Valley also shows slope microterraces.

Für die hangformenden Prozesse bedeuten die durch Ausblasung erzeugten Materialdefizite nicht nur eine allgemeine Hangerniedrigung, die kleinräumigen Vertiefungen, die sich ergeben, setzen auch engbegrenzte Bewegungen in den Hangschuttdecken in Gang. Innerhalb des Korngefüges einer Hangschuttdecke ist jedes Partikel in Kontakt mit anderen, benachbarten Körnern. Durch diese innere Reibung sind die Schuttdecken trotz der Schwerkraft ziemlich stabil gelagert. Wird jedoch ein stützendes Korn herausgeblasen, so kann die Lagerung instabil werden und hangende Partikel können in das entstandene Loch nachrutschen. Häufig gerät weiteres, oben anschließendes Hangmaterial in einer Kettenreaktion nach unten in Bewegung. Die gegebenenfalls ausgelöste Mikrolawine kann beim Überschreiten von Schwellenwerten sogar den Bereich überfahren, von wo die Initialbewegung ausging. Befinden sich im und auf dem Lockermaterial größere, nicht ausblasbare Schuttstücke, so können auch diese im Sandstrom mitbewegt werden. Schuttstücke auf einer Feinmaterialoberfläche sind sogar als bevorzugte Zentren der Ausblasung und damit der Entstehung von Bewegung auslösenden Mikrodepressionen anzusehen. Um diese aus der Feinmaterialoberfläche herausragenden Körper entstehen nämlich leicht Luftwirbel, die Ausblasungen verursachen. Außerdem üben Schuttstücke einen größeren Druck hangabwärts aus, der eher ausreicht, den Schwellenwert zu überschreiten, das Nachrutschen in die durch Ausblasung entstandene kleine Verflachung auszulösen. Erreichen die Schuttstücke eine gewisse Mindestgröße, so muß allerdings erst einmal eine relativ große Ausblasungsvertiefung unterhalb des Steins ausgebildet sein, ehe das Nachrutschen beginnt. Am leichtesten kann trockener Sand ausgeblasen werden. Feuchtigkeit zwischen den Partikeln bindet die Einzelkörner, so daß höhere Windgeschwindigkeiten nötig sind, die Partikel in Bewegung zu setzen. Im Falle der Eiszementierung spielt die Geschwindigkeit der Luft keine große Rolle mehr, die Bindung ist zu stark. Sobald jedoch die Wasser- oder Eisbindung durch Verdunstung oder Sublimation aufgehoben wird, kann der Wind das bis dahin festgehaltene Korn fortbewegen.

Da die relativen und absoluten Luftfeuchtigkeiten in der kontinentalen Antarktis sehr niedrig sind, trocknen die Oberflächen schnell und stark aus. Zumeist ist der Boden bis über die Permafrostgrenze hinaus äußerst trocken (bis unter 0,1 Gewichtsprozent Feuchtigkeit). In den meisten Hangoberflächen ist der obere Hangschutt somit sehr ausgetrocknet und bei entsprechender Korngröße leicht auszublasen. Dort, wo Schneeschmelzwasser den Hangschutt oberflächlich stärker durchfeuchtet hat und bei Temperaturen unter 0°C das Substrat gefroren ist, sublimiert das Eis relativ schnell. Jedes Einzelkorn, das so eine Bindung verliert, kann vom Wind wegblasen werden. Es ist nicht erforderlich, daß die gesamte Oberflächenschicht taut und austrocknet, bevor die Deflation beginnen kann. Zu ähnlichen Ergebnissen kam DE PLOEY (1977) nach Untersuchungen von feuchten Dünenoberflächen in Belgien. Wie in einer späteren Veröffentlichung noch näher gezeigt werden wird, konnte beobachtet werden, wie aus eiszementierten Dünenoberflächen im Victoria Valley die durch Sublimation freigesetzten Körner sofort ausgeblasen wurden. Die eiszementierte Dünenoberfläche erniedrigt sich dabei schnell. Die örtlich vorhandene Eiszementierung ist daher auch für die äolischen Abtragungsprozesse kein unüberwindliches Hindernis. Da die notwendigen Feuchtigkeitsgehalte, die eine Zementierung ermöglichen, meist erst ein bis zwei Dezimeter unter sehr trockenen Bedeckungen gegeben sind, wird die Ausblasung nicht verlangsamt. Bei der Ausdünnung der Bedeckung dringt der sommerliche Wärmefluß tiefer ein und erreicht voranschreitend Tauen und Austrocknen. Die Zementierung wird nach unten gedrängt, ohne daß sie die Oberfläche erreicht.

In den antarktischen Sommern 1976/77, 1978/79 und 1980, in denen die Untersuchungen in Süd-Victoria-Land durchgeführt wurden, konnte auf den Hängen niemals hoch aufgewirbelter Sand beobachtet werden. Eine Sondersituation bilden jedoch die Sand- und Dünenfelder im Victoria Valley. Allerdings kann der Sand bei geringen Windgeschwindigkeiten auch so nahe über der Oberfläche bewegt werden, daß die Sandverdriftung nicht leicht erkannt werden kann. Nach stärkeren Winden im Sommer konnte frisch verwehter Sand örtlich auf vorher sandfreien Schneeflächen beobachtet werden. In den Wintermonaten sind die Windgeschwindigkeiten jedoch stärker, und somit ist die äolische Aktivität dann höher einzuschätzen. Besonders die katabatischen Winde aus vorherrschend westlichen Richtungen vom Eisplateau können sehr kräftig wehen. Entsprechend sind auch die Windkanter dominant auf der Seite abgeschliffen, aus der die vorherrschenden Winterstürme die schleifenden Sandkörner über die Gesteine hinwegblasen.

DIE GESCHWINDIGKEITEN DER TROCKENEN SOLIFLUKTION IN SÜD-VICTORIA-LAND

Vergleichende Schlußbetrachtung

Die Hangschuttdecken machen wie auch in anderen Klimaten den Eindruck, daß sich augenblicklich nichts bewegt. Es läge daher nahe, diese Hänge als fossile Bildungen zu deuten. Zu diesem Ergebnis kommt man besonders leicht, wenn man nur die makroskopische Erscheinungsform der Hänge berücksichtigt, nicht aber die im Mikrobereich ablaufenden Prozesse mit in die Untersuchungen einbezieht. Es entsteht auf diese Weise fälschlich der Eindruck der Formungsruhe. Dennoch gibt es meist Anzeichen, die auf Verlagerung im Schutt hinweisen. In YOUNG (1972), EMBLETON & KING (1975) und STATHAM (1977) werden zahlreiche Autoren zitiert, die Bodenkriechen (creep) und Bodenfließen (solifluction) experimentell oder im Gelände gemessen haben. Es zeigt sich, daß die Bewegungen unter 20 cm Tiefe sehr schnell abnehmen (SCHMID 1955, YOUNG 1960, RUDBERG 1962, LEOPOLD et al. 1966, KIRKBY 1967). Größere Mächtigkeiten der Hangschuttdecken bedeuten daher keine gesteigerten Abtragungsgeschwindigkeiten. Da die obersten 20—30 cm in den Hangschuttdecken in der Antarktis sehr trocken und locker sind, hat der oft zementierte, tiefere Permafrostbereich kaum noch Einfluß auf die Prozesse des Bodenkriechens. Je steiler die Hänge sind, umso schneller ist das Bodenkriechen (YOUNG 1960). Leider sind die bisher verfügbaren Meßwerte der Bodenbewegungen unter Klimabedingungen gewonnen worden, die mit den extremen Bedingungen in der Antarktis nicht direkt vergleichbar sind; vor allem sind die bislang untersuchten Böden meist feuchter als die oberen Bodenschichten in den Dry Valleys.

Nadeleisbildung und örtlich auch eine zeitweise starke Durchfeuchtung bis hin zu Bedingungen, die Solifluktion erlauben, können die Geschwindigkeiten der Bodenbewegungen stark verändern. Unter den nur sehr bedingt vergleichbaren Formungsbedingungen außerhalb der Antarktis wurden auf Hängen mit einer Neigung von 5° bis 25° Materialbewegungen zwischen 5 und 30 cm/Jahr festgestellt (WASHBURN 1947, 1967, JAHN 1960, SMITH 1960, RAPP 1962, RUDBERG 1962, BENEDICT 1970, HARRIS 1972). Diese Werte sprechen für einen hohen Anteil der Solifluktion an den Bewegungsprozessen. Während die Solifluktionsgeschwindigkeiten im allgemeinen in der Größenordnung von einigen Zentimetern pro Jahr anzusetzen sind (YOUNG 1972: 61), müssen wohl für das Bodenkriechen („creep“) 5 bis 10fach kleinere Bewegungsraten angenommen werden (STATHAM 1977: 112). Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß die Solifluktion auf die relativ kurze sommerliche Auftauperiode beschränkt bleibt, während die Materialbewegungen in den trockenen Deckschichten in der Antarktis das gesamte Jahr vorhanden sein können. Natürlich sind wegen wechselnder Bedingungen auch hier im Jahresgang unterschiedliche Bewegungsgeschwindigkeiten anzunehmen. Wie hoch die jährlichen Versetzungen in trockenen Hangschuttdecken in den Dry Valleys wirklich sind, ist noch unbekannt. Meines Wissens fehlen auch Vergleichswerte aus heißen, trockenen Wüsten. Die geringen Transportgeschwindigkeiten des Bodenkriechens würden bedeuten, daß sehr lange Zeiträume benötigt würden, um Schutt über die Hänge in den Talbodenbereich gelangen zu lassen. Für eine Hangstrecke von 1000 m Länge ergäben sich folgende Zeiten:

angenommene Transportgeschwindigkeit	Transportdauer für 1000 m Hang
0,5 cm/Jahr	200 000 Jahre
1,0 cm/Jahr	100 000 Jahre
5,0 cm/Jahr	20 000 Jahre
10,0 cm/Jahr	10 000 Jahre

Diese Werte sagen aber noch nichts darüber aus, wieviel Schutt bei diesen geringen Geschwindigkeiten die Hänge überwandert. Da die Bewegung von der Oberfläche zu tieferen Bodenschichten schnell abnimmt, ist die Schicht, die nach unten wandert, nur sehr geringmächtig. Rechnet man mit einer durchschnittlich bewegten Schichtdicke von 10 cm, so würde innerhalb der oben errechneten Transportdauer von einem Hang mit 1000 m Länge pro 1 m Breite 100 m³ Hangschutt in den Talbodenbereich akkumuliert werden. Obwohl diese Berechnungen nur Spekulation sind, wird deutlich, wie langsam die Transportprozesse in den Trockentälern ablaufen. Dennoch dürfen sie nicht völlig ignoriert werden. Vergleicht man die Abtragsbedingungen in den Oasen der Antarktis mit den Gegebenheiten in anderen Klimaten, so liegt der Unterschied hauptsächlich in den ungleichen Feuchtegehalten des Bodensubstrats. Während extrem trockenes Feinmaterial leicht in Bewegung zu bringen ist, können bereits geringe Wassergehalte sandige Substrate erheblich standfester werden lassen — eine Tatsache, die bereits Kinder vom Sandkasten kennen. Nehmen die Wassergehalte zu, wird die Reibung zwischen den Partikeln immer mehr erniedrigt, bis schließlich Fließfähigkeit erreicht wird. Sehr große Trockenheit und starke Feuchtigkeit begünstigen die Beweglichkeit von Schuttdecken mit hohem Feinmaterialanteil. In der Antarktis sind wegen der extremen Trockenheit der obersten Schuttschichten auf den Hängen günstigere Bedingungen für Bodenkriechen als in vielen feuchteren temperierten Klimaten. Hinzu kommt, daß die extremen Kontraktionen im Winter und die darauf folgenden Expansionen in den trockenen Substraten häufigere Partikelbewegungen ermöglichen. Auch die täglichen starken Temperaturunterschiede, die im Sommer in den oberen 20 cm wirken, dürfen nicht unterschätzt werden.

Die Auswirkungen des Wassermangels in Süd-Victoria-Land auf Hangabtragung und Verwitterung

Der mangelnde oberflächliche Abfluß über die Hänge in den Dry Valleys ist eine entscheidende Restriktion für die Transportmechanismen von Hangschutt. Dagegen reicht die geringe Durchfeuchtung der oberen Bodenschichten aus, im Sommerhalbjahr zu bestimmten Zeiten physikalische und begrenzt auch chemische Verwitterungsprozesse zu ermöglichen. Die Zerrüttung des Gesteins in situ dürfte daher zu meist schneller fortschreiten als der Abtransport über die Hänge. Die Verwitterungsprodukte müssen erst zu kleineren Korngrößen zerfallen, ehe der Wind sie verfrachten kann. Im Gegensatz dazu werden in heißen Wüsten die feineren Schuttanteile während episodischer Starkregen selektiv ausgespült und in den Tälern akkumuliert. Die aus den warmen Trockengebieten bekannten riesigen Schwemmfächer und Fußflächen fehlen in der Antarktis weitestgehend. Die Schuttdecken auf den Hängen in der Antarktis zeich-

nen sich durch einen hohen Anteil an sandigen Korngrößen aus. Diese Korngrößenverteilung begünstigt bei gleichzeitiger Trockenheit die Vorgänge der trockenen Solifluktion.

Sollte das Klima der Antarktis einmal wärmer werden und damit Regen und oberflächlichen Abfluß erlauben, würde anfänglich der fluviatile Schutttransport sehr groß sein. Da in vielen Hangschuttdecken Eisschichten eingeschaltet sind, würde beim Auftauen auch eine starke Durchnässung erfolgen, die für eine begrenzte Zeit starke solifluidale Bewegungen verursachen könnte.

Literatur

- Bakker, J. P. & J. W. N. Le Heux (1952): A remarkable new geomorphological law. — Koninklijke Nederlandse Akad. van Wetenschappen, proc. B 55: 399—460, 554—571, Amsterdam.
- Berg, T. E. & R. F. Black (1966): Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica. — In: Antarctic Soil and Soil Forming Processes, Am. Geophys. Union, Antarctic Res. Ser. 8: 61—108.
- Benedict, J. B. (1970): Downslope soil movement in a Colorado alpine region: rates, processes and climatic significance. — Arctic & Alpine Res. 2: 165—226.
- Black, R. F. (1973): Growth of patterned ground in Victoria Land, Antarctica. — In: Permafrost, North American contribution to the Second Intern. Conference: 193—203, Nat. Acad. Sci. Washington.
- Brown, D. A., Campbell, K. S. W. & K. A. W. Crook (1968): The geological evolution of Australia and New Zealand — Oxford.
- Bull, C. (1962): Quaternary glaciations in southern Victoria Land, Antarctica. — J. Glaciol. 4: 240—241.
- Bull, C., McKelvey, B. C. & P. N. Webb (1963): Glacial benches in South Victoria Land. — J. Glaciol. 4: 131—134.
- Calkin, P. E., Behling, R. E. & C. Bull (1970): Glacial history of Wright Valley, southern Victoria Land, Antarctica. — US Antarctic J. XIV (5): 22.
- Cartwright, K. & H. J. H. Harris (1981): Hydrogeology of the Dry Valley Region, Antarctica. — In: L. D. McGinnis, ed., Dry Valley Drilling Project, 193—214, Antarctic Res. Ser. 33.
- Cotton, C. A. & A. T. Wilson (1971a): Pared-down landscapes in Antarctica. — Earth Sci. 5: 1—15.
- Cotton, C. A. & A. T. Wilson (1971b): Ramp forms that result from weathering and retreat of percolitous slope. — Z. Geomorph. N. F. 15: 200—211.
- Davison, C. (1888): Note on the movement of scree material. — Qtrly J. Geol. Soc. 44: 232—238, 825—826.
- Denton, G. H., Armstrong, R. L. & M. Stuiver (1970): Late Cenozoic glaciation in Antarctica: The record in the McMurdo Sound region. — US Antarctic J. XIV (5): 15.
- Denton, G. H., Armstrong, R. L. & M. Stuiver (1971): The Late Cenozoic glacial history of Antarctica. — In: K. K. Turekian, Late Cenozoic Glacial Ages, 267—306, New Haven.
- Denton, G. H. & T. J. Hughes (1981): The last great ice sheet. — New York.
- De Ploey, J. (1977): Some experimental data on sloopwash and windaction with reference to quaternary morphogenesis in Belgium. — Earth Surface Process 2: 101—115.
- Embleton, C. & C. A. M. King (1975): Periglacial Geomorphology. — London.
- Ford, A. B. & B. G. Andersen (1967): Sorted talus aprons and the movement of debris in Antarctica by repeated thermal contraction and rupture of underlying ice. — J. Geol. 75 (6): 722—732.
- Furrer, G., Bachmann, F. & P. Fitze (1971): Erdströme als Formelemente von Solifluktionsdecken im Raum Munt Chavag/Munt Buffalora (Schweiz. Nationalpark). — Ergebn. d. wiss. Unters. d. Schweiz. Nationalparks XI (65): 183—269, Liestal.
- Geitzenauer, K. R., Margolis, S. V. & D. S. Edwards (1968): Evidence consistent with Eocene glaciation in South Pacific deep-sea sedimentary core. — Earth Planet. Sci. Lett. 4: 173.
- Gilbert, G. K. (?1880): Report on the geology of Henry Mountains. — Washington.
- Gilbert, G. K. (1909): The convexity of hilltops. — J. Geol. 17: 344—350.
- Gossmann, H. (1970): Theorien zur Hangentwicklung in verschiedenen Klimazonen. — Würzb. Geogr. Arb. 31, Würzburg.
- Gunn, B. M. & G. Warren (1962): Geology of Victoria Land between Mawson and Mulock Glaciers, Antarctica. — N. Z. Geol. Survey Bull. n. s. 71: 1—157.
- Harrington, H. J., Wood, B. L., McKellar, I. C. & G. J. Larsen (1967): Topography and geology of the Cape Hallett District, Victoria Land, Antarctica. — N. Z. Geol. Survey Bull. 80: 1—100.
- Harris, C. (1972): Processes of soil movement in turf-banked solifluction lobes, Okstindan, northern Norway. — Inst. British Geogr. Spec. Publ. 5: 155—174.
- Harris, H. J. H. & K. Cartwright (1981): Hydrology of the Don Juan Basin, Wright Valley, Antarctica: 161—184. — In: L. D. McGinnis, ed., Dry Valley Drilling Project, Antarctic Res. Ser. 33: 1—465.
- Hollin, J. T. (1962): On the glacial history of Antarctica. — J. Glaciol. IV (32): 173—195.
- Jahn, A. (1960): Some remarks on evolution of slopes on Spitzbergen. — Slopes Comm. Rept. 2: 49—58.
- Kirkby, M. J. (1967): Measurements and theory of soil creep. — J. Geol. 75: 359—378.
- Leffingwell, E. K. (1919): The Canin Canning River region, northern Alaska. — US Geol. Survey Prof. Paper 109: 1—251.
- Leopold, L. B., Emmett, W. W. & R. M. Myrick (1966): Channel and hillslope processes in semiarid area, New Mexico. — US Geol. Survey Prof. Paper 352—G: 193—253.
- Markov, K. K. (1969): The Pleistocene history of Antarctica. — In: T. L. Pewé, ed., The Periglacial Environment, 263, Montreal.
- McGregor, V. R. (1962): Structural or glacial benches? — J. Glaciol. IV (34): 494—495.
- Miotke, F.-D. (1979a): Die Formung und Formungsgeschwindigkeit von Windkantern in Victoria-Land, Antarktis. — Polarforschung 49 (1): 30—43.

- M i o t k e , F. - D. (1979b): Zur physikalischen Verwitterung im Taylor Valley, Victoria-Land, Antarktis. — *Polarforschung* 49 (2): 117—142.
- M i o t k e , F. - D. (1979c): Permafrosthängen im Yukon Tanana-Upland, Alaska. — In: Kanada und das Nordpolargebiet, Trierer Geogr. Studien, Sonderh. 2: 112—140, Trier.
- M i o t k e , F. - D. & R. v. H o d e n b e r g (1980): Zur Salzsprengung und chemischen Verwitterung in den Darwin Mountains und den Dry Valleys, Victoria-Land, Antarktis. — *Polarforschung* 50 (1/2): 45—80.
- M o s e l e y , H. (1869): On the descent of a solid body on an inclined plane when subjected to alternations of temperature. — *Phil. Mag. and J. Sci.* 4th Ser. 38: 99—118, London, Edinburgh, Dublin.
- N i c h o l s , R. L. (1971): Glacial Geology of the Wright Valley McMurdo Sound. — *Research in the Antarctic, Am. Ass. Adv. Sci. Publ.* 93: 293—340.
- P o s e r , H. & J. H ö v e r m a n n (1952): Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. — *Abh. Braunschweig. Wiss. Ges.* IV: 12—36, Braunschweig.
- R a p p , A. (1962): Kärkevagge: some recordings of mass movements in the southern Scandinavian mountains. — *Biul. Peryglac.* 11: 287—309.
- R e x , R. W. & S. V. M a r g o l i s (1969): Surface feature on sand grains from Antarctic continental shelf and deep-sea cores. — *US Antarctic J.* IV (4): 168.
- R i c h t e r , E. (1901): Geomorphologische Untersuchungen in den Alpen. — *Petermanns Mitt. Erg.-H.* 132.
- R u d b e r g , S. (1962): A report on some field observations concerning periglacial, geomorphology and mass movement on slopes in Sweden. — *Biul. Peryglac.* 11: 311—323.
- R u t f o r d , R. H. , C r a d d o c k , C. & T. W. B a s t i e n (1968): Late Tertiary glaciation and sea-level changes in Antarctica. — *Paleogeograph., Paleoclimatol., Paleocol.* 5: 15.
- R u t f o r d , R. H. , C r a d d o c k , C. , A r m s t r o n g , R. L. & C. M. W h i t e (1970): Tertiary glaciation in the Jones Mountains. — *Summaries of Papers, SCAR/IUGS Symp. on Antarctic Geology and Solid Earth Geophysics, Oslo, 6—15 August 1970, Oslo.*
- S c h e i d e g g e r , A. E. (1961): Theory of rock movement on scree slope. — *J. Alberta Soc. Petroleum Geol.* 9: 131.
- S c h m i d , J. (1955): Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. — Heidelberg.
- S e l b y , M. J. (1971a): Slopes and their development in an ice-free arid area of Antarctica. — *Geogr. Annaler A:* 235—245.
- S e l b y , M. J. (1971b): Some solifluction surfaces and terraces in the ice-free arid area of Antarctica. — *N. Z. J. Geol. Geophys.* 14 (3): 469—476.
- S e l b y , M. J. (1971c): Saltweathering of landforms, and an Antarctic example. — In: *Proc. Sixth Geography Conference, N. Z. Geogr. Soc.*, 30—35, Christchurch.
- S e l b y , M. J. (1971d): A method of gully erosion, Taylor Dry Valley, Antarctica. — *N. Z. J. Geol. Geophys.* 14 (3): 484—485.
- S e l b y , M. J. (1972): Antarctic tors. — *Z. Geomorph. N. F., Suppl.* — Bd. 13: 73—86.
- S e l b y , M. J. (1974): Slope evolution in an Antarctic Oasis. — *N. Z. Geogr.* 30 (1): 18—34.
- S m i t h , J. (1960): Cryoturbation data from South Georgia. — *Biul. Peryglac.* 8: 73—79.
- S t a t h a m , I. (1977): Earth surface sediment transport. — Oxford.
- T a y l o r , T. G. (1914): Physiography and glacial geology of East Antarctica. — *Geogr. J.* 44 (4): 365—382, (5): 425—467, (6): 553—556
- T h o m p s o n , D. C. , C r a i g , R. M. F. & A. M. B r o m l e y (1971a): Ground temperatures in an Antarctic Dry Valley. — *N. Z. J. Geol. Geophys.* 14 (3): 477—483.
- T h o m p s o n , D. C. , C r a i g , R. M. F. & A. M. B r o m l e y (1971b): Climate and surface heat balance in an Antarctic Dry Valley. — *N. Z. J. Sci.* 14 (2): 245—251.
- Y o u n g , A. (1960): Soil movement by denudational process on slopes. — *Nature* 188: 120—122.
- Y o u n g , A. (1972): Slopes. — London, New York.
- W a s h b u r n , A. L. (1947): Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, arctic Canada. — *Am. Geol. Soc. Mem.* 22: 1—142.
- W a s h b u r n , A. L. (1967): Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig district, Northeast Greenland. — *Medd. Grønland* 166 (4).