

Zur Salzsprengung und chemischen Verwitterung in den Darwin Mountains und den Dry Valleys, Victoria-Land, Antarktis

Von Franz-Dieter Miotke und Renate von Hodenberg*

Zusammenfassung: Die Arbeit gliedert sich in zwei Abschnitte. Der erste, mehr allgemeine Teil befaßt sich mit den chemischen Verwitterungsprozessen im Victoria-Land, insbesondere werden die Salzvorkommen und die Salzsprengung untersucht. Der zweite, regionale Teil berichtet über entsprechende Untersuchungen in den Darwin Mountains (80° südl. Breite), in denen die mikroklimatischen Voraussetzungen der sommerlichen Verwitterung durch Messungen der Temperatur und Feuchtigkeit im Boden und Gestein studiert worden sind. Die Temperaturen erreichen in Oberflächennähe im Sommer Werte von weit über 0°C, 10°C bis maximal über 30°C sind nicht selten. Dort — und nur dort —, wo Schnee taut, infiltriert Wasser in den Boden. Hier ist auch die zur chemischen Verwitterung nötige Feuchtigkeit zeitweise im Jahr gegeben. Die in den untersuchten Gebieten im Boden und Gestein vorkommenden Salze wurden mineralogisch untersucht; zumeist handelte es sich um Calcit, Mirabilit, Thenardit, Gips und Halit. Der Wasserhaushalt im Boden und die Prozesse der Salzwanderung und Salzsprengung werden anhand der Meßergebnisse diskutiert. Die erstmals beschriebenen zentralen Gesteinsrisse in Schuttstücken („inner rock polygons“) werden auf die Gesteinschumpfungen während der extrem tiefen Wintertemperaturen zurückgeführt. Sie besitzen eine besondere Bedeutung für die Salz- und Frostsprengung. Nach einer kurzen morphologischen Skizze der Darwin Mountains werden Temperaturkurven des sommerlichen Tagesganges aus dortigen Gesteinen, aus dem Boden und aus Schnee wiedergegeben und erläutert.

Summary: The paper consists of two main chapters. The more general first part deals with chemical weathering processes in Victoria Land, Antarctica, where salt occurrences and salt-fretting were studied. The regional second part reports on similar research carried out in the Darwin Mountains (80° South) where microclimatic conditions of weathering processes during the antarctic summer were investigated. Temperatures in different rocks, in soils, and in snow were recorded by thermistors, and the moisture content was determined. In summer, temperatures close to the surface of rocks and soils reach well above freezing point, ranging often from 10°C to a maximum above 30°C. Water infiltrates into the soil only where snow melts; it is here where for a short period of time the water necessary for chemical weathering is available. The salts present in rocks and soils were mineralogically analyzed. Most of the salts collected consist of calcite, mirabilite, thenardite, and halite. On the basis of the measurements taken, the water circulation within the soils and the processes of salt migration as well as salt-fretting are discussed in some detail. The so-called "inner rock polygons" described here for the first time are supposed to result from thermal contraction during the winter months when temperatures drop to well below —50°C. These cracks are considered to be of major importance for salt-fretting and frost shattering. Following a brief geomorphological description of the Darwin Mountains region, daily summer temperature curves from snow, rocks, and soil are presented and discussed.

EINFÜHRUNG

Zur Schuttbildung in der Antarktis

In den nicht permanent eis- oder schneebedeckten Gebieten der Antarktis, die nur 5% des Kontinents ausmachen, sind die anstehenden Gesteine sehr stark zerrüttet; je nach innerer Struktur und Petrographie zerfallen sie mehr oder weniger schnell in immer kleinere Partikel. Die Auflösung des Gesteins erfolgt bevorzugt entlang vorhandener Schwächelinien wie Schichtgrenzen, petrographischen Grenzen und bereits vorher angelegten Bruchsystemen in den Gesteinskörpern. Die entstehenden Bruchstücke sind zumeist scharfkantig. Auch die feineren Sandkörner sind wenig oder gar nicht gerundet. Bei näherer Betrachtung zeigt sich, daß die Sandkörner im Hangschutt jedoch nicht Kristallkörner sind, die aus dem Kristallinge-

* Prof. Dr. Franz-Dieter Miotke, Geographisches Institut der Universität, Schneiderberg 50, 3000 Hannover 1.
Dr. Renate von Hodenberg, Mineralogisches Institut der Universität, Welfengarten 1, 3000 Hannover 1.

Die Forschungsreisen in die Antarktis 1976/77, 1978/79 und 1980/81 wurden durch die amerikanische National Science Foundation (NSF) ermöglicht, die die Reisen ab Kalifornien sowie die Logistik finanzierte. Ein besonderer Dank gilt dem Program Manager of Polar Earth Sciences der NSF, Herrn Dr. M. D. Turner, der zu den Arbeiten ermutigte und zahlreiche Anregungen vermittelte. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanzierte dankenswerterweise die Reisen in die USA sowie die Anschaffung der wissenschaftlichen Geräte. Herrn Prof. Dr. Ran Gerson vom Geographischen Institut der Universität Jerusalem sowie Herrn Dr. B. Janke sei nochmals herzlich für ihre Mitarbeit bei den Messungen im Gelände sowie für zahlreiche fruchtbare Diskussionen gedankt. Zu danken ist aber auch den studentischen Mitarbeitern auf der ersten und dritten Reise, den Herren H.-U. Gosemann, J. Venke, W. Kramm und H. Schau. Die Herren Denter und Schimmel halfen bei den Reinzeichnungen der Abbildungen. Sämtliche mineralogischen Bestimmungen wurden von Frau Dr. von Hodenberg durchgeführt. Frau I. Knotzer vom Mineralogischen Institut der Universität Hannover sei gedankt für die Hilfe bei der Anfertigung und Auswertung der Röntgenaufnahmen.

stein einzeln entlang ihrer Kristallgrenzen herausgebrochen worden sind; vielmehr handelt es sich zumeist um Gesteinsstückchen, die aus unterschiedlichen Mineralien bestehen können. Der Bruch quert die Minerale. Das Aufbrechen der Gesteine wird von verschiedenen physikalischen Verwitterungsprozessen verursacht, über die bereits berichtet wurde (MIOTKE 1979a). Einer dieser Prozesse ist die Salzsprennung.

Der durch die physikalischen Verwitterungsprozesse produzierte Gesteinsschutt kann wegen der dauernd niedrigen Temperaturen unter dem Gefrierpunkt nicht durch fließendes Wasser abtransportiert werden und bleibt daher zumeist in der Nähe seiner Entstehung liegen. Nur die Gletscher und — wenn die Partikel klein genug sind — der Wind sind in der Lage, Material über größere Distanzen zu verfrachten. Im allgemeinen wird sich der anfallende Verwitterungsschutt daher akkumulieren und in der Folge weitgehend orstgebunden zerfallen. Tiefer unter der Schuttoberfläche wird das Gestein jedoch durch die Überlagerung und den Permafrost, der keine Wasserbewegungen zuläßt, vor intensiver Verwitterung geschützt.

Da die Antarktis mit Ausnahme der nördlichen Bereiche der Palmer-Halbinsel nahezu vollständig vegetationslos ist — die wenigen Algen, Flechten und an der Küste vereinzelt Moose treten optisch kaum in Erscheinung —, beherrschen die immensen Schuttmassen auf den Hängen und in den eisfreien Tälern das Bild.

Zur chemischen Verwitterung in der Antarktis

Die weitgehende Bedeckung der eisfreien Landoberflächen mit klastischen Akkumulationen suggeriert den Eindruck, daß für die Gesteinsverwitterung ausschließlich die physikalischen Verwitterungsprozesse von Bedeutung sind. Es gibt jedoch eine ganze Anzahl von Anzeichen für chemische Verwitterungsvorgänge in der Antarktis. Am auffallendsten sind oberflächliche Gesteinsverfärbungen, die wie die bräunlichen Farben der obersten Bodenhorizonte auf Oxidationsprozesse hinweisen. Auf den höheren und damit zumeist auch älteren terrassenartigen Plateaus sind kristalline Gesteine häufig, deren Oberflächen dunkel und verkrustet erscheinen. Dünnschliffe lassen erkennen, daß unter anderem Pyroxene stark zersetzt sein können. Besonders ins Auge fallen die ausgeprägten Tafonibildungen auf den älteren Landoberflächen. Wenngleich die genauen Mechanismen der Verwitterungsprozesse, die diese eindrucksvollen Formen verursachen, noch längst nicht als geklärt gelten können, muß doch davon ausgegangen werden, daß hier die chemische Verwitterung eine Rolle spielt. Wenn chemische Verwitterungsprozesse in der Antarktis nicht ausgeschlossen werden dürfen, können als Verwitterungsprodukte auch Salze erwartet werden.

Die Voraussetzungen für die chemischen Verwitterungsprozesse in Gesteinen und Böden sind Wasser sowie Temperaturen um den Gefrierpunkt und darüber. Es ist nicht bekannt, bis zu welchen Temperaturen hinunter Bodenwasser noch beweglich bleibt. Dieses ist abhängig von den im Wasser enthaltenen Ionenkonzentrationen. Sind obige Voraussetzungen zumindest für eine bestimmte Zeit im Jahr gegeben, können chemische Reaktionen ablaufen, die das Gestein und seinen Mineralgehalt zersetzen. Je höher die Temperaturen im Gestein und im Boden ansteigen, umso höher werden die Reaktionsgeschwindigkeiten, umso intensiver wird die chemische Verwitterung voranschreiten.

Für das Verständnis der physikalischen wie der chemischen Verwitterungsprozesse ist es daher notwendig, die klimatischen, insbesondere die mikroklimatischen Bedingungen zu erforschen. Feuchtigkeit in Gesteinen und im Boden sowie die herrschenden Temperaturen sind der Schlüssel für die Untersuchung der Verwitterung — auch in der Antarktis.

Der klimatische Jahresgang in der Antarktis ist durch extreme Gegensätze geprägt. Die Temperaturen fallen im Winter in den Dry Valleys auf fast -60°C , in den 350 km südlicher gelegenen Darwin Mountains dürften diese Minima sicher noch unterschritten werden. Die Lufttemperaturen in den Sommermo-

naten können dagegen bis nahe 0°C ansteigen, örtlich vielleicht auch einmal für sehr kurze Zeit knapp über 0°C erreichen. Die Temperaturen in den Gesteinen und in den obersten Bodenhorizonten können bei entsprechender Sonneneinstrahlung jedoch wesentlich höhere Werte erreichen: Temperaturen über dem Gefrierpunkt sind häufig, zeitweise wurden Extremwerte von ca. 30°C gemessen.

Für die Verwitterung ist von Bedeutung, wie lange jeweils und wie oft im Jahre bestimmte höhere Temperaturen im Gestein und im Boden vorhanden sind. Die Zeitdauer mit höheren Temperaturen, in der Verwitterungsprozesse ablaufen, ist entscheidend für die Verwitterungsgeschwindigkeit in der Antarktis. Die sommerliche Aufwärmung der obersten Bodenbereiche ist nur sehr kurz. Als eigentlicher Sommer können (thermisch gesehen) nur der Dezember und Januar gelten, die benachbarten Monate können je nach Wetterlage schon oder immer noch wärmere Perioden besitzen, doch bleibt das eine Ausnahme. Insgesamt kann so mit maximal 2 bis 3 Monaten gerechnet werden, in denen die Boden- und Gesteinstemperaturen in Oberflächennähe häufig über den Gefrierpunkt hinwegklettern. Immerhin sind somit jene Zeiträume im Jahr, in denen bei ganztägiger Sonneneinstrahlung im Sommer chemische Verwitterungsprozesse ablaufen können, nicht zu vernachlässigen. Ein Vergleich der Zeitdauer mit chemischer Verwitterungsaktivität in der Antarktis mit anderen, wärmeren Klimaregionen der Erde ergibt, daß in den wärmeren Zonen die Verwitterung nicht nur intensiver, sondern auch schneller sein muß. Die Geschwindigkeiten der chemischen Verwitterung in der Antarktis sind vergleichsweise langsam, aber auch sie sind nicht zu ignorieren. Es ist nicht einfach möglich, einen Faktor der Verwitterungsgeschwindigkeiten für die Antarktis im Vergleich zu temperierten oder gar heißen Gebieten der Erde anzugeben. Würde man beispielsweise von der Annahme ausgehen, daß nur gut einen Monat lang chemische Verwitterung in der Antarktis wirken kann, so ergibt sich ein Faktor von knapp 1/10. Die Verwitterung würde annähernd 10mal so lange andauern müssen, um ähnliche Zersetzungsgrade zu erreichen wie in wärmeren Regionen der Erde. Selbst wenn man den Faktor 1/100 ansetzen würde, könnte daraus nicht abgeleitet werden, daß Gesteinsoberflächen über Millionen Jahre fast unverwittert erhalten bleiben (s. MIOTKE 1979a).

Neben den langen Zeiten im Jahr, in denen die chemische Verwitterung wegen der extrem tiefen Temperaturen stagniert, wirkt die außerordentliche Trockenheit in der Antarktis begrenzend. Die Schneefälle im Jahr sind gering: an der Vanda-Station im Wright Valley wurden zwischen 0,7 cm (1970) und 8,2 cm (1969) (THOMPSON et al. 1971) bestimmt, für den Südpol summieren sich die Niederschläge auf 29 mm/Jahr. Da die Schneebedeckung zum großen Teil sublimiert und daher ohne Tauen wieder vom Erdboden und den Gesteinen verschwindet, kann nur ein kleiner Anteil des jährlichen Niederschlags an der chemischen Verwitterung beteiligt sein. Lediglich dort, wo der Schnee durch Rückstrahlung aufgeheizter Steine oder des erwärmten Bodens schmilzt, kann Wasser in das Gestein bzw. in den Boden eindringen und chemisch wirksam werden. Reif ist wegen der extremen Lufttrockenheit kaum von Bedeutung.

Wichtig für die Verwitterungsvorgänge ist die unterschiedliche Durchfeuchtung und Erwärmung auf örtlich engstem Raum. Die Feuchtigkeits- und Temperaturgefälle eng benachbarter Bereiche verursachen Wasserbewegungen in Gesteinen und im Boden. Dort, wo es höhere Temperaturen gibt, wird die Verdunstung beschleunigt, wird dieser Bereich relativ zur Umgebung trockener. Aus den umgebenden feuchteren Bereichen wird Feuchtigkeit angezogen; das Wasser, das kapillar oder auf den Oberflächen der Gesteinspartikel bewegt wird, transportiert Salzionen. Verdunstet dieses Wasser, kristallisieren die Salze nach ihrer Löslichkeit aus. Entsprechend dem örtlichen Mikroklima und der Mikromorphologie werden die Wasserbewegungen und damit auch die Salze immer wieder an diese Stellen geleitet, wo sich das Salz dann im Laufe der Zeit akkumuliert. Da dieser Prozeß für das Verständnis der Verwitterungsvorgänge von fundamentaler Bedeutung ist, ist es somit notwendig, die mikroklimatischen kleinräumigen Unterschiede etwa in einem Gesteinsblock, der an der Oberfläche liegt, im Detail zu untersuchen und durch Messung des Tagesganges der Temperatur im Sommer transparent zu machen.



Abb. 1: Am zurücktauchenden Schneefleckrand blühen Salze aus. Mit dem Abwandern der Wasserquelle trocknet der Boden aus. Die kristallisierten Salze sind hier Gips (Darwin Mountains, 1400 m Höhe).

Fig. 1: Along backmelting snow field margin salt efflorescences develop. Following the migration of water input the soil dries out. Crystallized salts represent gypsum (Darwin Mountains, 1400 m altitude).

Die Salze im Boden und Gestein der Antarktis

Fast überall sind die Gesteine und die oberen Bodenhorizonte salzangereichert. Die extreme Aridität erlaubt, daß die Salze auch auf den Steinen und auf dem Boden ausblühen können. Im Gegensatz zu Wüsten in den heißen Regionen der Erde, wo zumindest ab und zu ein Regenschauer eine Auflösung und Ausspülung bewirken kann, werden in den Trockengebieten der Antarktis auch die zum Teil leicht löslichen Salze kaum verlagert. Nur in den wenigen Gebieten, wo Schmelzwasserläufe der Gletscher die Hänge und Täler durchfließen, werden Salze ausgewaschen und in die örtlich bereits stark salzhaltigen abflußlosen Seen der Trockentäler transportiert. Daneben sind weitere oberflächliche Abflüsse, so überhaupt vorhanden, räumlich eng begrenzt. Insgesamt können damit die vorhandenen Salze unter den heutigen Klimaverhältnissen kaum verlagert und abtransportiert werden.

DIE SALZVORKOMMEN IM VICTORIA-LAND

Eine Anzahl sehr unterschiedlicher Salze konnte bisher in den eisfreien Gebieten der Antarktis nachgewiesen werden. Aus der recht umfangreichen Literatur seien hier TASCH & ANGINO 1968, TRII et al. 1973, MORIKAWA et al. 1975, NISHIYAMA & KURASAWA 1975, BRADY et al. 1979, KEYS 1979, PARKER & ZELLER 1979 und VENNUM 1979 genannt. Es muß darauf verzichtet werden, die vorliegenden Untersuchungen ausführlich zu diskutieren.

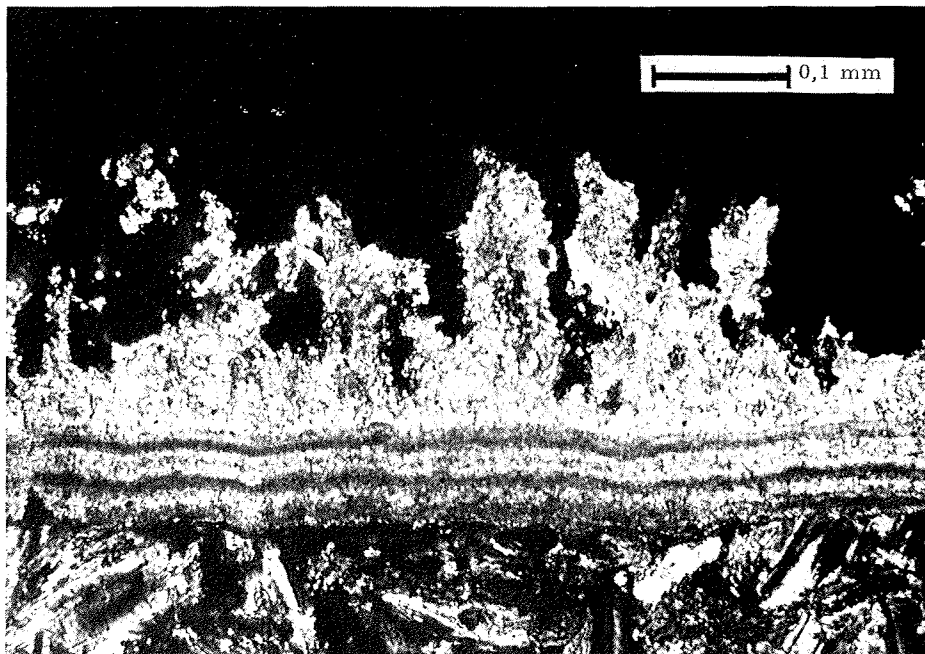


Abb. 2: Dünnschliff eines Dolerits mit Calcit-Kruste. Schichtung zeigt an, daß die Kruste sich von der Oberfläche ausgehend bildet. Gekreuzte Nicols, Vergrößerung: 260fach.

Fig. 2: Thinsection of dolerite with calcite crust. Calcite layers demonstrate that crust develops from ontop of rock surface. Crossed nicols, magnification: 260 times.

Karbonate — überwiegend Calcit — finden sich häufig auf der Oberfläche von Steinen im Hangschutt (s. Abb. 2). Häufigste Sulfate sind Gips $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ und Thenardit Na_2SO_4 , auch Mirabilit $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ wird nicht selten angetroffen. Natriumchlorid NaCl wird besonders in der Nähe der Küste häufiger im Boden und Gestein dominant. Daneben sind örtlich auch Nitrate nachgewiesen worden.

Im Hangschutt, in den Moränen, in Schwemmfächern und in sonstigen Talfüllungen sind bestimmte Salzkonzentrationen mit verschiedener Salzzusammensetzung vorhanden, die zumeist dicht unter der Oberfläche höhere Werte aufweisen. Offensichtlich wandern die Salze mit der Bodenfeuchtigkeit dorthin. In Einzelfällen wurden aber auch Salzkonzentrationen in tieferen Bodenhorizonten angetroffen. Unter Steinen auf Sand sind häufig Salzakkumulationen zu finden. In die Gesteine hinein kann das Salz nur gelangen, wenn entsprechende Hohlräume vorhanden sind. Diese werden durch den entstehenden Kristallisationsdruck ausgeweitet. Durchgängige Spalten, Poren, Schichtgrenzen, manchmal auch Kristallgrenzen, werden bevorzugt von Salzen ausgefüllt (s. Abb. 3).

Die in den vom Eis übertieften Talbecken bestehenden Seen sind stark mit Salz angereichert (u. a. JONES & FAURE 1967). Auch im Eis und im Schnee sind Salze nachgewiesen worden, wenn auch in sehr geringen Mengen (MOLENAR & WARBURTON 1979, PARKER & ZELLER 1979). Am McMurdo Sound bei Cape Barne, östlich vom Hobbs Glacier und auf Black Island wurden Mirabilit-Lager entdeckt (BRADY et al. 1979). Salze in den eisfreien Landoberflächen, aber auch im dortigen Schnee und Eis, sind eine weitverbreitete Erscheinung. Über ihre Herkunft ist viel diskutiert worden, eine Klärung des Problems ist jedoch noch nicht erreicht. Eine naheliegende Deutung wäre, anzunehmen, daß die Salze aus dem Meer durch Niederschläge ins Inland verdriftet worden sind.

Von den Verf. durchgeführte chemische und mineralogische Untersuchungen an Salzproben, die aus den Dry Valleys und den Darwin Mountains stammen, zeigen jedoch nicht die Ionenzusammensetzung der Meeressalze. Sollten diese Salze mit dem Niederschlag vom Ross-Meer herangebracht worden sein, müßte demnach inzwischen eine selektive Auswaschung und ein Abtransport bestimmter Ionen aus dem Boden stattgefunden haben. Da es jedoch fast keinen oberflächlichen Abfluß gibt, kann dieser Erklärungsversuch nicht überzeugen. Auch eine marine Transgression muß für die untersuchten Probenstandorte ausgeschlossen werden, da die Entnahmestellen zu hoch über dem Meeresspiegel liegen. Für tiefergelegene Küstenstandorte wie beispielsweise das untere Taylor Valley wurden marine Salze im Boden und im dortigen Lake Fryxell nachgewiesen (JONES & FAURE 1978).

JONES & FAURE (1978) konnten durch die Bestimmung des Strontium-Isotopenverhältnisses zeigen, daß im Wright Valley sowie im mittleren und oberen Taylor Valley Strontiumgehalte der Salze im Boden und den dortigen Seen vom $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis der Meeressalze im Ross-Meer erheblich abweichen. Sie kamen zu dem Ergebnis, daß die Salze mit ihrem Sr-Isotopenverhältnis weitgehend mit denen der dort jeweils anstehenden Gesteine übereinstimmen. Auch eine vulkanische Herkunft der Salze konnte aufgrund der Isotopenverhältnisse von Strontium weitgehend ausgeschlossen werden.

Die von JONES & FAURE (1978) vertretene Auffassung, daß die Salze überwiegend der örtlichen Gesteinsverwitterung entstammen, erscheint auch uns nach den gewonnenen Untersuchungsergebnissen wahrscheinlich. Die ohne Zweifel auch in der Antarktis vorhandene chemische Verwitterung der Gesteine produziert als Endprodukte der Verwitterung u. a. Salze. Selbst bei einer relativ sehr langsam voranschreitenden chemischen Verwitterung werden im Verlauf längerer Zeiträume erhebliche Salzmengen freigesetzt. Im Gegensatz zu anderen Klimaräumen, in denen die produzierten Salze ausgewaschen und fortgeführt werden, sammeln sich die Verwitterungsprodukte in der Antarktis mangels flüssigen Wassers an. Dort, wo Gletscherschmelzwasser den Boden auswäscht, werden die Salze in die abflußlosen Becken der Täler transportiert, so daß hier in den Seen der Salzgehalt immer weiter ansteigt. Leider gibt es fast keine Daten über Wasseranalysen von den Zuflüssen in die Seen, um Bilanzrechnungen durchführen zu können, die eine Abschätzung der Zeitdauer bis zum Erreichen der heute in den Seen bestehenden Salzkonzentration gestatten.

Im Dezember 1980 und Januar 1981 wurden vom ersten Verf. aus dem Schmelzwasser des Packard Glacier, Victoria Valley, mittels Feldmethoden (Verfahren der Fa. Merck, Darmstadt) ausgewählte Ionen bestimmt. Diese Methoden sind in ihrer Genauigkeit begrenzt, dennoch zeigen die Ergebnisse das Wesentliche.

Die Prüfung auf NO_3^- erwies sich immer als negativ. Der Gehalt an SO_4^{2-} war immer kleiner als 200 mg/l. Die durch Umrechnung bestimmten Gehalte an CaCO_3 lagen zwischen 8 und 53 mg/l, die Ionenkonzentration von Cl^- betrug 5 bis 15 mg/l. Bei einer starken Dominanz von Ca^{++} gegenüber Mg^{++} lagen die Gesamtwerte Ca^{++} plus Mg^{++} zwischen 10 und 50 mg/l.

Die niedrigsten Werte ergab Schnee, der auf dem Gletscher lag. Ansonsten ist im Längsverlauf des Packard Glacier River kein großer Unterschied in den Konzentrationen zu erkennen. Vergleicht man die Konzentrationen von Ca^{++} , Mg^{++} und Cl^- , so zeigt sich auch hier — wie in den Flußläufen anderer Klimaregionen (MIOTKE 1975) —, daß die Ionenkonzentrationen bei geringen Abflußraten am größten sind und bei steigenden Abflußmengen abnehmen. Während bei normalem Abfluß beispielsweise die Ca^{++} - plus Mg^{++} -Werte bei ca. 20 mg/l liegen, können sie bei stagnierendem Abfluß auf über 40 mg/l ansteigen. Entsprechend konnte auch bei den Cl^- -Werten eine Verdoppelung der Ionenkonzentration festgestellt werden.

Um eine Bilanzierung vorzunehmen, bedürfte es möglichst mehrjähriger Meßserien. Eine dringende Aufgabe wäre es, die sommerlichen Wasserläufe in den Trockentälern systematisch zu analysieren, um dadurch sowohl erste Gesamtmengen der abtransportierten Salzmengen zu bestimmen und gleichzeitig örtliche Unterschiede in der Menge und in den Ionenkonzentrationen zu gewinnen.

DIE UNTERSUCHUNG DER SALZ-MINERALE (von R. von Hodenberg)

Wie bereits erwähnt, wurden in den Untersuchungsgebieten der drei durchgeführten Expeditionen des öfteren salzüberkrustete Gesteinsbrocken und stark salzhaltiges Lockermaterial — wie Gesteinsschutt und Böden — angetroffen. Die Identifizierung dieser Evaporite war von besonderem Interesse.

Um möglichen Umwandlungen der Salzminerale vom Zeitpunkt der Probenahme bis zur röntgenographischen Untersuchung entgegenzuwirken, wurde „vor Ort“ etwas Substanz jeweils in Glasröhrchen \varnothing 0,5 mm eingeschmolzen. Diese wurden dann in einem Thermosbehälter nach Europa transportiert. So waren die Proben keinen plötzlichen Temperaturschwankungen ausgesetzt. Von den Proben wurden Röntgenaufnahmen nach der Debye-Scherrer Methode mit $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung und darüber hinaus auch noch — nach vorsichtigem Zerdrücken der Glasröhrchen und Aufbringen der Substanz auf spezielle Präparatträger — Guinier-Aufnahmen mit $\text{CuK}\alpha_1$ -Strahlung angefertigt.

Bisher gelangten etwa 70 Proben zur röntgenographischen Untersuchung. Die Anzahl der Proben und die zwangsmäßig begrenzte Auswahl der Fundpunkte läßt es nicht zu, Aussagen über Zusammenhänge einer geographischen Lage und dem dort bevorzugten Auftreten eines bestimmten Salzes oder einer bestimmten Salzparagenese zu machen. Ein ausführlicher Bericht über die Untersuchungsergebnisse soll in einem gesonderten Aufsatz erfolgen. So gibt die Tab. 1 nur eine kurze Übersicht der gefundenen Salz-Mineralie wieder. Dabei lagen die aufgeführten Salze in einer Probe entweder monomineralisch oder auch in Paragenese zu mehreren Salzen vor. Beachtenswert ist die relative Häufigkeit der Sulfate des Calciums und des Natriums als Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) und als Thenardit (Na_2SO_4) und eines Calciumcarbonats, des Calcit (CaCO_3). Lag Na-Sulfat als Mirabilit ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) in einer Probe vor, so ließ sich daneben auch immer Thenardit nachweisen. Dieses ist leicht verständlich, da die primäre Bildung in der Antarktis der Mirabilit ist. Dieser wandelt sich abgetrennt von der Lösung — bei der dort herrschenden geringen

Fund-Bereich	Anzahl der Proben	Haupt-Salzminerale	vereinzelt auftretende Minerale
Nussbaum Riegel	14	Calcit (CaCO_3), Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) Thenardit (Na_2SO_4)	Bassanit ($\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$) Na-Jarosit ($\text{NaFe}_3[(\text{OH})_6\text{I}(\text{SO}_4)_2]$)
Darwin Mountains	12	Gips, Mirabilit ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) Thenardit, Calcit	
Bull Pass	12	Gips, Halit (NaCl), Calcit Thenardit	
Walcott-Gletscher	11	Gips, Calcit	Bassanit
Haskell Ridge	7	Calcit, Gips, Thenardit	
Roadend Nunatak	2	Gips	
Turnstile Ridge	2	Calcit, Gips	
Olympus Range	5	Gips, Halit, Nitronatrit (NaNO_3)	Hexahydrit ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) Astrakanit ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) Darapskit ($\text{Na}_3[\text{SO}_4\text{I}\text{NO}_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$)
McMurdo	1	Mirabilit, Thenardit	

Tab. 1: Übersicht der auftretenden Salzminerale (bestimmt von R. von Hodenberg).

Tab. 1: Survey of the salt minerals collected (evaluated by R. von Hodenberg).

Luftfeuchtigkeit — im Laufe der Zeit in den Thenardit um, oder er überzieht sich zumindest mit einer schützenden Schicht von Thenardit. Als sekundäre Bildung ist der Thenardit dann auch vergleichsweise zum primären Mirabilit immer sehr feinkörnig. Einige Halit-Proben stammen aus obersten Bodenschichten, direkt unter einer Gesteinsbedeckung, und dort war der Halit in bizarren Nadeln — etwa bis 2 cm lang — ausgebildet. Diese Nadeln standen senkrecht, immer Platz zwischen sich lassend, wie Grashalme eines Rasens. Sie sind nicht idiomorph, d. h. sie werden nicht durch Kristallflächen begrenzt. So wird es sich bei ihnen sehr wahrscheinlich um Whiskers oder Excentriques handeln.

Auch auf einige andere Besonderheiten der Vorkommen sei an dieser Stelle schon hingewiesen. So wurden in Bodenproben vom Nussbaum Riegel idiomorphe Gipskristalle mit einem feinkristallinen Überzug von Na-Jarosit ($\text{NaFe}_3[(\text{OH})_6/(\text{SO}_4)]$) gefunden. Na-Jarosit ist ein typisches semi-salinales Verwitterungsmineral. Des weiteren befand sich in einer Bodenprobe aus dem Bereich des Walcott-Gletschers das Mineral Bassanit ($\text{CaSO}_4 \cdot 0,5 \text{H}_2\text{O}$) und zwar pseudomorph nach Gips. Demnach ist primär Gips auskristallisiert und dieser hat sich unter den sehr ariden Bedingungen in Bassanit umgewandelt. Bassanit wurde ein zweites Mal noch in einer Bodenprobe des Nussbaum Riegel festgestellt.

Neben der Identifizierung der Salze wurde auch der morphologischen Ausbildung der Gesteinskrusten und der Kristallisationen in Gesteinsrissen nachgegangen. Zu diesem Zwecke wurden eine Reihe von Dünnschliffen angefertigt. Es ließ sich keine einfache Beziehung zwischen der Gesteinsunterlage und der mineralischen Zusammensetzung der aufgewachsenen Krusten erkennen. Eine Ausnahme bildeten dabei allerdings marmorartige Gesteine, die oft von einer dünnen Calcitkruste überzogen waren.

Unter allen Krustenbildungen sind besonders zwei grundsätzlich verschiedene Typen auffallend. Zum ei-



Abb. 3: Salzsprengung durch Gipskristalle innerhalb Doleritgestein. Pfeile zeigen den Gips an. Weggebrochenes Gesteinsstück auf der linken Bildseite. Gekreuzte Nicols, Vergrößerung: 77fach.

Fig. 3: Salt-fretting caused by gypsum crystals within dolerite. Arrows indicate location of gypsum. Broken-off rock piece on left side of photo. Crossed nicols, magnification: 77 times.

nen handelt es sich um einen feinen kristallinen Überzug aus vorwiegend Calcit, wie es z. B. der Schliff in der Abb. 2 zeigt. Die Gesteinsunterlage ist hier ein feinkörniger Dolerit. Auf diesem sind im Wechsel helle und dunkle Calcitschichten abgelagert. Diese Abfolge ist sehr wahrscheinlich durch jahreszeitliche bzw. auch über mehrere Jahre gehende Schwankungen der Auskristallisation — also klimatische Unterschiede — bedingt. Während der Kristallisationspausen kommt es zu einer vermehrten Einlagerung von „Verunreinigungen“. Aus der äußersten hellen, breiten Schicht der Calcitkruste sind — wie die Abb. 2 zeigt — Anteile des Salzes herausgebrochen. Dieses geschieht leicht bei dem sehr schwierigen gleichzeitigen Schleifen von Materialien verschiedener Härte. Calcit-Schichten können auch in Gesteinsrissen zur Ablagerung kommen. Immer ist in diesem Falle genau wie bei den Krusten die Abgrenzung des Calcits zum Gestein scharf.

Besonders auffallend sind auch die aus überwiegend grobkristallinem Gips gebildeten Krusten. Der Übergang vom Gips zum Gestein ist bei diesen Kristallisationen oft unscharf. Risse in den betreffenden Gesteinsbrocken sind häufig ganz mit Gips ausgefüllt, und es läßt sich beobachten, daß das Gestein durch den Druck der wachsenden Kristalle zerstört wird. Dieses kann sogar zur Abtrennung von Gesteinsbrocken führen. Ein Beispiel dafür zeigt der Schliff der Abb. 3. Es handelt sich auch in diesem Falle um den Dünnschliff eines Dolerits. Einige Gipskristalle zwischen abgetrennter Scholle und dem „Muttergestein“ sind erkennbar. Leider sind auch bei diesem Schliff die weichen Salzkristalle zum Teil herausgebrochen.

Hervorzuheben sei noch, daß eine Salzsprengung durch Wechsel der Hydratationsstufen nach dem vorliegenden Probenmaterial nur eine sehr untergeordnete Rolle spielt. Es stellt sich die Frage, ob diese Tatsache nur für die Verwitterungsvorgänge in dem untersuchten Gebiet gilt, oder ob ganz allgemein diese Art Einwirkung auf das Gestein in der Antarktis überbewertet wird.

DIE SALZSPRENGUNG

Einleitung

Notwendige Voraussetzung für eine Salzsprengung in der Antarktis ist eine Aufwärmung der Gesteine und Bodensubstrate über den Gefrierpunkt, wodurch Wasserbewegungen möglich werden. Wie die Temperaturkurven zeigen, ist diese Situation im antarktischen Sommer gegeben. Eine weitere notwendige Voraussetzung ist das Vorhandensein von genügend Feuchtigkeit. Wie weiter unten erläutert werden wird, ist nur zeitweise im Sommer — wenn örtlich Schnee schmilzt — mit einer Durchfeuchtung des Bodens zu rechnen. Die folgende Austrocknung ist mit Wasserbewegungen und damit auch Ionentransport im Boden und Gestein verbunden. Wasserbewegungen im Gestein sind aber nur dort möglich, wo durchgängige Poren dies erlauben. Hohlräume im Gestein sind auch für die initiale Salzkristallisation erforderlich. Die petrographischen Eigenschaften wie Porösität, Art der Schicht- und Kristallgrenzen, Anordnung des Kluftsystems, das von der vorhergehenden Gesteinsbeanspruchung abhängt, sowie die allgemeine Gesteins Härte sind von fundamentaler Bedeutung für die Schnelligkeit, mit der das Gestein durch die Verwitterungsprozesse aufgelockert wird und schließlich zerfällt.

Es muß betont werden, daß die Salzsprengung ähnlich wie die Frostsprengung nur dort intensiv wirken kann, wo im Gestein bereits Risse vorhanden sind. Darüber ist bereits berichtet worden (MIOTKE 1979a).

Die Bedeutung der „inner rock polygons“ für die Salz- und Frostsprengung

Bei der Vorbereitung für Dünnschliffe zersägte Gesteinsstücke aus verschiedenen Gebieten der Dry Valleys und aus den Darwin Mountains zeigten, daß viele Gesteine auch innen aufreißen. Ausgehend von

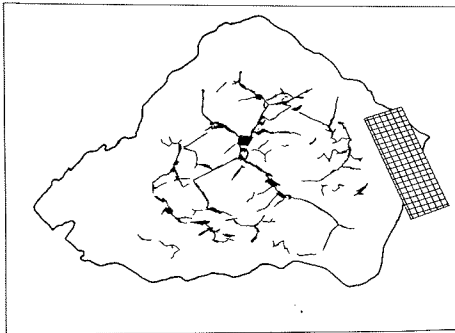


Abb. 4: Zentrale Gesteinsrisse ("inner rock polygons") in einem dunklen Kristallingestein. Besonders in der Zeichnung wird die Polygonform und die Konzentration der Risse in der Mitte des Steins deutlich (Darwin Mountains, 1400 m Höhe).

Fig. 4: Inner rock polygons within dark dyke intrusion. Drawing emphasizes polygon pattern and lack of cracks within the marginal zone of rock (Darwin Mountains, 1400 m altitude).

zentralen Bereichen sind sie zum Teil von breiten Rissen durchsetzt (s. Abb. 4 u. 5). Auffallend ist, daß diese Risse zum Außenrand hin sehr viel dünner werden oder gar nicht existent sind. Das Rißsystem im Zentrum hängt weitgehend von der Struktur des Gesteins ab. Wie Abb. 6 jedoch erkennen läßt, gehen die Risse quer durch die Mineralien, d. h. sie folgen nicht den Kristallgrenzen. Dagegen kann an der Oberfläche von Kristallingesteinen häufig festgestellt werden, daß einzelne Kristalle je nach ihrer Resistenz entweder aus der Oberfläche herausragen oder als kleine Vertiefung erscheinen. Zumeist sind die Risse untereinander verbunden. Das dadurch entstehende Netz hat auffallende Ähnlichkeit mit den Polygonen, die sich im Boden und auch im Gestein an der Oberfläche bilden, wenn die Temperaturen sehr tief unter den Gefrierpunkt absinken. Die bei der tiefen Abkühlung eintretende Schrumpfung erzeugt Spannungen, die sich schließlich durch Aufreißen des Bodens lösen. Die Dimensionen der oberflächlichen Polygone können zwischen wenigen Dezimetern und Zehnern von Metern variieren. Diese winterlichen Risse werden im Gegensatz zu arktischen Gebieten, wo die entstehenden Spalten mit Wasser volllaufen, das zu Eis wird, in der Antarktis zumeist nur mit Sand gefüllt.

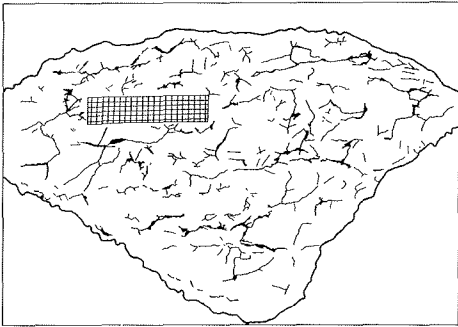
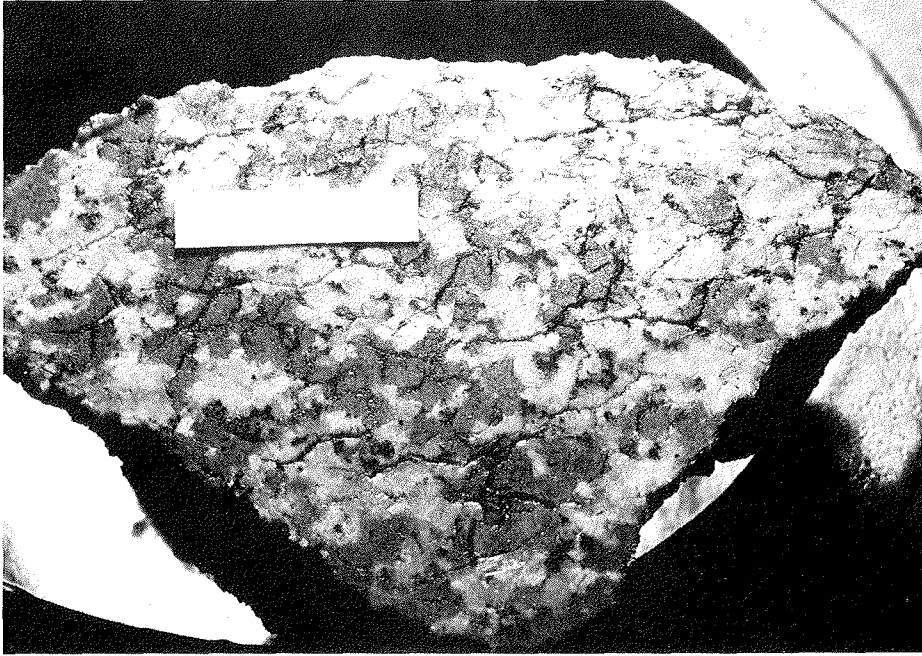


Abb. 5: Die Risse im Gestein queren die Minerale und folgen keineswegs deren Kontakte. Dagegen werden an der Gesteinsoberfläche häufig einzelne Kristalle herauspräpariert (Bull Pass, Dry Valleys, 650 m Höhe).

Fig. 5: Inner rock cracks cross the minerals and do not follow the mineral contacts, whereas weathering processes on the rock surface often loosen individual crystals (Bull Pass, Dry Valleys, 650 m altitude).

Es ist anzunehmen, daß auch die oberflächlich anstehenden oder auf der Oberfläche liegenden Gesteinsstücke bei der winterlichen tiefen Abkühlung von maximal über -60°C erheblichen Kontraktionsspannungen ausgesetzt sind. Während im Außenbereich des Steins die Schrumpfungen besser kompensiert werden können, kommt es im Inneren zu größeren Spannungen, die schließlich das Gestein sprengen. Die in der Antarktis sehr ausgeprägten Abschuppungen und das Abgrusen von Gesteinskörnern dürften zu einem erheblichen Teil auch auf diese winterlichen Kontraktionsbewegungen im Gestein zurückzuführen sein. Dagegen werden den sommerlichen Temperaturwechseln geringere Bedeutung für die Gesteinszerüttung beigemessen; genauere Messungen hierzu stehen aber noch aus.

In Anbetracht der großen Formähnlichkeit zu den Bodenpolygenen (wenn auch die Dimensionen verschieden sind) und der ähnlichen Genese der Risse im Gestein wird der Begriff „inner rock polygons“ — zentrale Gesteinspolygone — geprägt.

Entlang der inneren Polygone, die räumlich und nicht nur zweidimensional gesehen werden dürfen, können die Salzlösungen in das Innere der Steine wandern. Salze, die in diesen Rissen auskristallisieren, pressen die Hohlräume größer. Es konnten Gesteinsstücke beobachtet werden (Abb. 6), die den Eindruck er-

weckten, als wären sie wie vulkanische Auswürfe explodiert. Auch die Frostverwitterung wird durch die Leitbahnen für Gesteinsfeuchtigkeit verstärkt.

Die Gesteinszerrüttung und Auflösung findet somit sowohl von innen heraus (entlang vorhandener Risse und der „inner rock polygons“) als auch von der Oberfläche ausgehend (Abschuppung und Vergrusung) statt. Chemische und physikalische Verwitterungsprozesse ergänzen und verstärken sich gegenseitig. Die physikalischen Prozesse sind jedoch in der Antarktis dominant.



Abb. 6: Im fortgeschrittenen Stadium der Verwitterung brechen manche Steine entlang der inneren Risse auf. Die Abschuppung und Vergrusung entlang der Oberfläche ist ein separater aber gleichzeitiger Prozeß. Der untere Bereich des Steins ist salzbedeckt. Durchmesser des Steins 20 cm. (Roadend Nunatak, 1000 m Höhe).

Fig. 6: Reaching an advanced stage of weathering rocks sometimes break up along their inner rock polygons. Exfoliation and granular disintegration are different weathering processes taking place at the same time. Note lower part of rock is completely salt covered. Rock size: 20 cm. (Roadend Nunatak, 1000 m altitude).

DER WASSERHAUSHALT IN DEN NICHT-EISBEDECKTEN TROCKENTÄLERN IN ABHÄNGIGKEIT VON INPUT UND TEMPERATUR

Schneesmelzwasser als einzige Wasserquelle

Wegen der Dominanz der Bedeutung von Wasser für die physikalischen wie chemischen Verwitterungsprozesse muß dem Vorkommen und den Bewegungen von Wasser im Boden und in den Gesteinen besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden. Die antarktischen Trockentäler sind extrem trocken, trockener als die meisten Wüsten in den wärmeren Klimaten. Der Niederschlag in den Dry Valleys und den Darwin Mountains fällt grundsätzlich nur als Schnee. Beobachtungen, daß Regen gefallen ist, sind nicht bekannt, obwohl sich das theoretisch nicht ausschließen läßt.

Die Niederschlagsmengen sind zumeist sehr gering. Auf Grund der leichten Beweglichkeit der Schneekri-

stalle und wegen der häufigen Winde ist es nicht einfach, die gefallenen Schneemengen überhaupt zu messen, so daß Angaben über die Niederschlagsmengen häufig mehr Schätzungen darstellen. In den drei Sommern, die der erste Verf. in der Antarktis gearbeitet hat, konnten jeweils nur geringe Schneefälle beobachtet werden; 2–3 cm Schneefall innerhalb weniger Stunden waren das Maximum. Die dünne Schneedecke auf dem Boden und den Gesteinen war spätestens innerhalb eines Tages völlig sublimiert, eine Durchfeuchtung der Gesteine und des Bodens konnte nicht beobachtet werden. Wenn es schneite, waren die Oberflächen mangels Sonneneinstrahlung meist unter 0 °C abgekühlt. An Sonnentagen waren die Steine dagegen so stark aufgeheizt, daß Schnee, der durch die Hubschrauber aufgewirbelt wurde, sofort auf den Steinen taute und die Gesteinsoberflächen feucht werden ließ.

Schneetauwasser, das in den Boden eindringen kann, entsteht nur im Schneerandbereich, wo Steine unter dem Schnee und am Schneerand durch Sonneneinstrahlung aufgeheizt werden und die Rückstrahlung den Schnee taut. Daher ist allein im Marginalbereich der Schneeflecken mit einer Durchfeuchtung des Bodens zu rechnen; örtlich kommt es auch zum Versickern in den Boden. Da aber die Auftauzone zumeist nicht weit nach unten reicht — 20 bis 30 cm werden im Feinmaterial meist nicht weit unterschritten —, kann das Wasser nicht tief eindringen. Bereits dicht unter der Oberfläche gefriert es und bildet örtlich Eislinien im Boden. Da das Schmelzwasser nur selten Temperaturen weit über 0 °C besitzt, wenn es in den Boden versickert, geht vom eindringenden Wasser auch kaum eine auftauende Wirkung im gefrorenen Boden aus. Örtlich sehr begrenzt kann Wasser entlang der Abflüsse von Gletscherschmelzwasser in den Boden eindringen. Auf diese Sondersituation soll hier jedoch nicht weiter eingegangen werden.

Der Boden ist zumeist nahe der Oberfläche sehr trocken, fast immer wurde unter 1% Feuchtigkeit, häufig sogar unter 0,1%, festgestellt. Erst unter 10 cm Tiefe steigt die Feuchtigkeit örtlich etwas an. Dort, wo Eis im Boden angetroffen wurde, war fast immer darüber eine Zone trockenen Bodens mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt vorhanden.

Die Wassergehalte der Bodenluft, die in gasförmiger Phase vorhanden sind, werden vom eventuell vorhandenen Bodeneis fixiert, wodurch die Bodenluft weiter austrocknet. Diese Wasserbewegungen in gasförmiger Phase sind neben Fließen des Wassers, Bewegungen als Kapillarstrom und Kriechen auf den Partikeloberflächen bei der Betrachtung der Wassersituation der Böden unbedingt mit zu berücksichtigen. Über die Vorgänge in der dünnen Wasserschicht auf den Gesteinsoberflächen, der boundary layer, in der auch Salze enthalten sind, fehlen noch Detailkenntnisse. Besonders wäre es wichtig zu wissen, wie weit auch Kriechbewegungen des Bodenwassers bei Temperaturen unter 0 °C möglich sind. Entsprechend der besonderen physikalischen Bedingungen im Kontaktbereich Wasser-Festgestein und wegen der Gefrierpunktniedrigung durch Ionen ist damit zu rechnen, daß auch unter 0 °C Wasserbewegungen im Boden möglich sind.

Die Verdunstung und Sublimation von Wasser findet nicht nur an der Oberfläche, sondern auch im Inneren des Bodens statt. Wenn in besonders warmen Sommern die Auftauzone weiter nach unten reicht, können vorhandene Eislinien im Boden tauen. Ausgehend von diesen feuchten Bereichen wandert das Wasser in die auflagernden trockenen Bodensubstrate, wobei gelöste Salze mitgenommen und nach oben transportiert werden. Weiter oben wird das Wasser schließlich verdunstet, und die Salze kristallisieren aus. Diese Situation hat eine gewisse Ähnlichkeit mit den Bedingungen im Boden der heißen Wüsten mit ihrem relativ hohen Grundwasserstand (Abb. 7). Auch dort wandern mit dem aufsteigenden Wasser Salze nach oben und können unter der Bodenoberfläche Krusten bilden. Dieser Prozeß könnte vielleicht erklären, wie die Salzanreicherungen in einem Hangbodenprofil im Nussbaum Riegel, Taylor Valley, entstanden sind. Die Salzanreicherung in ca. 20 cm Tiefe, die örtlich über 20% betragen kann, liegt dort etwa 20 bis 30 cm über einer ausgeprägten eishaltigen Schicht; die Eisgehalte erreichten stellenweise über 40%.

Der Vergleich heiße — kalte Wüsten

In den heißen Wüsten kommt es episodisch zu Regenschauern, die ein begrenztes Gebiet erreichen; hier wird der Boden bis zu einer bestimmten Tiefe durchfeuchtet. Meist kommt es jedoch auch zu oberflächlichem Abfluß, der Salze auswäscht. Die verbleibenden Salze werden mit den Wasserbewegungen, die mit der Austrocknung ablaufen, teilweise bis in Oberflächennähe gebracht, wo sie ausblühen (vgl. Abb. 7).

Der Eintritt von Schneeschmelzwasser in der Antarktis ist nicht so flächendeckend wie in der heißen Wüste nach einem Regen. Wie bereits erläutert, ist der Input von Wasser auf den Schneefeldrand begrenzt

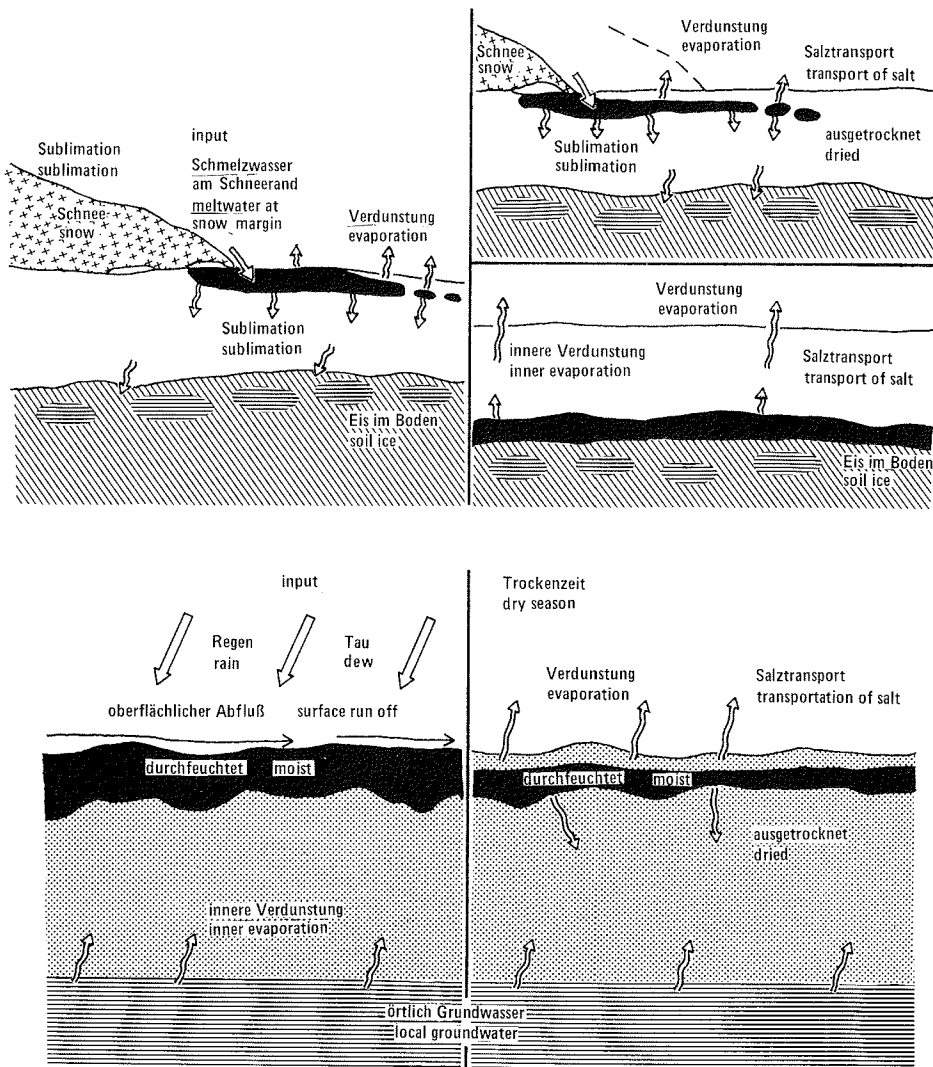


Abb. 7: Wasserbewegungen im Boden von kalten (oben) und heißen (unten) Wüsten im Vergleich (Erläuterungen s. Text).

Fig. 7: Water circulation in soils of cold (above) and hot (below) deserts (for explanations see text).

(Abb. 11). Dieser ist jedoch nicht für lange Zeitdauer stationär: der ausdünnende Schneerand bricht schließlich ein, der eigentliche Rand verlagert sich. Damit ist auch die Eintrittsstelle von Wasser in den Boden weitergewandert. Wo bisher Wasser in den Boden versickerte, tritt nun entsprechend der oberflächlichen Verdunstung eine entgegengesetzte Wasserbewegung ein. Gleichzeitig schreitet aber auch die weitere Ausbreitung der Bodenfeuchtigkeit nach unten in die trockene Bodenzone unter den durchfeuchteten oberflächennahen Bodenbereichen fort. Bevorzugt wird die Austrocknung jedoch von oben erfolgen, weil von hier der Wärmefluß eine beschleunigte Verdunstung bewirkt. Das bedeutet für die Ionenbewegungen, die mit dem Wasser gleichgerichtet verlaufen, daß die Salzanreicherungen in Oberflächennähe zu suchen sind. Da die Verdunstung oft bereits im Boden ausreicht, das Wasser bereits unterhalb der Bodenoberfläche völlig verdunsten zu lassen, sind die Maxima der Salzgehalte im Boden häufig nicht direkt an der Oberfläche zu finden, sondern einige Zentimeter darunter.

Die ablaufenden Prozesse im Boden an einem Beispiel dargestellt

Die skizzierten Prozesse werden durch die Diagramme in Abb. 8 und 9 veranschaulicht, die auf Untersuchungsergebnissen aus dem Bull Pass, Dry Valleys, beruhen. Das in ca. 650 m Höhe gelegene Bodenprofil befindet sich in Moränenmaterial im Talbodenbereich des Bull Pass; das Substrat besteht überwiegend aus sandigen Korngrößen, in dem auch wenige größere Gesteinsstücke (max. 40 cm lang) schwimmen. Das Profil wurde bis über 1,30 m tief aufgegraben. Proben für die Salzanalysen und die Feuchtigkeitsbestimmungen wurden sofort während des Aufgrabens genommen, gleichzeitig wurden die Temperaturen gemessen. Danach wurden bis zu einer Tiefe von 60 cm Thermistoren eingebracht und die Grube sofort wieder gefüllt, damit sich die Temperaturbedingungen nicht zu sehr verändern konnten. Nach einer Wartezeit von ca. 2 Tagen wurde der Tagesgang der Temperaturen bei Sonneneinstrahlung gemessen. Nach Mitternacht bezog sich der Himmel allmählich, und es kühlten sich die Lufttemperaturen ab. Größere Tagesschwankungen sind nur bis in eine Bodentiefe von 20 cm ausgeprägt. Erst in 60 cm Tiefe beginnt der Permafrost, was eine besonders tiefe Auftauzone anzeigt.

Die Temperaturkurve in Abb. 8 zeigt ein ausgeprägtes Maximum unterhalb 10 cm Tiefe; darunter fällt die Temperatur fast gleichmäßig ab und erreicht in 1,30 m Tiefe einen Wert von fast -10°C . Die Bodenfeuchtigkeit ist dort am geringsten, wo die Temperatur am höchsten ist; sie beträgt minimal 0,04%. Unterhalb von 5 cm Tiefe steigt die Bodenfeuchte an, erreicht aber erst unterhalb 40 cm Tiefe etwa 1%. Bis in diese Tiefe taut der Boden im Hochsommer zeitweise auf, so daß hier eine Wasserwanderung nach oben möglich wird. Diese Aufwärtsbewegung des Bodenwassers transportiert Ionen in die Nähe der Oberfläche. Ab etwa 30 cm Tiefe nehmen die Salzgehalte im Boden rapide zu und erreichen wenige Zentimeter unter der Oberfläche ihr Maximum, das mit der Lage des Temperaturmaximums übereinstimmt. Im wärmsten Bereich wird die Verdunstung am größten; dorthin wird das Bodenwasser gezogen, das die Salze heranbringt. Dominierend sind hier im Bull Pass NaCl und $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ vertreten. Diese Akkumulation von Salzen dicht unter der Oberfläche kann entweder dadurch erklärt werden, daß die Salze hier als Verwitterungsprodukt in situ entstehen, oder daß ein Transport dahin stattgefunden hat. Sehr wahrscheinlich trifft beides zu.

Wasser, das zur Zeit der Schneeschmelze in den Boden infiltriert ist, wandert anschließend nach oben zur Verdunstungsfront, sobald der Boden — von oben ausgehend — wieder austrocknet. Ein entsprechender Nettotransport von Salz kann aber nur erwartet werden, wenn weniger nach unten mitgeführt worden ist, als danach mit dem Bodenwasser wieder aufsteigt. Das wäre aus folgenden Überlegungen erklärlich: Für das Lösen von Salzen bleibt dem schnell infiltrierenden Wasser relativ wenig Zeit; es ist fraglich, ob sie ausreicht, um Karbonate und Sulfate (z. B. Gips) bis zur Sättigung zu lösen. Das infiltrierende Wasser würde dann zumindest teilweise ungesättigt nach unten in tiefere Bodenbereiche eindringen. Dort verbleibt es als Bodenfeuchte für eine relativ längere Zeit. Die lange Residualzeit müßte ausreichen, das Bodenwasser mit den dort vorhandenen Salzen zu sättigen. Zumindes für die Karbonate ist aus eigenen Arbeiten und aus der Literatur (MIOTKE 1975, PITY 1968, NEWSON 1972) bekannt, daß eine längere

Residualzeit für Bodenwasser notwendig ist, um Sättigung zu erreichen, und für Calciumsulfat dürfte ähnliches gelten; sehr leicht lösliche Salze könnten sich allerdings anders verhalten.

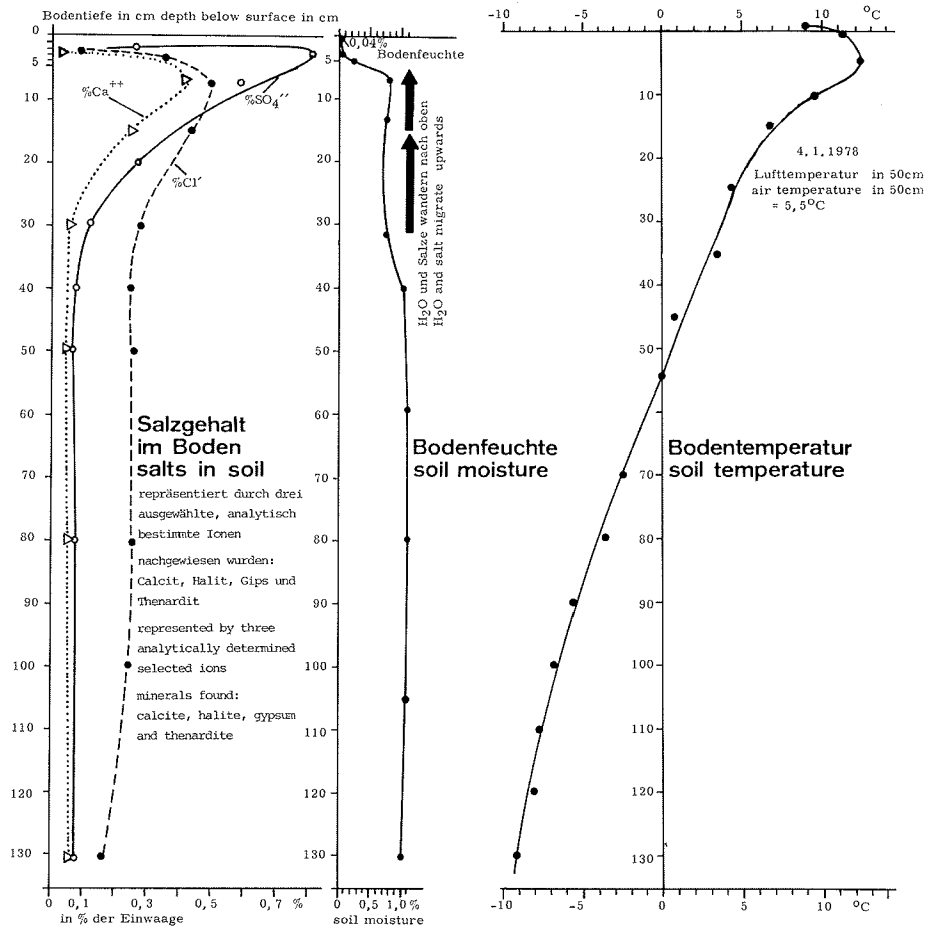


Abb. 8: Der Zusammenhang zwischen Bodentemperatur, Bodenfeuchte und Salzgehalt im Boden. (Bull Pass, Dry Valleys, 650 m Höhe).

Fig. 8: The relationship of soil temperature, soil moisture and salts in soil. (Bull Pass, Dry Valleys, 650 m altitude).

Wenn die völlig oder zumindest weitgehendst gesättigten Bodenwasser langsam aufsteigen, werden mehr Salze zur Oberfläche gebracht, als vorher nach unten transportiert worden waren. Das würde die Akkumulation von Salzen dicht unter der Oberfläche im Boden und in den Steinen erklären. Im Moränenschutt befinden sich aber auch Salze, die bereits vor dem Transport durch das Eis darin vorhanden waren. Darüber hinaus darf jedoch nicht vergessen werden, daß genau in jenem Bereich, in dem Salze angetroffen werden, jeden Sommer die nötige Feuchtigkeit und genügend hohe Temperaturen gegeben sind, um chemische Verwitterungsprozesse zuzulassen. Sehr wahrscheinlich führen daher beide Prozesse zum gleichen Ergebnis, einer Salzanreicherung in genau diesem Bereich.

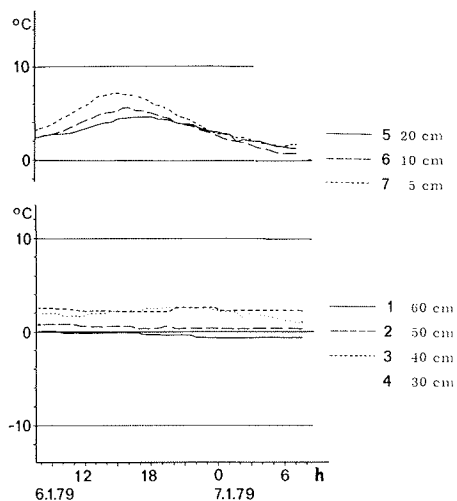


Abb. 9: Bull Pass, Dry Valleys: Der Tagesgang der Bodentemperaturen in verschiedenen Bodentiefen von Moränenschutt. Diese Werte wurden im Aufschluß gemessen, aus dem auch die Werte aus Abb. 8 stammen. Allerdings waren die Temperaturen durch Wetterverschlechterung niedriger.

Fig. 9: Bull Pass, Dry Valleys: Daily temperature changes in the trench from which the data of Fig. 8 were also obtained. The temperatures of upper soil horizons were lower due to colder weather conditions.

Lufttemperatur -1,4° C 26.12.1976, 15.50h
air temperature

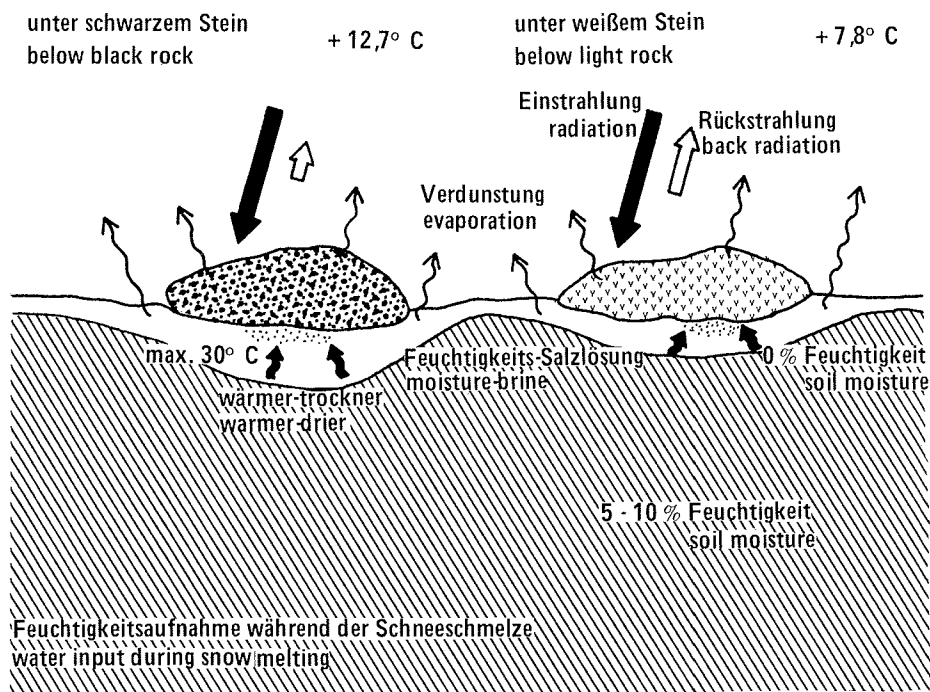


Abb. 10: Steine werden von der Sonneneinstrahlung stärker aufgeheizt als die überwiegend sandigen Hangbedeckungen. Die entstehenden Wärmeinseln aktivieren die Verdunstung und saugen ionenhaltiges Bodenwasser an. Der Permafrost ist hier tiefer nach unten gedrängt. Graduelle Unterschiede der Aufheizung ergeben sich aus der unterschiedlichen Albedo der Gesteinsfarben (Beispiel: Taylor Valley).

Fig. 10: Rocks are heated more intensely by sun radiation than the sandy slope debris. Due to better heat flux and isolation from below, they produce warm spots which increase evaporation. This way soil water containing ions is sucked up. The permafrost table is depressed under the rocks (Example: Taylor Valley).

Steine als Wärmeinseln im Sand

Liegen Steine einem feinkörnigen Substrat (meist Sand) auf, so kompliziert sich das bisher dargestellte System. Wie die detaillierten Temperaturkurven zeigen, leiten die meisten Gesteine die Wärme schneller und tiefer, als das im Sand geschieht, der wegen der eingeschlossenen Luft besser isoliert. Das bedeutet, daß unter den Steinen, unter denen die Wärmeleitfähigkeit plötzlich rapide abnimmt, ein Wärmestau auftritt (Abb. 10). Hier steigen die Temperaturen im Tagesverlauf des Sommers am stärksten: bis über +30 °C konnten hier zeitweise gemessen werden. Es entsteht so ein erhebliches Temperaturgefälle zur benachbarten Sandoberfläche. Zudem wird unter dem Stein der Permafrostspiegel tiefer nach unten verlegt. Der Unterschied in der Farbe der Gesteine spiegelt sich auch in der Temperaturkurve wieder, doch ist dieser Unterschied letztlich nicht sehr gravierend, er betrug im dargestellten Beispiel knapp 5 °C. Die hohen Plustemperaturen im Bereich der aufgeheizten Steine werden auch bei gleichzeitigen Minustemperaturen der Luft erreicht. Kalter Wind drückt jedoch die Gesteinstemperaturen schnell um etliche Grad Celsius herunter. Die unter den Steinen entstehenden Wärmeinseln sind gleichzeitig auch Stellen erhöhter Verdunstung und Verwitterung. Dort, wo Wasser am schnellsten verdunstet, wird Wasser auch bevorzugt nachgesogen. Es bildet sich somit ein Wasserstrom auf diese Stellen hin aus, der auch Salze anliefern, die hier auskristallisieren. Durch diesen Prozeß erklären sich die ausgeprägten Salzakкумуляtionen unter den Steinen im Sand und auf den Unterseiten der Steine selbst (Abb. 1 u. 6). Besitzen die Steine offene Poren oder Risse, in die salzhaltiges Wasser eindringen kann, so kristallisieren die Salze auch im Gestein aus; sehr dichte Gesteinsstrukturen erlauben dem Wasser kaum Zutritt, die Salz- und Frostsprennung bleibt dann minimal.

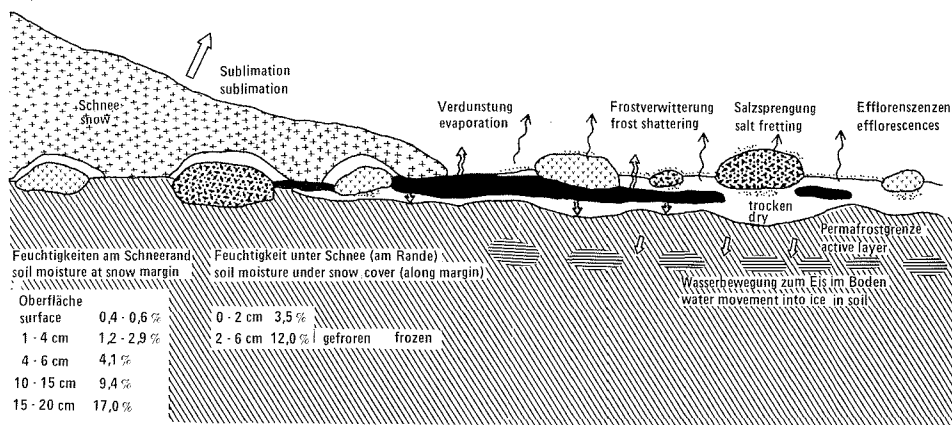


Abb. 11: Generalisierte Situation am Rande von Schneefeldern. Durch Rückstrahlung von aufgeheiztem Boden und Gestein wird der Schnee am Rande von Schneefeldern getaut. Dort, wo die Schneedecke stark ausgedünnt ist, werden die Gesteine auch schon unter dem Schnee erwärmt. Das entstehende Schmelzwasser infiltriert in den Boden und durchfeuchtet oberflächennahe Bereiche (schwarze Farbe). Maximal gelangt das Wasser bis zum Permafrost und wird dort als Eis fixiert. Mit dem Zurückwandern des Schneerandes wird der Wasserinput beendet, und die Austrocknung des Bodens beginnt. Bei der Verdunstung des Bodenwassers werden mitgeführte Salzgehalte auskristallisiert. Die Salze können auf dem Boden, im Boden und am Gestein auftreten (vergl. Abb. 1). Im Vergleich zur Sublimation des Schnees ist der Anteil, der taut, relativ gering.

Fig. 11: Generalized situation along snow margins. Radiation of sun heated soil and rocks melts snow along margin of snow fields. Under thinned out snow cover rocks become already warmed up under the snow. Produced melt water infiltrates into soil and wets it (black colour). When water reaches permafrost it becomes trapped. After snow margin migrates backwards upper soil horizons dry out by evaporation and salt crystallizes on soil, within soil and on rocks (see Fig. 1). In relation to sublimation of snow, melting is of minor scale.

Bei der Auflage von größeren Steinen wird auch die Situation am Schneerand kompliziert, denn der Schnee in der Nähe der unterlagernden Steine, die bei abnehmender Schneedicke auch unter der durchlässigen Bedeckung aufgeheizt werden, taut eher. Hierdurch ergeben sich unterschiedliche Bedingungen auf engstem Raum, die aber jedes Jahr an gleicher Stelle wiederholt werden. Die Verwitterungsbedingungen

und Möglichkeiten der Salzzakkumulation variieren daher in enger Nachbarschaft.

UNTERSUCHUNGEN IN DEN DARWIN MOUNTAINS

Einleitung

Wie die bisherigen Ausführungen gezeigt haben, ist die detaillierte Kenntnis der Temperaturen und der Feuchtigkeit im Boden und deren dauernder Wechsel für die chemische Verwitterung und die Salzsprengung von fundamentaler Bedeutung. Nur durch mikroklimatische Untersuchungen in verschiedenen Gebieten kann die nötige Breite der Kenntnis erreicht werden, um schließlich übergreifende allgemeine Aussagen zur Verwitterung und deren Schnelligkeit in der Antarktis zu ermöglichen. Nachdem in der Saison 1976/77 Untersuchungen im Nussbaum Riegel des Taylor Valley (Meßstelle in ca. 850 m Höhe über NN) durchgeführt worden waren (MIOTKE 1979a), wurden im Sommer 1978/79 ähnliche Messungen etwa 350 km weiter südlich in den Darwin Mountains gemacht. Diese Untersuchungen wurden in einem 1 400 m hoch gelegenen Tal des Gebirges durchgeführt und repräsentieren somit eine höhere Gebirgslage in direkter Nähe zum Inlandeis. Im gleichen Sommer wurden noch mikroklimatische Untersuchungen am Bull Pass, Dry Valleys, in 650 m Höhe angeschlossen. Hier galten die Messungen den Verwitterungsbedingungen der tafoniartigen Formen. Über diese Untersuchungen wird in einem separaten Artikel berichtet werden. In der letzten Saison (1980/81) wurde das Spektrum der mikroklimatischen Forschungen in den eisfreien Gebieten durch Arbeiten im unteren Victoria Valley erweitert. Die Meßstellen lagen hier in nur 440 m Höhe und nahe der Küste zum Ross-Meer. Auch über die dort erzielten Ergebnisse wird gesondert berichtet werden.

Das Gebiet der Darwin Mountains

Die Darwin Mountains (s. Abb. 12 u. 13) liegen etwa 350 km südlich der Dry Valleys. Die geographische Breite beträgt 80° Süd, die geographische Länge liegt zwischen 154° und 160° Ost. Das weitere Untersuchungsgebiet wird im Osten durch das Ross-Schelfeis und im Westen durch das ostantarktische Inlandeis begrenzt. Im Norden trennt der Darwin Glacier die Darwin Mountains (2 330 m) von den Cook Mountains (2 846 m), im Süden umfließt der etwas kleinere Hatherton Glacier das Gebirge. Daran schließen sich die Britannia Range (3 492 m) und der riesige Byrd Glacier an.

Das Gebiet der Darwin Mountains bildet ein eisumflossenes Dreieck, das im Westen allmählich unter dem Eis verschwindet. Mit 2 330 m Höhe ist der Mt. Ellis die höchste Erhebung. Weitere Gipfel erreichen um 2 000 m Höhe: Mt. Ash 2 024 m, Haskell Ridge 2 000 m, Kennet Ridge 1 920 m und einige weitere Berge ohne Namen. Die umrahmenden Gletscher steigen von über 1 800 m bis zum Schelfeis in 200 m Höhe ab. Im Westen wurden die Turnstile Ridge Nunataks (2 280 m) mit in die Untersuchungen einbezogen.

Unterhalb des Midnight Plateau (2 200 m) setzen, nach Osten exponiert, einige kurze, glazial überformte Täler an. Im nördlichsten Tal dieser Talgruppe wurden die Detailuntersuchungen durchgeführt. Diese Täler wurden ehemals durch Eis vom Midnight Plateau her durchflossen. Moränenfüllungen mit Erratika sind Zeugen einer einst stärkeren Vergletscherung. In der Folge sind entweder die Darwin Mountains angehoben worden, so daß der Eisstrom von Westen unterbrochen wurde, oder die Eishöhe hat abgenommen. Die heutige lokale Schneeakkumulation reicht nicht aus, eigene Gletscher zu bilden. Vom Midnight Plateau wehen häufig Schneemassen über den Talschluß und bilden dort größere Schneefelder.

Die Moränen sind durch große Polygone gegliedert. Die umgrenzenden Tiefenlinien sind fast ganzjährig mit Schnee gefüllt und daher gut zu erkennen. Die großen Gletscher besitzen eine Eishöhe, die einige der

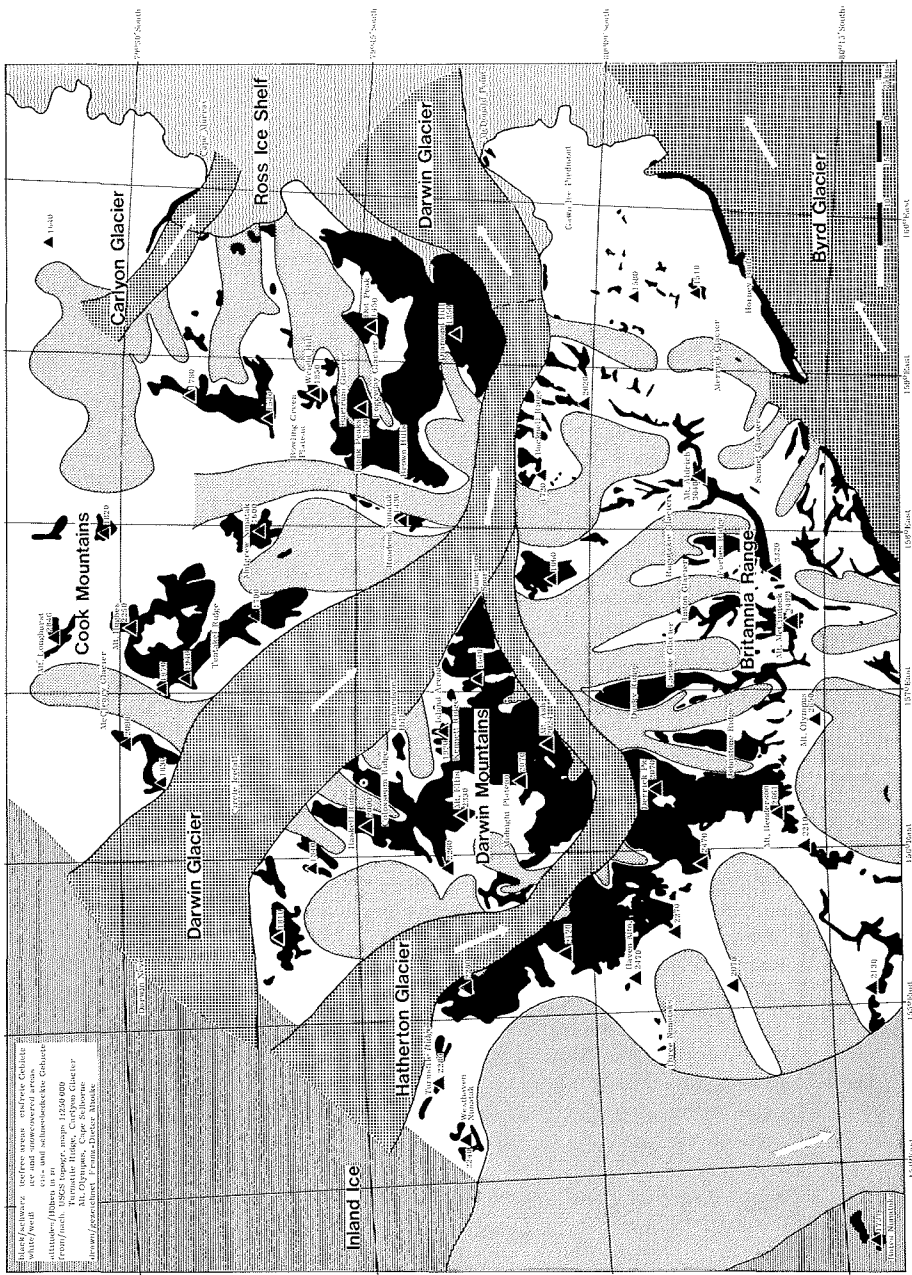


Abb. 12: Eisfreie Landoberflächen und Gletscher im Gebiet der Darwin Mountains.
 Fig. 12: Icefree areas and glaciers in the Darwin Mountains region.

Talmündungen der Darwin Mountains überragt. Das Eis fließt daher in diese Talenden talaufwärts hinein. Die Schmelzwasser stauen sich an den Lobusgrenzen und bilden glaziale Stauseen, die bis auf schmale Randbereiche, die im Sommer antauen, dauernd gefroren sind. Höher gelegene, gut erhaltene Moränenloben umrahmen die Stauseen in unterschiedlicher Höhe und zeigen an, daß die großen Gletscherströme in der jüngsten Vergangenheit höher hinaufreichten. DENTON (1979) nimmt an, daß die durchgehenden Gletscher (Darwin-, Hatherton- und Byrd-Gletscher) im Unterlauf durch höher aufragendes Schelfeis gestaut wurden. Die Erhöhung des Schelfeises wird durch Aufsetzen des Ross-Schelfeises auf den Grund und damit ermöglichtes Anwachsen der Eisdicke erklärt (STUIVER, DENTON & HUGHES 1979). Da die ehemalige Verdickung der drei genannten Gletscher zum Inlandeis hin abnimmt, schließt DENTON (1979), daß während der letzten Kaltzeit das Inlandeis des ostantarktischen Eisschildes nur wenig andere Höhen als heute gehabt haben kann.

In den Grundmoränenbereichen zwischen den Stauseen und den Moränenloben ist ein vielgestaltiger Tot-



Abb. 13: Das Darwin Mountains-Gebiet, 80° südl. Br., 157° östl. L., Schrägluftbild U.S.G.S.

Fig. 13: The Darwin Mountains region, 80° South, 157° East, U.S.G.S. air photo.

eisformenschatz entwickelt. Auch pingoähnliche Formen wurden beobachtet. Einige der kurzen Täler sind nur noch mit kleinen Gletschern ausgestattet, andere zeigen durch die Karformen, daß sie noch vor nicht allzu langer Zeit eisgefüllt waren. Einige Talfüllungen weisen Fließstrukturen auf, die Eis unter und in den Moränen vermuten lassen.

Unter steileren Hängen, die mit Moränen bedeckt sind, und unter Wänden — zumeist in den doleritischen Intrusivgesteinen — sind ausgeprägte Schuttkegel entwickelt. Am Beispiel eines Schuttkegels an der Südseite der Kennett Ridge oberhalb des Camps sollen einige Details beschrieben werden. Der Hang hat hier ein Gefälle von 34° und ist mit großen Blöcken bedeckt. Zwischen den großen Steinen und unter den Blöcken befindet sich Feinmaterial, meist Sand, aber auch Schluff. In diesem Feinmaterial ist keine deutlich erkennbare Bodenentwicklung zu beobachten. Das breite Spektrum der Korngrößen erklärt sich aus der Entstehung aus Moränenmaterial. Sand und Schluff an der Oberfläche zwischen den Steinen können dort nicht ausgeblasen werden, weil diese Lage windgeschützt ist.

Bei der Formung des Hanges ist fließendes Wasser nicht beteiligt; nur eine begrenzte Durchfeuchtung einzelner Stellen ist im Sommer möglich. Die Formung des Hanges ist heute keineswegs abgeschlossen, sondern die Materialbewegung ist — im Gegenteil — sehr aktiv. Die großen Blöcke befinden sich oft in labiler Lage, die geringste Berührung kann Rutschungen auslösen, die Kettenreaktionen verursachen. Die schweren Steine rutschen, rollen und springen bis auf das Schneefeld, das sich unter dem Schuttkegel ausbreitet. Die Blöcke auf dem Schneefeld und ihre Rutschbahnen im Schnee beweisen die heutigen Formungsaktivitäten. Weitere Hinweise auf die jungen Formen geben die Beobachtungen, daß die Steine auf der Oberseite keinen im Vergleich zur Unterseite unterschiedlichen Verwitterungszustand aufweisen: sie sind noch nicht lange in ihrer jetzigen Lage. Manche Steine liegen mit ihrer angewitterten Seite nach unten. Unter den Steinen ist nur sehr wenig oder überhaupt kein Salz zu erkennen, nur wenige der Blöcke haben Salz in ihren Spalten eingelagert.

Auf die Geologie der Darwin Mountains und deren Umgebung (s. HASKELL, KENNETT & PREBBLE 1964, 1965) soll hier nicht näher eingegangen werden. Die in der Region anstehenden Beacon-Sandsteine sind von zum Teil mächtigen Intrusionen, meist Doleriten, durchsetzt. Ebenso kommen metamorphe Gesteine vor.

Die Polygone im Untersuchungsgebiet

Die Temperaturmessungen im Boden und in Gesteinen wurden in einem Polygonfeld im Talbodenbereich durchgeführt (s. Abb. 14). Die im Moränenmaterial ausgebildeten Polygone haben zumeist einen Durchmesser von mehreren Metern. Die umrahmenden Vertiefungen sind schneegefüllt und etwa knapp einen Meter tiefer gelegen als die erhöhten zentralen Bereiche. Die Moränenschuttstücke sind zumeist nicht größer als 50 cm; 10 bis 20 cm Durchmesser sind eine häufige Größe. Insgesamt sind feinere Korngrößen dominant. Vor allem der Sandanteil in der Matrix ist hoch. Der Wind bläst die feineren Partikel aus der Oberfläche aus, hinter größeren Gesteinsblöcken wird Sand entsprechend den lokalen Turbulenzen abgelagert.

Die größeren Schuttstücke sind nicht nur am Rande der Polygone zu finden; im Gegensatz zu Periglazialgebieten wie Kanada oder Alaska (MIOTKE 1979b) fehlt hier für eine Wanderung der Schuttstücke die nötige Feuchtigkeit. Durchfeuchtete Gleitbahnen vom erhöhten zentralen Polygonbereich nach außen können sich damit nicht ausbilden, eine deutliche Sortierung ist daher nicht zu erwarten.

Auszählungen der an der Oberfläche liegenden Steine ergaben etwa 90% Dolerite, 5 bis 10% Sandsteine, der Rest bestand aus Graniten, Gneisen und anderen Kristallin- und Sedimentgesteinen. Der Verwitterungsgrad ist sehr unterschiedlich und hängt weitgehend von der Petrographie ab. Wenig resistente Gesteine wie Sandstein und gewisse metamorphe beanspruchte Gesteine sind sehr stark verwittert. Die



Abb. 14: Das engere Untersuchungsgebiet (Camp) in den Darwin Mountains. In der Moränenbedeckung des Talbodens sind Polygone ausgebildet, die vom Schnee auf der Nordseite überdeckt werden. Hinter dem Talschluß liegt das Midnight Plateau, von dem einmal Eis in das Tal geflossen ist. Der Schutt auf den steilen Hängen ist sehr labil gelagert und gerät leicht in Bewegung.

Fig. 14: The closer research area (camp) in the Darwin Mountains. Within the moraine-covered valley floor polygons developed of which some were obscured by snow on the northern side. Behind the end of the valley the Midnight Plateau is situated from where glaciers once flowed down. Talus debris on steep slopes proved to be very unstable, always ready to start moving down.

Schichten blättern auf, Sandsteine und Kristallingesteine vergrusen. Die Gesteinszerrüttung folgt den im Gestein vorhandenen Schwächelinien, der Zerfall zeichnet häufig gerichtete, sich in bestimmtem Winkel kreuzende Bruchsysteme nach. Einige Steine zeigen sehr frische Brüche mit scharfen Kanten, womit angezeigt wird, daß diese Vorgänge heute noch ablaufen. Im allgemeinen sind die Schuttstücke kantengerundet. Sehr harte mikrokristalline Ganggesteine zeigen außer einer dunkleren Oberfläche kaum Verwitterungsspuren, und selbst glazial entstandene Kratzer sind auf diesen Geschieben bestens erhalten.

Die geringen Höhenunterschiede, die in den Polygonfeldern enthalten sind, reichen aus, um eine unterschiedliche Schneebedeckung zu verursachen. Wind weht die Erhöhungen oftmals frei, wohingegen in den Depressionen der Polygonränder mächtigere Schneeauflagen eingeweht werden. Im Sommer sind diese Ränder länger mit Schnee bedeckt und bleiben örtlich immer unter Schnee. Tauen, mehr jedoch Sublimation, dauert den gesamten Sommer über an. An warmen Tagen, wenn die Lufttemperaturen auf nur wenige Grade unter Null ansteigen, schmilzt der Schnee in der Nähe aufgeheizter Steine. Tauwasser kann dann auch in den Boden hinein versickern, so daß die Polygonränder feuchter als die erhöhten Zentren der Polygone sind. Nachts, wenn die Sonne tiefer steht, ist die Erwärmung des Bodens geringer, die oberste Schicht friert durch. Dabei kommt es täglich zur Frostsprengung. Wasser, das tiefer in den Boden eindringt, erreicht schon nach 10 bis 20 cm den Permafrost und gefriert; es bilden sich hier Eislinsen, der Boden wird eiszementiert. Da die Auftautiefe mit den jeweiligen unterschiedlich warmen Sommern variiert, können die Eisakkumulationen auch tiefer, d. h. unter den heutigen Permafrostspiegel, reichen. Reicht die Auftauzone einmal tiefer, taut das Eis im Boden, und Wasser durchfeuchtet die Umgebung der Eisvorkommen. Steigt das Wasser kapillar auf, werden auch Ionen mitgenommen. Es gibt also zwei entge-

gegengesetzte Wanderrichtungen von Wasser und damit auch von Ionen im Boden (s. Abb. 7 u. 11): (1) von der Bodenoberfläche nach unten, maximal bis zum Permafrost und (2) von aufgetauten Eistrücklagen zur Oberfläche hin. In dieser zeitweise durchfeuchteten Zone findet der Ionentransport, aber auch verstärkt Verwitterung, statt.

Wenn das ionenhaltige Bodenwasser die Oberfläche erreicht, verdunstet es, und die Salze kristallisieren aus. Damit werden die Salze an der Gesteins- oder Bodenoberfläche als weiße Ausblühungen sichtbar. Häufig kristallisieren die Salze jedoch schon etwas unter der Oberfläche aus. Dann werden die Kristallisationsdrücke für die Gesteinszerrüttung bedeutungsvoll. Weiße Linien an Gesteinsstücken, die an der Oberfläche liegen, zeigen oft an, wie hoch die Salzlösungen im Gestein gestiegen sind, bevor völlige Austrocknung einsetzte. An zahlreichen Stellen um die Polygone herum werden der Boden und die Steine völlig mit einer weißen Salzschrift überzogen. Im Untersuchungsgebiet, in dem die Temperaturmessungen durchgeführt wurden, handelt es sich dabei überwiegend um Gips (Abb. 1).

Da die Moränen im Talboden relativ jung sind, ist die Salzfreesetzung und Akkumulation unter Steinen noch nicht sehr weit fortgeschritten. Zwar gibt es bereits unter zahlreichen Steinen Salzansammlungen, doch sind diese nicht so ausgeprägt, wie das auf älteren Landoberflächen der Fall ist.

Feuchtigkeitsmessungen im Bereich der Polygone zeigten folgendes Bild:

Entnahme der Probe	Polygonzentrum	Polygonrand (Schneerand)
direkt an der Oberfläche	0,05% Wasser	0,6% Wasser
in 3 cm Tiefe	0,7% Wasser	2,9% Wasser
in 6 cm Tiefe	0,7% Wasser	4,1% Wasser
in 10 cm Tiefe	0,8% Wasser	9,4% Wasser
in 15 cm Tiefe	0,9% Wasser	17,0% Wasser

Diese Werte können als repräsentativ gelten. Es ist verständlich, daß die zahlreichen weiteren Meßergebnisse, die hier nicht aufgeführt werden können, in gewisser Bandbreite streuen. Nimmt man Proben direkt aus den Eislinsen, steigen die Wassergehalte naturgemäß bis auf 70% und höher an. Mit den Austrocknungen verändern sich die Feuchtigkeitsgehalte sehr schnell.

Untersuchungen im Turnstile Ridge (Nunataks)

Zum Vergleich wurde die Verwitterung der Gesteine direkt am Rande des Inlandeises untersucht. Die Höhe der Nunataks der Turnstile Ridge erreicht 2 280 m, die umflossenen Berggipfel ragen damit noch 400 bis 500 m über das Inlandeis hinaus. Die schuttüberdeckten Höhen sind abgeflacht und besitzen Plateaucharakter. Allerdings sind keine durchgehenden Flächen ausgebildet, vielmehr ergibt sich der Eindruck von gestaffelten Terrassen. Zum Rand hin sind steile Hänge und Wände in den Doleriten vorhanden, unter denen sich Schutthalden ausbreiten. Durch die steilen Wände sind Steinschlagrinnen eingetieft, deren Schuttstrom in Schuttkegeln an der Basis endet. Die umrahmenden Schuttmassen gehen in Moränenschutt über, der zu einer klar ausgebildeten Seitenmoräne des Inlandeises gehört, die das Eis um über 10 m überragt. Auch der Schutt unter den Wänden der Nunataks liegt direkt auf blankem Eis. Hier und da haben sich kleine Steintische entwickelt, die zeigen, daß das Eis sublimiert.

Unter den Steinen an der Basis der Nunataks sind keine größeren Salzakkumulationen zu finden. Die Schuttblöcke, deren Größe sehr unterschiedlich ist (bis maximal 10 m Länge), zerfallen entlang offensichtlich bereits vorher vorhandener Bruchliniensysteme. Schon beim Herunterfallen von den Wänden werden die Steine aufgebrochen. In den offenen Gesteinsspalten sind zumeist weiße Salzfüllungen zu erkennen, manche Steine weisen auch eine oberflächliche Salzbedeckung auf. In den Feinmateriallinsen

zwischen den aufliegenden Steinen ist kein Salz zu beobachten. Die frischen Formen der Wände und Schutthalden zeigen wie der Mangel an ausgeprägten Salzakkumulationen, daß die Reliefformen hier noch sehr jung sind. Es ist zu erwarten, daß oben auf den Nunataks mehr Salze eine längere Verwitterungszeit auf den hohen Plateaus anzeigen, doch war ein Begehen nicht möglich.

Untersuchungen am Haskell Ridge

Der Bergzug Haskell Ridge ist am nordwestlichen Rand der Darwin Mountains gelegen, wo das Inlandeis beginnt; nur noch kleinere Nunataks sind weiter nordwestlich gelegen. Zwischen der Haskell Ridge und der östlich anschließenden Colosseum Ridge ist das tiefe Tal von einem Gletscher besetzt, der vom oberen Darwin-Gletscher ins Tal fließt. Seitenmoränen zeigen auch hier einen höheren Stand an, der noch nicht allzu lange zurückliegen kann. Am Ende des Gletschers ist Schmelzwasser aufgestaut worden und bildet einen gefrorenen See. In der Colosseum Ridge sind in der Kammlinie die verschiedenen Gesteinsschichten deutlich herauspräpariert worden. Dies ist ein Indikator dafür, daß auch hier die unterschiedliche Resistenz der Gesteine, die Petrovarianz, von der Verwitterung und Abtragung nachgezeichnet wird. Im Moränenschutt, der die Höhenzüge bedeckt, sind Polygone entwickelt. Der Boden besitzt bereits in 5 bis 10 cm Tiefe Temperaturen unter dem Gefrierpunkt (28. 12. 1978). Unter Steinen, die durch die Einstrahlung aufgeheizt worden sind, sinkt der Permafrost auf über 20 cm Tiefe ab. Da die Messungen im Hochsommer gemacht wurden, repräsentieren diese Werte die maximale Sommersituation. Häufig ist der Boden bereits dicht unter der Bodenoberfläche zementiert. Doch muß die Verhärtung des Bodensubstrats mangels Feuchtigkeit nicht immer bereits dort ausgebildet worden sein, wo die Bodentemperaturen schon unter 0°C reichen. Im Permafrost wird an vielen Stellen Eis im Boden angetroffen. Zumeist reicht die Auftauschicht an den eiszementierten Bodenbereich heran. Das meist sandige Bodensubstrat, in dem aber auch Schuttstücke enthalten sind, ist an diesen Stellen durchfeuchtet und erscheint deutlich dunkler. Aber auch in der Nähe von Schneeflecken ist der Boden häufiger feucht. Diese Durchfeuchtung ermöglicht sowohl Frostverwitterung als auch chemische Verwitterung und Salzsprengung. Die Gesteine sind stark zerrüttet, Salze sind auf und unter Steinen zu beobachten. Auch in den obersten Bodenbereichen sind Salze vorhanden. Die Röntgenanalyse ergab Calcit, Gips und örtlich wenig Thenardit.

Im oberen Talschluß des Tales zwischen Haskell Ridge und Colosseum Ridge sind auffällige Wabenverwitterungen in den Sandsteinen und Doleritgesteinen zu beobachten. Die Gesteine erscheinen stark verkrustet. Örtlich, an größeren Gesteinsstücken, sind die Ablaufbahnen von Schneeschmelzwasser zu kleinen Karren geworden. In den napfartigen Vertiefungen im Gestein konnte an einigen Stellen noch Schmelzwasser angetroffen werden, das an der Übertiefung der Löcher sowohl durch chemische wie auch Frostverwitterung beteiligt ist. Flüssiges Wasser ist hier möglich, weil der Stein durch Einstrahlung weit über die Frostgrenze aufgeheizt wird. Bei Bewölkung, wenn der Stein in den Schatten gerät, oder bei nächtlich niedrigem Sonnenstand gefriert das Wasser.

Gesteinsverwitterung am unteren Roadend Nunatak

Der Roadend Nunatak (1 430 m) ragt an der Nordseite des Darwin Glacier aus dem Eis heraus; im Osten fließt der Touchdown Glacier vorbei. Die Untersuchungen wurden am unteren Ende in etwa 1 000 m Höhe durchgeführt.

Das Kristallingestein ist glazial überschliffen. Zwischen den Rundhöckerformen ist Moränenschutt abgelagert, in dem sich auch erratische Gesteine befinden. Die Gesteinsstücke sind eingebettet in eine überwiegend sandige Matrix. Im Bereich der aufliegenden Steine sind ausgeprägte Salzakkumulationen zu beobachten. Die Salze sind in den Schattenbereichen am stärksten vertreten. Ausgehend vom Kontakt Boden/Gestein wandert das Salz über die Gesteinsoberfläche. Unter dem Stein sind auf der Schattenseite, insbesondere wenn diese gleichzeitig im Lee der vorherrschenden Windrichtung liegt, Salznester ausgebil-

det. Das Feinmaterial ist hier vom Salz etwas zementiert. Wenn die innere Gesteinsstruktur es erlaubt, wandern die Salze auch in das Gestein hinein. Im Außenbereich von kristallinen Gesteinen, wo einzelne Kristalle bereits gelockert sind, kristallisiert das Salz zwischen den Kristallen. Allerdings reicht diese Art der Salzeindringung nicht weit in das Innere des Gesteins hinein; schlägt man das Gestein mit dem Hammer an, so zerbricht es entlang von salzbedeckten Bruchlinien. Durchgängige Risse sind meist von Salz ausgefüllt und werden durch Salzsprengung weiter geöffnet. Sehr dicht strukturierte Gesteine lassen kein Salz im Gestein erkennen, wenn keine Bruchlinien vorhanden sind. Das Salz ist dann nur an der Oberfläche zu finden.

Die oberflächennahen Gesteinspartien zeigen überall die Tendenz, rundum abzuschälen. Je nach Petrographie sind verschiedene Modifikationen von Exfoliationen entwickelt. Weniger resistente Sandsteine und einige Arten Kristallingestein sind an den Ecken, die bevorzugt verwittern, vollkommen abgerundet. Einige Schuttstücke erreichen Ei- oder gar Ballformen. Auf einem Hang in der Haskell Ridge wurde eine größere Ansammlung von Schuttstücken angetroffen, die sonst überall nur als marine Gerölle angesprochen worden wären. Die Höhe der Fundstelle läßt aber bei Kenntnis der Reliefgenese diese Interpretation auf keinen Fall zu.

Die Oberfläche der eisüberschliffenen Kristallingesteine am unteren Roadend Nunatak ist mit einer dunkelbraun gefärbten, verhärteten Kruste überzogen, die erst nach dem Eisschliff entstanden sein kann. Diese Kruste ist nur schwer mit einem Hammer zu durchbrechen. An einigen Stellen ist die Kruste natürlicherweise durchbrochen; die Löcher sind unterschiedlich groß, einige erreichen über 50 cm Durchmesser. Hinter der Öffnung hat die intensive Verwitterung zum Teil weithineingreifende Löcher in das Gestein gefressen. Die hinter dem Durchbruch auch nach unten übertieften Löcher sind mit feinem Grus gefüllt, der mit Salz durchsetzt ist. Besonders an der Oberfläche blüht das Salz aus, örtlich sind die Salzausblühungen auch krustenartig ausgebildet. Sofern der Durchbruch in der äußeren Kruste günstig zum Wind liegt, sind die Füllungen weitgehend ausgeblasen.

Das Gestein ist stark mit Rissen durchsetzt. Auffällig sind Risse parallel zur heutigen Oberfläche des Gesteins. Aber es gibt auch Risse, die senkrecht zu diesem oberflächenparallelen Bruchsystem angeordnet sind. Örtlich lösen sich plattenartig Gesteinsstücke vom anstehenden Gestein. Bei einem erneuten Eisüberfahren würden große Schuttmengen mitgenommen werden können. Unter dem Schutz von Steinsohlen ist aber auch Feinmaterial vorhanden; zumeist handelt es sich um Korngrößen der Sandfraktion, aber auch Schluff ist hier und da zu entdecken.

Während der Untersuchungen am 5. 11. 1978 herrschte eine Lufttemperatur in 2 m Höhe von $-11,8^{\circ}\text{C}$. Auf der Gesteinsoberfläche im Schatten betrug die Temperatur $-0,9^{\circ}\text{C}$, in der Sonne $2,7^{\circ}\text{C}$. Unter einem kleinen flachen Stein wurden $-0,3^{\circ}\text{C}$ gemessen, im Sand 2 cm unter der Oberfläche $-7,8^{\circ}\text{C}$, 3 cm unter der Oberfläche $-7,7^{\circ}\text{C}$ und in 5 cm $-10,3^{\circ}\text{C}$.

TEMPERATURMESSUNGEN IM BODEN UND GESTEIN DER DARWIN MOUNTAINS

Einleitung

Über das heutige Klima im Gebiet der Darwin Mountains gibt es keine Daten. Vergleiche können nur zum Klima der Dry Valleys gezogen werden, über die aber auch nur sehr begrenzt Werte zur Verfügung stehen (MIOTKE 1979a). Für die Untersuchungen der Verwitterungsprozesse ist es notwendig, Messungen der Temperaturen im Mikrobereich durchzuführen. Die Temperaturen im Gestein und Boden unterscheiden sich klar von denen der umgebenden Luft und weisen engräumig große Unterschiede auf. Ziel der Messungen war es, diese Unterschiede zu erfassen, um daraus Rückschlüsse auf die ablaufenden Verwitterungsprozesse ziehen zu können.

Die Meßmethode

Die Temperaturen wurden mit 2,5 mm dicken Thermistoren gemessen. Die Meßfühler wurden in unterschiedlichen Boden- und Schneetiefen eingebracht. In den Steinen auf der Oberfläche wurden die Meßpunkte so gewählt, daß die Aufheizung durch die Einstrahlung aus verschiedener Richtung im Verlauf des Tages und der Nacht erfaßt wurde. Besonderer Wert wurde auf Messungen sehr nahe der Gesteinsoberfläche gelegt, um Maximaltemperaturen zu erfassen. Zusätzliche Meßpunkte weiter unter der Oberfläche des Gesteins zeigen den Wärmefluß und das verzögerte Erreichen der täglichen Temperaturmaxima. Außerdem wurden die Meßfühler in verschieden helle Gesteine (heller Sandstein bis dunkler Dolerit) eingebracht, um die Auswirkung unterschiedlicher Albedo zu erfassen.

Die unterschiedlichen Temperaturen, die täglich immer wieder gleichzeitig im Gestein auftreten, sind ein wesentlicher Motor für Wasserbewegungen und verursachen örtlich unterschiedliche und unterschiedlich schnelle Verwitterung. Das Gesamtspektrum der ausgewählten 45 Meßpunkte gibt einen guten Einblick in das für die sommerlichen Verwitterungsbedingungen entscheidenden mikroklimatischen Verhältnisse.

Es wurden bewußt Gesteine unterschiedlicher Größe ausgewählt, um zu untersuchen, wieweit die Größe eine Rolle für die Verwitterungsgeschwindigkeiten spielt. Ein weiterer Gesichtspunkt für die Anordnung der Meßpunkte war die Untersuchung des besonderen Effektes, den die stärkere Aufheizung der Steine über Sand für die Bewegung des Bodenwassers und damit des Salztransportes bewirkt. Für die Thermistoren wurden Löcher mit 3 mm Durchmesser in die Steine gebohrt, in die die Meßfühler gerade hineinpaßten. Um keinen Luftaustausch nach außen zuzulassen, wurden die Löcher um die Meßfühler herum abgedichtet. Auf die Eingabe einer Paste, die die Leitfähigkeit vom Gestein zum Meßfühler verbessert hätte, wurde verzichtet, um die natürlichen Gesteinseigenschaften nicht durch das Eindringen von Fremdstoffen zu verändern.

Zur Messung wurden die Verbindungskabel von den Thermistoren mit einem Meßinstrument verbunden, das den von den jeweiligen Temperaturen abhängigen Widerstand mißt. Die Meßwerte wurden später umgerechnet und Temperaturkurven gezeichnet. Gemessen wurde vom Morgen des 15. 12. 1978 bis zum Morgen des 17. 12. 1978 durchgehend Tag und Nacht, also 3 Tagesgänge erfaßt. Die Meßabstände an den einzelnen Meßpunkten betragen zwischen 20 bis 40 Minuten. Am 23. 12. 1978 wurde zusätzlich noch einmal in der wärmsten Tageszeit gemessen; inzwischen waren die Temperaturen allgemein gestiegen.

Neben den Boden und Gesteinstemperaturen wurden auch die Lufttemperaturen gemessen, die zumeist im Bereich zwischen -5°C und -12°C lagen. Die Windgeschwindigkeiten in 150 cm Höhe über dem Boden lagen meist nur bei unter 4 Beaufort, so daß die Auskühlung durch den Wind während der Zeit der Messungen als gering einzuschätzen ist.

Die Meßpunkte in den Darwin Mountains

1. Meßstelle inmitten eines Schneefeldes (Meßfühler 1 bis 6, Abb. 15)

Die Messungen im Schnee eines ausgedehnten Schneefeldes wurden durchgeführt, um zu prüfen, ob an der Oberfläche die 0°C -Grenze erreicht wird. Das war jedoch nicht der Fall, so daß Tauen damit ausgeschlossen werden kann. Zwar kommen die Temperaturen im Hochsommer (s. 23. 12. 1978) nahe an den Gefrierpunkt heran, doch muß berücksichtigt werden, daß eine gewisse Strahlungsmenge durch den Schnee bis an die dunkleren Thermistoren gelangt und diese somit etwas aufheizen kann. Die Temperaturschwankungen im Tagesgang reichen kaum unter 10 cm Schneetiefe. In 25 cm Tiefe ist die Tagesamplitude nur noch sehr schwach ausgebildet. Bei niedrigen Lufttemperaturen sinken die Temperaturen der oberflächennahen Schneebereiche unter die Temperaturen der tieferen Schneeschichten; auch solche in 70 cm Tiefe werden im Sommer langsam erwärmt. In größerer Tiefe wurden keine Messungen durchgeführt.

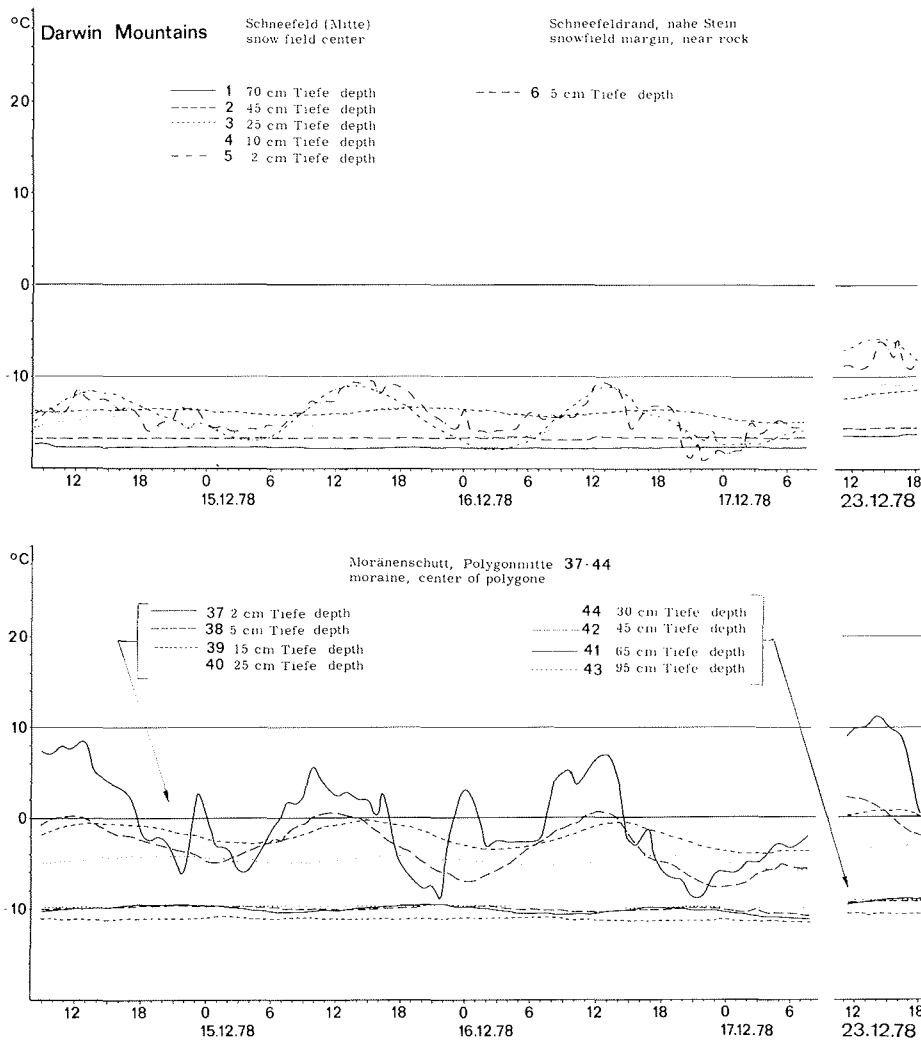


Abb. 15: Darwin Mountains: Temperaturen im Schnee (oben) und Moränenschutt (unten).

Fig. 15: Darwin Mountains: temperatures in snow (above) and moraine debris (below).

Der Thermistor 6 wurde nahe dem Schneefeldrand in 5 cm Tiefe eingebracht. Der Einfluß der Wärmeübertragung von aufgeheizten oder stärker abgekühlten Steinen in der Nähe des Meßfühlers zeigt sich in der Kurve. Obwohl tiefer im Schnee gelegen als Thermistor 5 in 2 cm Tiefe, ist die Amplitude der Kurve sehr ähnlich.

2. Meßstelle im Moränenschutt, Polygonzentrum (Meßfühler 37 bis 44, Abb. 15)

Die Aufheizung des Bodens durch die Sonneneinstrahlung ist unmittelbar an der Oberfläche sehr akzentuiert. Die Temperaturwerte, die in 2 cm Tiefe gemessen wurden, zeichnen die täglichen Unterschiede in der Einstrahlung genau nach. Veränderungen der Lufttemperatur bleiben nicht ohne Einfluß auf die Temperatur der Bodenfläche, doch ist dieser nur begrenzt. Gerät die Meßstelle durch aufkommende Bewölkung oder tageszeitlich bedingte veränderte Einstrahlungsrichtung in den Schatten, verändern sich die

Bodentemperaturen schlagartig. Bei kurzfristiger Beschattung oder kurzer Sonneneinstrahlung ergeben sich tiefe Einbrüche oder Spitzen in der Kurve. Die 0°C-Linie kann dabei sehr schnell durchlaufen werden, manchmal mehrmals pro Tag.

Schon in 5 cm Tiefe verläuft die Temperaturkurve wesentlich gedämpfter. Dennoch kann auch hier noch täglich die Frostgrenze gekreuzt werden. In 25 cm Tiefe ist die Tagesamplitude nur noch schwach erkenn-

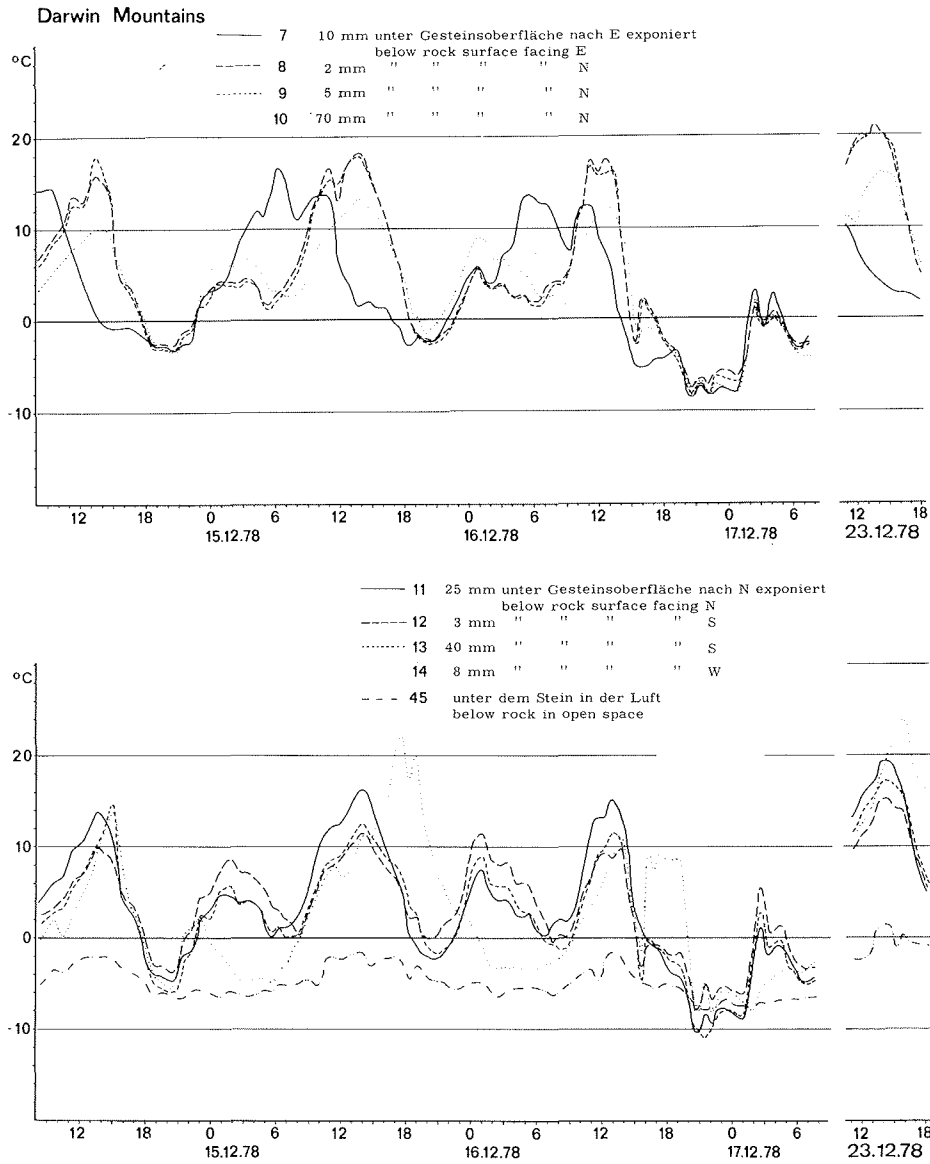


Abb. 16: Darwin Mountains: Temperaturen in einem großen Doleritblock.

Fig. 16: Darwin Mountains: temperatures in big dolerite boulder.

bar; die 0°C-Linie wird nicht mehr erreicht, die Permafrostgrenze ist nahe. Tiefere Bodenbereiche, in denen sich auch örtlich Eislinsen befinden, lassen kaum noch Andeutungen einer Tagesamplitude erkennen. Hier verändert sich die Temperatur jedoch noch im Jahresgang, wobei der Wärmefluß wesentlich tiefer als 1 m reicht.

Die täglichen Spitzentemperaturen im Moränenschutt bleiben weit unter denen in Steinen an der Oberfläche. Die Isolation des lockergelagerten Sandes verhindert ein tieferes Eindringen der Wärme: während Steine in günstiger Exposition Maximalwerte von über 25 °C erreichen, klettert hier die Temperatur gerade knapp über 10 °C.

3. Meßstellen in einem großen Doleritblock (Meßfühler 7 bis 14 und 45, Abb. 16)

Der Gesteinsblock liegt frei auf der Moränenoberfläche; unter dem Stein befindet sich ein Hohlraum, der vom Wind ausgeweht wurde, so daß der Stein fast allseitig von der Luft abgekühlt werden kann. Die Lufttemperatur im Schatten unter dem Stein wurde vom Thermistor 45 gemessen. Die Seitenansicht des Blockes zeigt fast ein gleichseitiges Dreieck mit der Kantenlänge von etwa 50 cm. Auch die Länge reicht nur wenig über 50 cm. Die Breitseite ist nach Norden zur Mittagssonne orientiert; die Einstrahlung ist bei fast senkrechtem Auftreffen damit maximal.

Die Meßfühler wurden so eingebracht, daß die Erwärmung im Tagesgang erfaßt werden konnte. Die Temperaturen der nordexponierten Seite waren erwartungsgemäß am höchsten, sie erreichten 20 °C. Eine Ausnahme machte ein auf der Westseite eingebrachter Fühler, vermutlich weil bei Ostwind hier die Luftkühlung am geringsten war. Der Thermistor 14 zeigte Maximalwerte, die noch einige Grade über 20 °C stiegen.

Vergleicht man die Gesteinstemperaturen in unterschiedlicher Gesteinstiefe bei gleicher Exposition, so läßt sich die Verzögerung der Aufheizung und der Abkühlung im Tagesgang mit zunehmender Tiefe feststellen. Die Sonne wandert pro Tag einmal um den Stein herum, so daß die Temperaturmaxima in der Gesteinsoberfläche je nach Exposition zum jeweiligen Sonnenstand abwechseln. Die tiefsten Temperaturen wurden gemessen, als am 16./17. 12. die Sonne hinter dichten Wolken verschwand und es zeitweise leicht schneite; die höchsten Werte wurden am 23. 12. bei klarem Himmel erreicht. Die Temperaturgegensätze innerhalb weniger Stunden betragen maximal 20 bis 25 °C; die Frostgrenze wurde täglich durchlaufen.

4. Meßstellen im dunklen Doleritblock und hellen Sandstein (Meßfühler 15 bis 21, Abb. 17)

Der 90 cm lange und zwischen 35 und 65 cm breite Doleritblock ist 10° bis 20° nach Norden geneigt. Die Dicke liegt bei 25 cm. Die Tagesunterschiede der Temperaturen sind sehr ausgeprägt. Mit zunehmender Tiefe nehmen die Maximalwerte stark ab, die Minimalwerte deutlich weniger. Der Stein wird durch die einseitig auftreffende Strahlung oberflächlich stärker aufgeheizt, kühlt aber ziemlich gleichmäßig ab, wenn die Strahlung aufhört. Im Vergleich zur Nordseite wird die Westseite fast 10 °C weniger warm.

Der Sandsteinblock lag nicht weit entfernt vom Doleritblock (Meßfühler 7—14) ebenfalls auf Sand. Seine Seitenansicht kam einem gleichseitigen Dreieck mit einer Kantenlänge von 25 cm nahe. Zwei Meßfühler tasteten den Temperaturgang der nach Norden exponierten Gesteinsoberfläche ab, ein weiterer befand sich auf der Unterseite des Steins im Gestein. Die oberflächennahen Fühler geben sehr ähnliche Kurvenbilder, die Temperaturkurve des unteren Fühlers ist bei ähnlichen Amplituden etwas zeitverschoben. Es kann abgelesen werden, daß der Stein fast völlig durchgewärmt wird.

Vergleicht man die Temperaturen im dunklen Doleritblock mit denen im hellen Sandstein, so wird erkennbar, daß der dunklere, hier allerdings auch größere Stein um 10 °C höhere Temperaturspitzen erreicht. Die Minimumtemperaturen sind dagegen nur wenig unterschiedlich. Die Temperaturunterschiede werden weitestgehend durch unterschiedliche Albedo verursacht. Die Verschiebung der Temperaturkurve

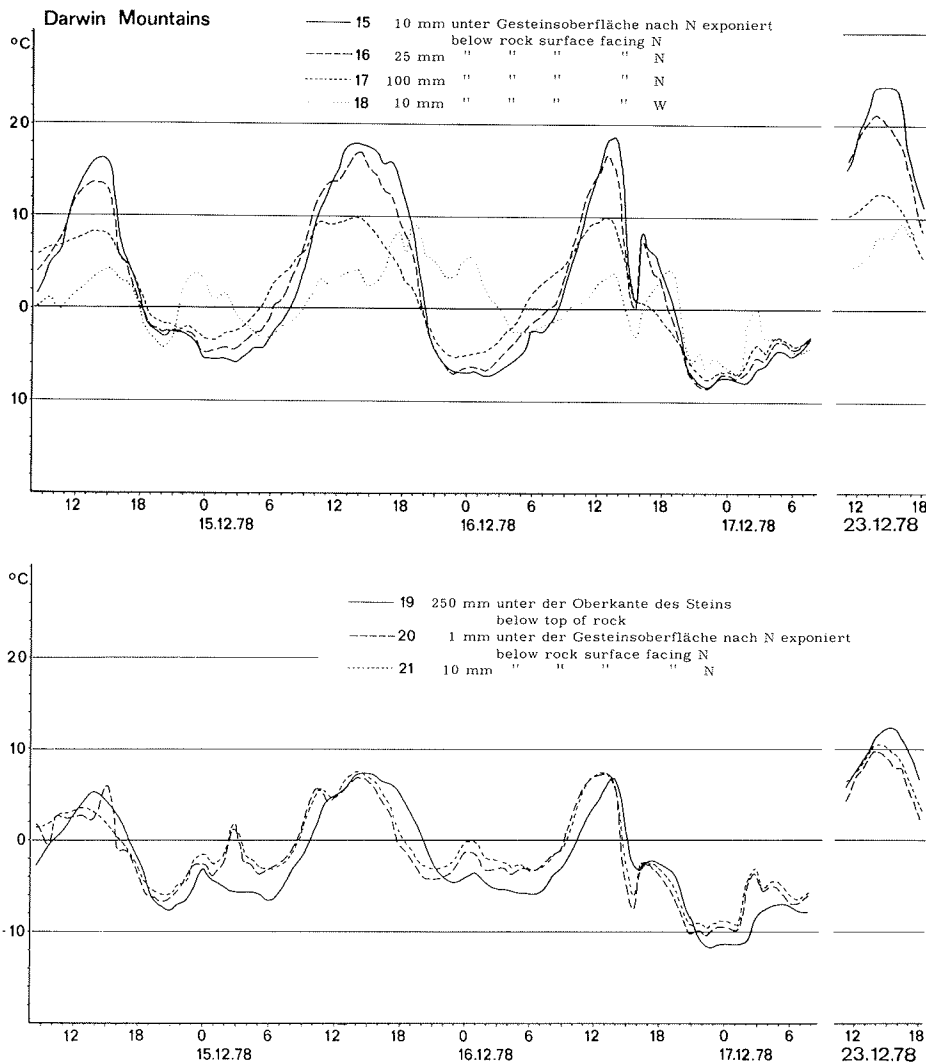


Abb. 17: Darwin Mountains: Temperaturen in einem dunkelbraunen Doleritblock (oben) und zum Vergleich in einem hellen Sandsteinblock (unten).

Fig. 17: Darwin Mountains: temperatures within a dark brown dolerite boulder (above) and for the purpose of comparison within a light sandstone boulder (below).

des Tagesganges nach oben bedeutet, daß damit für eine längere Zeit im Jahr Frostspaltung möglich wird — immer vorausgesetzt, daß die nötige Gesteinsfeuchtigkeit vorhanden ist. Beim Vergleich der hier betrachteten Gesteine muß allerdings beachtet werden, daß die Dolerite sich im Untersuchungsgebiet als sehr viel resistenter erweisen als Sandsteine. Je länger die Verwitterung fortschreiten kann, um so mehr reichern sich die Landoberflächen relativ mit dichten widerständigen Ganggesteinen an. Der Sandstein zerfällt völlig, die freierwährenden Körper werden verweht.

5. Meßstellen im hellen, grobkörnigen Granitblock (Meßfühler 32 bis 36, Abb. 18)

Der nach Norden geneigte helle Granitblock hat mit 85 cm Länge, 70 cm Breite und 40 cm Dicke ver-

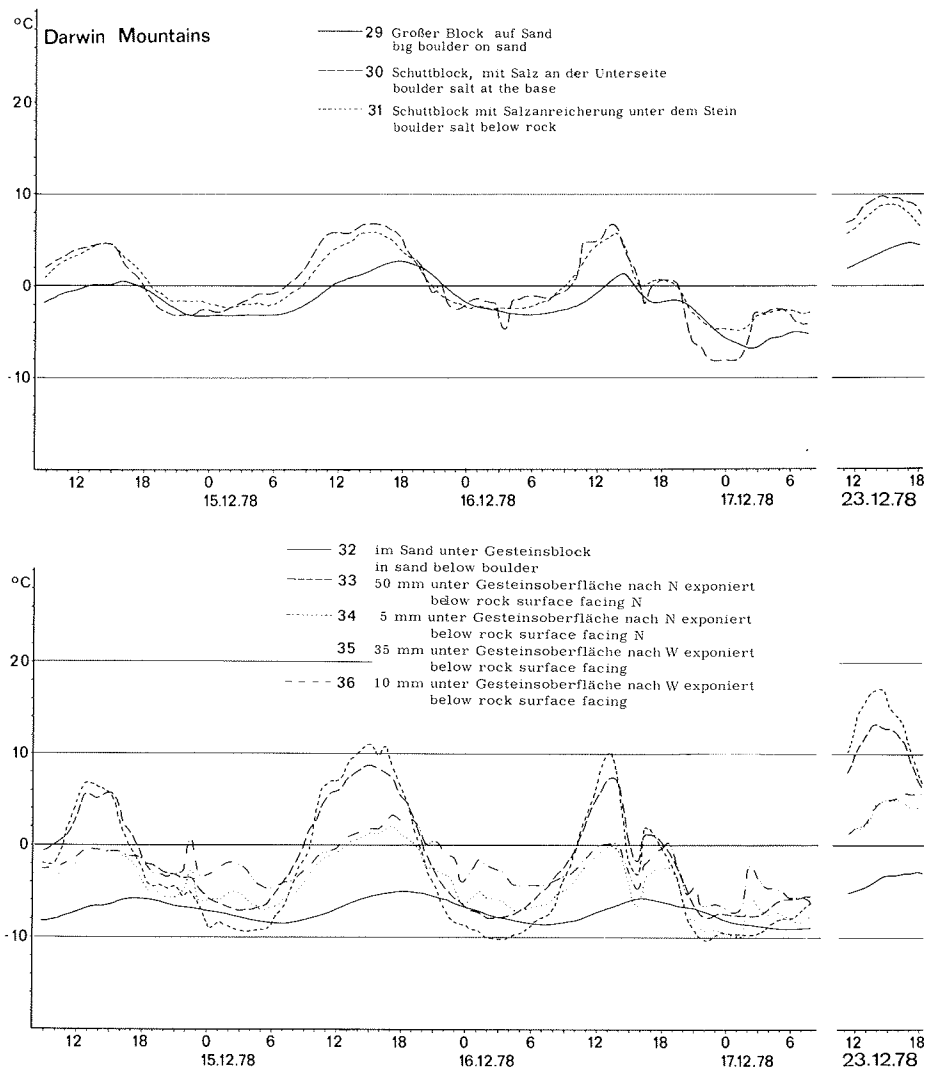


Abb. 18: Darwin Mountains: Temperaturen in Steinen mittlerer Größe (oben) und in einem hellen, grobkörnigen Granitblock (unten).

Fig. 18: Darwin Mountains: temperatures within medium sized rocks (above) and within a light, coarse grained granite boulder (below).

gleichbare Abmessungen wie der große Doleritblock (Thermistoren 15 bis 18). Bei annähernd gleicher Helligkeit, wie der Sandsteinblock (Thermistoren 19 bis 21) sie besitzt, ergeben sich trotz größerer Maße sehr ähnliche Temperaturkurven, die nur wenig über denen des Sandsteins liegen, aber deutlich unter den Kurven des dunkleren Dolerits. Der Unterschied der Temperaturspitzen im Vergleich zum dunkleren Gestein beträgt etwa 8 °C.

Auch hier sind naturgemäß die nordexponierten Gesteinspartien am wärmsten. Aber auch im Sand unter dem großen Block ist der Tagesgang der Temperatur noch klar ausgebildet (Thermistor 32), bleibt jedoch im Schatten dauernd unter der 0 °C-Marke.

6. Meßstellen in mittelgroßen Schuttstücken (Meßfühler 29 bis 32, Abb. 18)

Der relativ größere Block (Thermistor 29) hat einen Durchmesser von 40 cm und eine Dicke von 20 cm; dieser Sandstein hat eine hellbraune Farbe. Die beiden anderen Steine — dunkle Dolerite — besitzen einen Durchmesser von etwa 25 cm und eine Dicke von 8 cm (Thermistor 30) beziehungsweise 12 cm (Thermistor 31). Die beiden dunkleren Steine erreichen deutlich höhere Temperaturen und besitzen größere Salzanreicherungen als der hellere, kältere Stein.

7. Meßstellen in kleinen Schuttstücken auf Sand (Meßfühler 26 bis 28, Abb. 19)

Die beiden kleineren Schuttstücke bestehen aus Granit mittlerer Helligkeit. Der Durchmesser beträgt 3 bis 3,5 cm (Thermistor 26) beziehungsweise 4 bis 6 cm (Thermistor 27). Das dritte Schuttstück besteht aus dunklem Ganggestein und erreicht einen mittleren Durchmesser von 15 bis 20 cm. Es ist flach nach Norden geneigt (Thermistor 28).

Die Temperaturen in den sehr kleinen Schuttstücken auf der Sandoberfläche zeichnen die Veränderungen in der Einstrahlung sofort nach. Jede kurze Unterbrechung der Sonneneinstrahlung durch eine Wolke wird als steiler Abfall in der Kurve sichtbar. Da die Meßfühler etwa in der Mitte des Gesteins eingebracht waren, wird angezeigt, daß schnelle Temperaturveränderungen den gesamten Gesteinskörper erreichen. Vorgänge, die auf die Oberfläche größerer Steine beschränkt bleiben, betreffen hier den gesamten Stein: kleinere Schuttstücke verwittern daher schneller. Ihre Ecken sind zumeist schon stark abgerundet, so daß viele der kleinen Schuttstücke die Form von rauhen Schottern annehmen, ohne jemals vom fließenden Wasser weit transportiert zu sein. Viele Stücke dürften überhaupt nicht von fließendem Wasser bewegt worden sein.

8. Meßstellen in heller Sandsteinplatte und dunkler Doleritplatte (Meßfühler 22 bis 25, Abb. 19)

Beide Gesteinsplatten haben eine Dicke von 2 cm und eine Breite von 20 cm; die helle Sandsteinplatte ist 40 cm lang, die dunkle Doleritplatte 33 cm. Die Platten wurden so ausgerichtet, daß die Mittagssonnenstrahlen die Gesteinsoberfläche annähernd senkrecht trafen. Die Thermistoren wurden jeweils 0,5 cm unter der Gesteinsoberfläche beziehungsweise hinter der Platte im Sand eingebracht. Hinter den Platten wurde Sand künstlich angehäuft, um Wärmeverlust in dieser Richtung einzudämmen.

Die erreichten Temperaturen stellen in den vier Meßstellen Maximalwerte dar. Auch hier zeigt sich der Unterschied in der Spitzentemperatur auf Grund der unterschiedlichen Albedo. Die in der dunklen Doleritplatte in der Mittagszeit auftretenden Temperaturen können im Hochsommer 30 °C überschreiten. Normal ist, daß der Hitzepeak erst nach dem Sonnenhöchststand auftritt. Um Mitternacht liegen die Steinplatten im Schatten, die Temperaturen fallen bis auf etwa -10 °C ab. Auch bei auftretender Bewölkung fallen die Temperaturen rapide (16. 12. 1981).

Es ist durchaus denkbar, daß bei bestimmten günstigen Wetterbedingungen die Temperaturen örtlich noch höhere Werte erreichen können, doch ändert das nicht grundsätzlich etwas an der Tatsache, daß die im sommerlichen Tagesgang zeitweise hohen Temperaturen eine kräftige physikalische wie auch chemische Verwitterung erlauben.

Zusammenfassung

Das sommerliche Mikroklima im bodennahen Bereich wird durch die Erfassung der Temperaturen in den Gesteinen und im Boden bestimmt. Der Tagesgang der Temperaturen ist naturgemäß an klaren, strahlungsreichen Tagen besonders akzentuiert, daneben interessiert jedoch auch, über die Temperaturen bei bewölktem Himmel Informationen zu erhalten; beide Wettersituationen sind in den dargestellten Kurven enthalten. Zu Beginn der Messungen herrschte ein teilweise bewölkter Himmel, so daß die Sonne zeitweise bedeckt wurde. Einzelne Temperaturspitzen in einigen Kurven zeigen an, wenn an der entsprechenden Lokalität die Sonne zwischenzeitlich plötzlich schien.

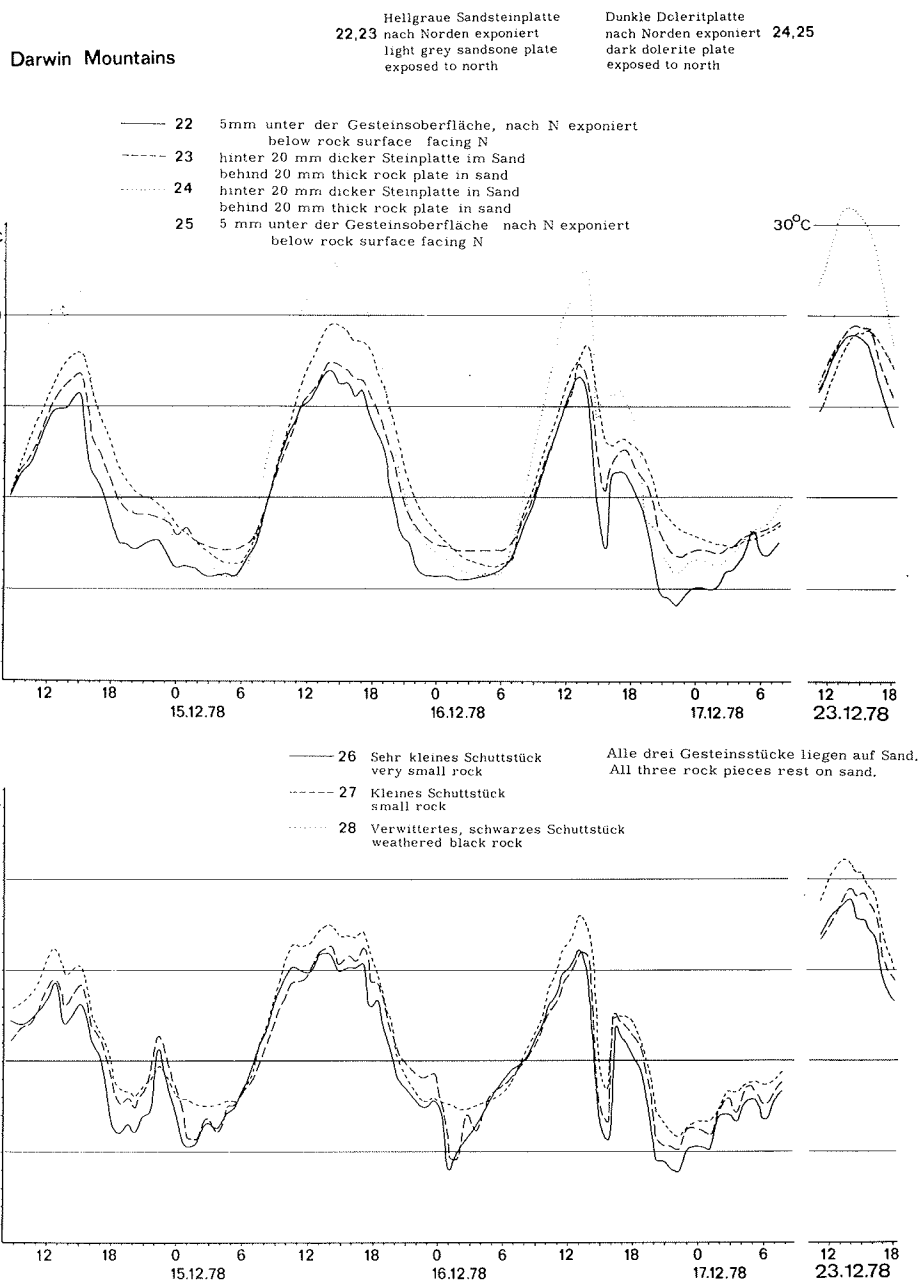


Abb. 19: Darwin Mountains: Temperaturen in sowie hinter dünnen Steinplatten unterschiedlicher Albedo (oben) und in sehr kleinen Schuttstücken (unten).

Fig. 19: Darwin Mountains: temperatures within and behind thin rock plates having a different albedo (above) and within very small rock pieces (below).

Der Übergang von klarem Himmel zu sehr schnell eintretender Bewölkung trat am 16. 12. 1978 kurz nach Mittag ein. Vor allem die Temperaturfühler, die nahe der Oberfläche postiert waren, registrierten einen

abrupten Temperaturabfall. Bei bedecktem Himmel schrumpften die Amplituden weitgehend zusammen, bleiben aber weiter erkennbar.

Im Gegensatz zum Sommer fallen die Temperaturen im Winter auf extrem tiefe Werte. Messungen aus den Darwin Mountains liegen nicht vor, doch wenn man die Wintertemperaturen aus den 350 km nördlicher gelegenen Dry Valleys vergleicht, wo an der Vanda-Station in 94 m Höhe über dem Meeresspiegel die absoluten Minima fast an minus 60°C heranreichen (THOMPSON et al. 1971), muß man annehmen, daß hier in 1 400 m Höhe diese Werte noch unterschritten werden. Die extrem tiefen Wintertemperaturen sind für einen großen Teil des Jahres vorherrschend. Die Temperaturen können im Winter innerhalb gewisser Grenzen schwanken, wenn relativ wärmere Luftmassen eindriften oder die Ausstrahlung durch Wolken abgeschwächt wird, doch bleiben sie aber auch dann weit unter 0°C.

Um ein annäherndes Gesamtbild des Mikroklimas im Sommer zu gewinnen, wurden die Temperaturen und deren schneller, dauernder Wechsel in Steinen verschiedener Größe und in diversen Expositionen zur Einstrahlung sowie im Boden in verschiedener Tiefe gemessen. Inzwischen sind derartige Temperaturmessungen in drei unterschiedlichen Gebieten der Dry Valleys und in den hier beschriebenen Darwin Mountains durchgeführt worden. Somit ergibt sich ein Bild, das nicht zufällig ist. Örtlich bedingte Modifikationen sollen hier jedoch nicht diskutiert werden.

Zusammen mit den Feuchtigkeitsmessungen wurden so die Grundvoraussetzungen der Verwitterungsbedingungen in diesem Teil der Antarktis bestimmt. Chemische Reaktionen der Verwitterung werden allein von den physikalischen Bedingungen bestimmt, nicht vom Standort auf der Erde. Es können somit auch in der Antarktis Verwitterungsprozesse ablaufen, die sehr ähnlich oder identisch sind mit den aus anderen Klimarräumen der Erde bekannten chemischen Reaktionen.

Wie gezeigt werden konnte, sind die Gesteins- und Bodentemperaturen mit ihrem dauernden Wechsel auch weitgehend die Ursache für die Salzbewegungen und damit für die Salzsprennung.

Literatur

- Brady, H. T., Leckie, M. L. & R. White (1979): Cape Spirit mirabilite beds. — *US Antarctic J.* XIV (5): 50—52.
- Denton, H. G. (1979): Glacial history of the Byrd-Darwin Glacier area, Transantarctic Mountains. — *US Antarctic J.* XIV (5): 57—58.
- Haskell, T. R., Kennett, J. P. & W. M. Prebble (1964): Basement and sedimentary geology of the Darwin area. — *Antarctic Geology, Proceedings of the 1st Int. Symp. on Antarctic Geology, Cape Town 1963*, 348—351, Amsterdam.
- Haskell, T. R., Kennett, J. P. & W. M. Prebble (1965): Geology of the Brown Hills and Darwin Mountains, Southern Victoria Land, Antarctica. — *Trans. N. Z. Royal Soc., Geology* 2 (15): 231—248.
- Jones, L. M. & G. Faure (1967): Origin of the salts in Lake Vanda, Wright Valley, Southern Victoria Land, Antarctica. — *Earth Planet. Sci.* 3: 101—106.
- Jones, L. M. & G. Faure (1978): A study of Strontium isotopes in lakes and surficial deposits of the ice-free valleys, Southern Victoria Land, Antarctica. — *Chemical Geol.* 22: 107—120, Amsterdam.
- Keys, J. R. (1979): Saline discharge at the terminus of Taylor Glacier. — *US Antarctic J.* XIV (5): 82—85.
- Miotke, F.-D. (1975): Der Karst im zentralen Kentucky bei Mammoth Cave. — *Geogr. Ges. Hannover* 1973: 1—355, Hannover (s. S. 287, 217).
- Miotke, F.-D. (1979a): Zur physikalischen Verwitterung im Taylor Valley, Victoria-Land, Antarktis. — *Polarforschung* 49 (2): 117—142.
- Miotke, F.-D. (1979b): Permafrosthänge im Yukon Tanana-Upland, Alaska. — In: Kanada und das Nordpolargebiet, Trierer Geogr. Studien, Sonderheft 2: 112—140, Trier.
- Molenaar, J. V. & J. A. Warburton (1979): Temporal variations and correlations in chemistry of snow on Ross Ice Shelf. — *US Antarctic J.* XIV (5): 72—74.
- Morikawa, H. I., Minato, I., Otsuka, J. & T. Hayashi (1975): The distribution of secondary minerals and evaporites at Lake Vanda, Victoria Land, Antarctica. — *Nat. Inst. Polar Res. (Tokyo), Memoirs, special issue* (4): 45—59.
- Newson, M. D. (1972): Merits of a Hydrological Bias to Karst Erosion Studies. — *Trans. Cave Res. Group Gt. Britain* 14 (2): 118—124.
- Nishiyama, T. & H. Kurasawa (1975): Distribution of secondary minerals from Taylor Valley. — *Dry Valley Drilling Project Bull.* (5): 120—133.
- Parker, B. C. & E. J. Zeller (1979): Nitrogenous chemical composition of antarctic ice and snow. — *US Antarctic J.* XIV (5): 80—82.
- Pitty, A. F. (1968): Calcium carbonate content of karst water in relation to flow-through time. — *Nature* 217 (5132): 939—940.
- Stuiver, M., Denton, G. H. & T. J. Hughes (1979): History of the marine ice sheet in West Antarctica during the last glaciation; a working hypothesis. — In: G. H. Denton & T. J. Hughes, eds., *The Last Great Ice Sheet*, New York.

- T a s c h , P. & E. E. A n g i n o (1968): Sulphate and carbonate salt efflorescences from the Antarctic interior. — US Antarctic J. 3 (6): 239—241.
- T h o m p s o n , D. C., B r o m l e y , A. M. & R. M. F. C r a i g (1971): Ground temperatures in an Antarctic Dry Valley. — N. Z. J. Geol. Geophys. 14 (3): 477—483.
- T o r i i , T. S., M u r a t a , Y., O s s a k a , J. & N. Y a m a g a t a (1973): On the evaporites in Miers Valley, Victoria Land, Antarctica. — US Army Cold Regions Res. Eng. Lab. Trans. (390).
- V e n n u m , W. R. (1979): Evaporite encrustations and yellow and green surficial salts from Orville Coast and eastern Ellsworth Land. — US Antarctic J. XIV (5): 22—24.
- W e l l m a n , H. W. & A. T. W i l s o n (1965): Salt weathering, a neglected geological erosive agent in coastal and arid environments. — Nature 205: 1097—1098.