

VERGLEICHENDE PERIGLAZIALMORPHOLOGIE IM WINTERREGENGEBIET DER ATACAMA

Mit 9 Abbildungen, 6 Photos und 2 Tabellen

HILMAR SCHRÖDER

Summary: Comparative periglacial geomorphology in the winter rainfall area of the Atacama

The periglacial processes in the winter rainfall area in the High Andes of Chile between Llullaillaco 24°43'S and Mt. Las Tetas 30°09'S, and resulting periglacial phenomena, are presented. The landforming processes reflect the extremely arid sub-recent and present climate. The range of periglacial landforms, the vertical distribution and association of which is described, results from the interactions of climate and bedrocks. The upper periglacial limits are the highest of the world. Due to the extreme aridity, glaciers to the north of 26°30'S and rock glaciers to the north of 27°00'S cannot form today. Therefore, their absence is not due to insufficiently low temperatures, but to lack of humidity.

Zusammenfassung: Die periglaziale Oberflächenformung und der sich daraus ergebende periglaziale Formenschatz werden im Bereich des Winterregengebietes der Hochanden in Chile vom Llullaillaco 24°43' s.Br. bis zum Cerro Las Tetas 30°09' s.Br. vorgestellt. Die Formungsprozesse spiegeln das subrezent und rezent extrem trockene Klima wider. Aus den neigungsdifferenzierten Wechselbeziehungen mit Klima und Gestein ergeben sich eine Vielzahl von Periglazialformen, deren höhenwärtige Verteilung und Vergesellschaftung beschrieben werden. Die periglazialen Höhengrenzen sind die höchsten unserer Erde. Die extreme Trockenheit führt dazu, dass sich nördlich von 26°30' s.Br. keine Gletscher und 27°00' s.Br. keine Blockgletscher mehr bilden können. Die fehlende Gletscher- und Blockgletscherbildung ist also nicht Folge der Temperaturverhältnisse, sondern Folge von nicht ausreichender Feuchtigkeit.

1 Vorbemerkungen

Nachdem vor kurzem (SCHRÖDER 1999) die vergleichende Periglazialmorphologie des Sommerregengebietes der Atacama von 18°–25° s.Br. vorgestellt worden ist, soll nunmehr der sich unmittelbar südlich anschließende Teil des Andenhauptkammes bis 31° beschrieben werden. Das nördliche Ende bildet der höchste unvergletscherte Gipfel unserer Erde, der Llullaillaco (24°43' s.Br.; 68°32' w.L.). Das südliche Ende des Arbeitsgebietes ist die Umgebung des Cerro Las Tetas (30°09' s.Br.; 69°56' w.L.). Das Gebiet ist infrastrukturell wesentlich schlechter erschlossen als das Sommerregengebiet nördlich des Llullaillaco. Insbesondere der Raum zwischen 27° und 29°30' s.Br. konnte meist nur randlich in der vorgelagerten Kette der Domeyiko befahren bzw. begangen werden. Die beträchtlichen Lücken rechtfertigen keine durchgängige Extrapolation wie dies im Sommerregengebiet möglich war. Aber auch die Abschnitte des Hauptkammes, die bessere infrastrukturelle Möglichkeiten boten, sind oft nur unmittelbar in den erwähnten Bereichen bearbeitbar gewesen. So ist zum Beispiel der Raum zwischen dem Cerro Aguas Blancas (25°42' s.Br.; 68°28' w.L.) und dem Cerro Colorados (26°10' s.Br.; 68°23' w.L.) unbekannt. Trotz der vorhandenen Lücken lassen sich erste Verallgemeinerungen über die

räumliche Variabilität des Periglazials durchführen die im Folgenden vorgestellt werden sollen.

2 Ziele der Untersuchungen

Die Arbeiten im Sommerregengebiet zeigten, dass sich äquatorwärts mit zunehmender Feuchte nicht nur die Höhengrenzen des Periglazials deutlich einengten, so nimmt die Mächtigkeit der periglazialen Höhenstufe, in der frostgebundene Prozesse die Oberflächenformung dominieren, vom Llullaillaco (24°43' s.Br.) mit mindestens 2200 m bis zum Parinacota (18°10' s.Br.) auf rund 900 m beachtlich ab, sondern dass auch die periglazialen Formungsprozesse einem markanten Wandel unterliegen (SCHRÖDER u. SCHMIDT 1997; SCHRÖDER u. MAKKI 1998; SCHRÖDER 1999). So dominieren im Bereich der ariden Diagonale am Llullaillaco die Glatthangbildung, Kryoplanationsprozesse und die freie Solifluktion. Alles dies sind Erscheinungsformen deren Genese wesentlich auf einen retardierten Oberflächenabfluss, hier begleitet durch verstärkte Sublimation von Eis und Schnee, zurückzuführen ist. Mit zunehmender Feuchtigkeit, die fast ausschließlich während der wärmeren Jahreszeit kurz nach dem Sonnenhöchststand im Januar bis März zur Verfügung steht, und infolge stattfindender Schmelzprozesse zu Ober-

flächen- oder oberflächennahen Abfluss über der Permafrostfront führt, kommt es zur Blockgletscherbildung und zur Dominanz von gehemmter und/oder gebundener Solifluktion, unabhängig davon bleibt die Glatthangbildung weiterhin die flächenhaft bedeutendste Oberflächenformung (BOLCH u. SCHRÖDER 2001). Diese Variabilität der periglazialen Formenschatzes ist u. a. von BARTELD (1997) in der bolivianischen Ostkordillere bestätigt worden. Die zunehmende Feuchtigkeit führt zwar zu einem Absinken der rezenten Schneegrenze, jedoch in Folge der Wärme nicht gleichzeitig zu einem Absinken der Untergrenze des Periglazials.

Südlich des Lullailaco setzt auf der chilenischen Seite des Andenhauptkammes das Winterregengebiet in der Atacama ein (Abb. 1). Hier fällt der weitaus größte Teil der Niederschläge während der kalten Jahreszeit und damit in den höheren Lagen als Schnee (Tab. 1). Die Sublimation ist im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes noch erheblich, dürfte aber durch den Vergleich der Strahlungsuntersuchungen von SCHMIDT (1999) und SCHRÖTT (1994; 1998) etwa ab 27° bis 28° s.Br. deutlich zurückgehen. Die aride Diagonale erreicht nach RICHTER u. SCHRÖDER (1998) im Bereich des Lullailaco den Andenhauptkamm; quert ihn aber nicht unmittelbar sondern verläuft mehrere Breitengrade im recht spitzen Winkel (Abb. 1). Dies hat zur Folge, dass im Gegensatz zur chilenischen Seite auf der argentinischen Seite noch der Sommerregen dominiert. Daher sind die von GARLEFF u. STINGL (1985) durchgeführten Untersuchungen zum Periglazial der argentinischen Anden nicht unmittelbar vergleichbar. Ziel der Untersuchung ist es zu klären, welche Gemeinsamkeiten und welche Unterschiede bestehen in der periglazialen Morphodynamik zwischen dem Sommerregen- und Winterregengebiet, wie ist die räumliche Variabilität des Formenschatzes und wie verändern sich die entsprechenden Höhengrenzen.

3 Das Klima im Untersuchungsgebiet

Die aride Diagonale Südamerikas ist nach RICHTER (1996) dadurch gekennzeichnet, dass an ihr jeweils zu 50% Sommer- und Winterregen fallen, wobei mit Annäherung die absoluten Niederschlagsmengen deutlich zurückgehen (ENDLICHER 1983), ihre Episodizität aber zunimmt (RICHTER, SCHMIDT u. WILKE 1993). Obwohl die genannten Fakten weitestgehend unstrittig sind, bleibt eine flächendeckende Einschätzung der Niederschlagsverhältnisse unbefriedigend, da insbesondere bis auf die unzuverlässige Station Monturaqui (vgl. Tab. 1) keinerlei Daten aus dem Andenhaupt-



Abb. 1: Der Große und Kleine Norden Chiles zwischen 22° und 30° s.Br.

Chile's Great and Little North between 22° and 30°S.

kamm selbst vorliegen. Allgemein kann gesagt werden, dass trotz abnehmender Höhen in Richtung Südwesten die Niederschlagssummen deutlich zunehmen und dass in dieser Richtung der Anteil an Sommerregen stark zurückgeht. Im Bereich der ariden Diagonale rechnet VUILLE (1996) in Höhen von über 4000 m mit etwa 200 mm Jahresniederschlag. Bei 30° s.Br. dürften sich die Niederschläge verdoppelt bis verdreifacht haben, dies obwohl im langjährigen Mittel an der Küstenstation La Serena nur 118,5 mm und in der Tal-lage bei Vicuña nur 134,1 mm fallen.

Neben den Niederschlägen ist für die periglaziale Formung der Bodentemperaturverlauf in den oberen

Tabelle 1: Niederschlagssummen ausgewählter Klimastationen im Winterregengebiet der Atacama

Annual precipitation of some climatic stations in the winter rainfall district of the Atacama							
Station	Geogr. Breite (°S)	Geogr. Länge (°W)	Höhe (m ü. Meer)	Jahressumme (mm)	Winterniederschlag (%)	Daten von	Daten bis
Antofagasta	23,68	70.42	50	4,4	86	1978	1993
Monturaqui	24,33	68.43	3550	58,4	0	1974	1979
Portrerillos	25,51	69.45	2850	61,8	84	1919	1945
Vegas de Chañaral	28,68	69.67	2115	43,1	79	1984	1994
Caldera	27,05	70.85	370	26,9	85	1931	1960
Pastos Grandes	27,11	69.55	2000	37,8	73	1979	1993
Jorquera en Guardia	27,72	69.56	2500	63,4	83	1979	1993
Los Loros	27,85	70.08	950	42,1	80	1934	1969
Embalse Lautaro	27,97	70.01	1100	82,7	76	1991	1993
Vallenar	28,57	70.73	300	63,8	95	1911	1948
La Serena	29,91	71.26	50	118,5	93	1916	1945
Vicuña	30,03	70.82	350	134,1	95	1918	1962

ca. 50 cm von entscheidender Bedeutung. Hierzu liegen stellvertretend im Winterregengebiet von SCHROTT (1994), in der ariden Diagonale von SCHRÖDER u. SCHMIDT (1997), SCHMIDT (1999) und im Sommerregengebiet von BOLCH u. SCHRÖDER (2001) umfangreiche Untersuchungen vor. Auffällig ist, dass von Norden her die Zahl der Frostwechseltage bis zur ariden Diagonale in der Vergleichshöhe von 4200 m zunehmen, dann nach Süden hin, die frostfreien Tage abnehmen und die Anzahl der Eistage sich erhöht. Zusammen mit der Zunahme der Niederschläge bedeutet dies, dass bei stark niederschlagsexponierten Positionen, wie z. B. in der Cordillera Domeyko, die Untergrenze der Periglazialzone in Form der freien bzw. gehemmten Solifluktion ca. 400 bis 700 m unter der Untergrenze der Periglazialzone im Andenhauptkamm liegt (vgl. auch Kap. 7 und 8). Aus dem Gesagten geht hervor, dass die Temperaturverhältnisse für intensive periglaziale Formungsprozesse zwar ideal sind, aber der Mangel an Wasser mindestens bis 27° s.Br. alle frostgebundenen Prozesse in ihrer Wirkung

sehr stark mindert (retardierte Formung). Die tägliche Frosteindringtiefe unterscheidet sich zwischen Sommerregen- und Winterregengebiet grundsätzlich. Im Sommerregengebiet ist sie in der Vergleichshöhe von 4200 m während der warmen Jahreszeit auf die oberen Zentimeter beschränkt (BOLCH u. SCHRÖDER 2001); am Llullaillaco beträgt sie ca. 10 cm und bei 27° s.Br. am San Francisco ca. 20 cm (SCHRÖDER 1996; SCHRÖDER u. SCHMIDT 1997).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass sich die klimatischen Bedingungen für die periglaziale Oberflächenformung ab etwa 27° s.Br., insbesondere aufgrund der zunehmenden Niederschläge während der kalten Jahreszeit, deutlich verbessern.

4 Methodik

Zwischen Llullaillaco (24°43' s.Br., 69°08' w.L.) und dem Cerro Las Tetras (30°09' s.Br., 69°56' w.L.) wurden insgesamt 8 Gipfel befahren, begangen, catenale oder

Tabelle 2: Wesentliche Gipfel zwischen 24° s.Br. und 31° s.Br. im Andenhauptkamm und die Methoden ihrer Erfassung

Important summits between 24°S and 31°S in the main crest line of the Andes and the methods of their mapping							
Station	Geogr. Breite (°S)	Geogr. Länge (°W)	Höhe (m ü. Meer)	Luftbild- interpretation	Befahrung des Hangfußes	catenale Begehung	flächendeckende Kartierung
Volcan Llullaillaco	24.43	68.32	6739	X			X
Volcan Azufre	25.11	68.31	5697		X		
Cerro Aguas Blancas	25.42	68.28	5761		X		
Cerro Colorados	26.11	68.23	6080	X			X
Cerro Nevado	26.29	68.35	6127			X	
Cerro Ermitaño	26.47	68.36	6146	X			X
Cerro Tortolas	29.56	69.51	6160		X		
Cerro Las Tetras	30.09	69.56	5296	X		X	

flächendeckend kartiert (Tab. 2). Da größere Gebiete infrastrukturell nicht oder nur unzureichend erschlossen sind, musste die Auswahl der einzubeziehenden Gipfel im wesentlichen nach logistischen Gesichtspunkten erfolgen, wobei ein Schwerpunkt auf den Bereich im unmittelbaren Kontakt zur ariden Diagonale gelegt wurde. Mit dem Lullaillaco (Übergangsgebiet zum Sommerregen), dem Cerro Colorados (Kernbereich der ariden Diagonale) und dem Cerro Ermitaño (Übergangsgebiet zum Winterregen) konnten auch drei Gipfel kartiert werden, die die Variabilität des Periglazials repräsentieren. Andere abgelegene, wie z. B. der Vulkan Azufre konnten nur bis zum Hangfuß befahren werden. Sie wurden dann nur mit Fernglas besichtigt.

Auf den kartierten Gipfeln wurden zusätzlich Grabungen und Bohrungen mit dem Eijkelkamp-Bohrset für heterogene Böden angelegt, um Informationen über die Tiefenlage des kompakten Bodeneises zu erhalten.

Die geomorphologische Kartierung wurde nach der Legende der GMK-Hochgebirge von KNEISEL et al. (1998) durchgeführt. Dabei zeigte sich, dass unter voll-ariden Bedingungen in der Legende Signaturen zu verändern sind, um die Lesbarkeit der Karten zu garantieren. Die flächenhafte Dominanz der Glatthänge im Bereich der ariden Diagonale zwang so z. B. zum Unterlegen mit einem mittleren Grauton und der Kennzeichnung der Falllinienrichtung.

5 Vergleichende Glazial- und Periglazialmorphologie des Vulkan Lullaillaco, des Cerro Colorados und des Cerro Ermitaño

Während der Lullaillaco als sehr hoher, isoliert stehender Einzelgipfel durch einen individuellen Merriam-Effekt (RICHTER u. SCHRÖDER 1998) gekennzeichnet ist, liegen der Cerro Colorados und der Cerro Ermitaño in einer Kette, die sie nur unwesentlich überragen. Es ist also zu erwarten, dass bei Letzteren die ohnehin nur sehr geringe Feuchtigkeit noch dadurch reduziert wird, dass etwa gleich hohe Gipfel als Wasserdampfsperre fungieren, wie dies WEISCHET (1988) für den gesamten Andenhauptkamm formulierte. Trotzdem bestehen in der Feuchtigkeitsversorgung zwischen dem Cerro Colorados und dem Cerro Ermitaño noch erwähnenswerte Unterschiede. Während der Cerro Colorados sich im Zentrum des Andenhauptkammes befindet und damit wohl von allen Seiten von der Feuchtigkeitszufuhr abgeschirmt ist, liegt der Cerro Ermitaño westlich des Hauptkammes. Westlich und südwestlich von ihm liegen keine vergleichbar hohen Gipfel mehr. Da die Hauptfeuchtigkeitszufuhr von

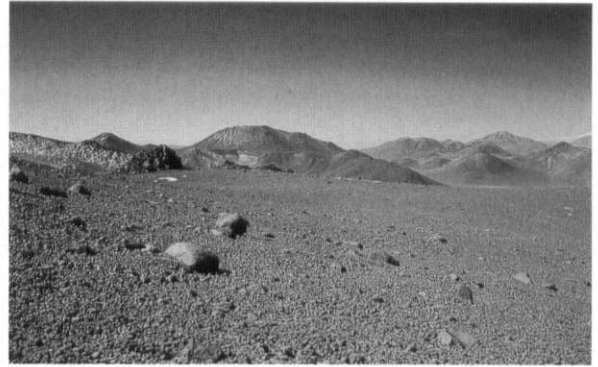


Photo 1: Kryoplanation unterhalb des Murenwalles auf dem Südsattel des Lullaillaco

Cryoplanation below the avalanche ridge at the saddle in the south of the Lullaillaco

Südwesten her erfolgt, dürfte der Einfluss des Massivs um den Ojos del Salado, welches sich südöstlich befindet, nur unwesentlich sein. Es ist also zu erwarten, dass sowohl der Lullaillaco (Merriam-Effekt und Sommerregen) als auch der Cerro Ermitaño (Hauptströmungsrichtung und Winterregen) deutlich besser feuchtigkeitsversorgt sind, als der Cerro Colorados.

Relativ gut vergleichbar sind die petrographischen und lithologischen Bedingungen der Vulkankegel. Alle befinden sich auf einer ca. 4000 m ü. M. hohen Ignimbritdecke, die von überwiegend alt- und mittelpleistozänen Daziten und Andesiten mit dominierenden mafischen Mineralien um 1000–1700 m überragt werden. Nur der Lullaillaco hatte 41000 Jahre und 5600 Jahre vor heute noch bedeutende Ausbruchphasen, deren Alter mittels kosmogenem Helium nachgewiesen ist (SCHRÖDER u. MAKKI 1998). Da die Überdeckung des Vulkankegels des Lullaillaco mit diesen jungen Vulkaniten jedoch nur etwa $\frac{1}{6}$ der Fläche beträgt, ist für eine vergleichende Glazial- und Periglazialmorphologie in den älteren Vulkaniten durchaus eine ausreichende Datenbasis vorhanden.

JENNY u. KAMMER (1996) gehen bei allen drei Gipfeln von pleistozänen Vergletscherungen aus, die derart mächtig waren, dass Exarationen zu mehreren Moränenständen geführt haben. Dies ist aber nur eine Möglichkeit der Interpretation des vorhandenen geomorphologischen Formenschatzes. Wohl unstrittig ist, dass während des Pleistozäns am Lullaillaco der Eis-aufbau kalte Gletscher schuf, die am Nordwesthang zur Bildung von Breitböden im Sinne von LEHMKUHL (1991/92) führten. Sie sind immer ein Indiz für sehr aride Bedingungen in extrem kaltem Milieu. Aufgrund der fehlenden oder nur geringen Exarationsfähigkeit müssen Breitbodengletscher, wie rezente Beispiele aus Zentralasien zeigen, nicht zwangsläufig Moränen bil-

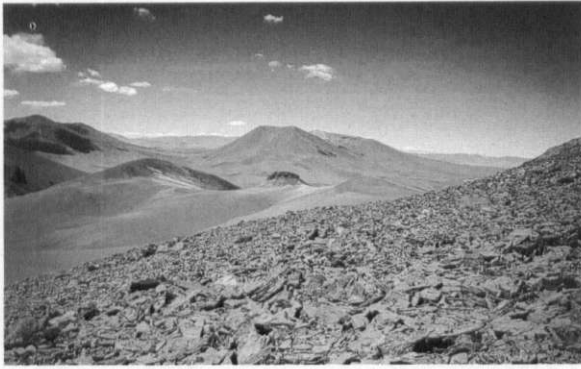


Photo 2: Frostschuttfläche oberhalb der Murenwalle auf dem Südhang des Lullailaco

Frost scree ground above the avalanche ridge at the slope in the south of the Lullailaco

den. Noch problematischer ist die Interpretation wallartiger Vollformen am Südsattel des Lullailaco. Unterhalb der wesentlichsten wallartigen Vollform in 4900 m ü. M. haben wir es mit einer weitestgehend abgeschlossenen Einregelung der Hauptachsen der Gesteinsbruchstücke durch Kryoplanation zu tun (Photo 1), wogegen oberhalb nur eine ansatzweise Einregelung nachzuweisen ist (Photo 2). Auf der argentinischen Seite unter vergleichbaren Strahlungs- und Feuchtigkeitsbedingungen (SCHRÖDER u. SCHMIDT 1997; SCHMIDT 1999) geht die fast vollständige Hauptachseneinregelung bis weit über 5000 m ü. M. Warum sollte der gleichexponierte Hang westlich der Lullailaco-II-Lava eine intensive Vergletscherung getragen haben und östlich nicht? Besteht nicht durchaus die Möglichkeit, dass bei einem Vulkanausbruch der Permafrost taute und damit viele oberflächennahe Substrate ihre Konsistenz änderten, was zu Murenabgängen führte? Auf der argentinischen Seite überfloss die Lullailaco-II-Lava den Permafrostbereich, wobei der zwar auftaute, aber aufgrund der überlagernden Lava bildeten sich keine Muren. Ganz anders auf der chilenischen Seite. Die Lava überfloss den Bereich des Permafrostes nur in einem schmalen Streifen vor 5600 Jahren. Ihre Eigenwärme und die geothermische Aufheizung des gesamten Vulkans während des Ausbruches dürften zum Schmelzen des Bodeneises geführt haben und die kurzfristige Wasserübersättigung zog in Steillagen eventuell gekoppelt mit ausbruchsbedingten Erschütterungen Murenabgänge nach sich. Auch sind die wallartigen Rücken Übergangslos mit dem darüber liegenden Hang verbunden, was eher für murenale als für moränenartige Ablagerungen spricht.

Verfolgt man den Wandel des geomorphologischen Formenschatzes weiter nach Süden, so ist auffallend, dass die schon bei 19°45' s.Br. am Sillajhuay flächen-

haft am weitesten verbreitete Reliefform, der Glatthang (BOLCH u. SCHRÖDER 2001), zur einzig dominierenden wird und am Cerro Colorados die Glatthangbildung fast ubiquitär ist (Abb. 2). Die Tiefenlinien sind überwiegend mulden- oder flachmuldenartig. Ausnahmen bilden nur Hörtlinge, bei denen die Tendenz zur kastenförmigen Ausprägung geht. Kerbartige Tiefenlinien sind nur an Hängen mit einem Strahlungsdefizit vorhanden. Ihre grundlegende Formung erhielten sie wahrscheinlich im Pleistozän, wo sie als Abflussbahnen größerer zusammenhängender Firnflächen fungierten. Eine Tendenz zur Breitbodenbildung, wie sie am Lullailaco noch beobachtet werden kann, besteht nicht. Dass insgesamt sehr wenig Wasser zur periglazialen Formung zur Verfügung steht, ist auch dadurch ersichtlich, dass unterhalb 4800 m ü. M. die Glatthangbildung diffus in die Kryoplanation übergeht, der Blockstau und die freie Solifluktion nur selten Stufen von mehr als 3–4 dm bilden. Meist talbegleitende wallartige Bildungen sind dagegen ein deutlicher Hinweis auf ehemals feuchtere periglaziale Bildungsbedingungen. Solifluktionsloben mit Höhenunterschieden von deutlich mehr als einem Meter sind von BOLCH u. SCHRÖDER (2001) im Sommerregengebiet beschrieben worden. An Stellen höherer Durchfeuchtung bildet sich Frostschutt mit dominierenden Längsachsen und sehr kurzen Tiefenachsen. Dies ist überwiegend im Einflussbereich periodischer oder perennierender Firnflecken der Fall. Bei nicht ausreichender Feuchtigkeit bilden sich Vergrusungsflächen. Diese treten nur in der Nähe der ariden Diagonale auf. Bei geringerer Scharfkantigkeit nähern sich die drei Achsen an. Die Wasserscheiden sind außerordentlich abgeflacht (Photo 3).

Nur 0°36' weiter südlich und 0°13' weiter westlich vom Cerro Colorados liegt der Cerro Ermitaño. Trotz vergleichbarer Höhe trägt er wesentlich größere und geschlossenere Firnfelder. Die maximale Mächtigkeit des Firneises beträgt ca. 4 m. In weiten Teilen ist es in Penitentes aufgelöst, die ein Hinweis auf stationäres Eis sind. Nach JENNY u. KAMMER (1996) ist das Eis des größten zusammenhängenden Firnfeldes auf dem Südhang vom Hauptgipfel aus beweglich. Nicht nur die Eisverhältnisse sondern auch das Periglazial zeigt Indizien für deutlich feuchtere Verhältnisse als am Cerro Colorados. Obwohl der Glatthang auch hier noch die mit Abstand am weitesten verbreitete Reliefform ist, treten im Kammlinienbereich überwiegend Frostschuttflächen und nur im Lee der Hauptfeuchtigkeitszufuhrrichtung vereinzelt Vergrusungsflächen auf (Abb. 3). Auch die Formung in den Tiefenlinien tendiert stärker zur Verkerbung. Wesentlich öfter sind Streifen- und Frostmusterböden anzutreffen und Tafonisierung tritt als Mikroform weitverbreitet und als

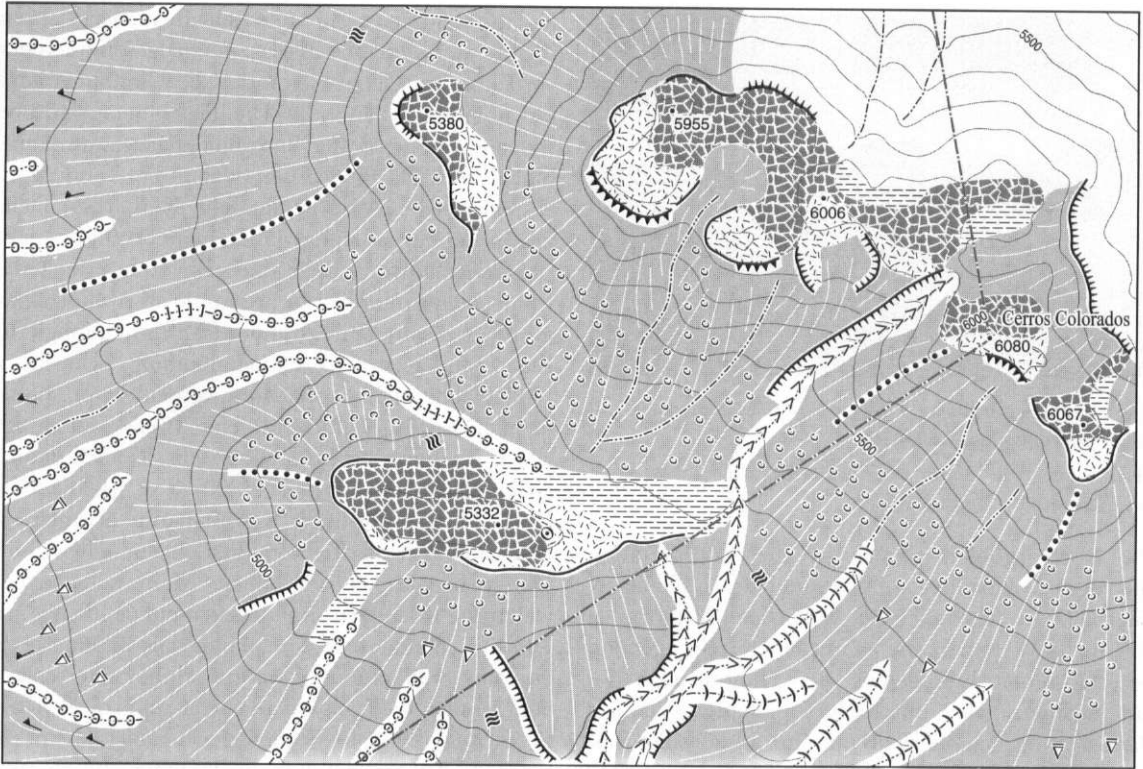


Abb. 2: Geomorphologische Karte des Cerro Colorado
Geomorphological map of Mt. Colorado

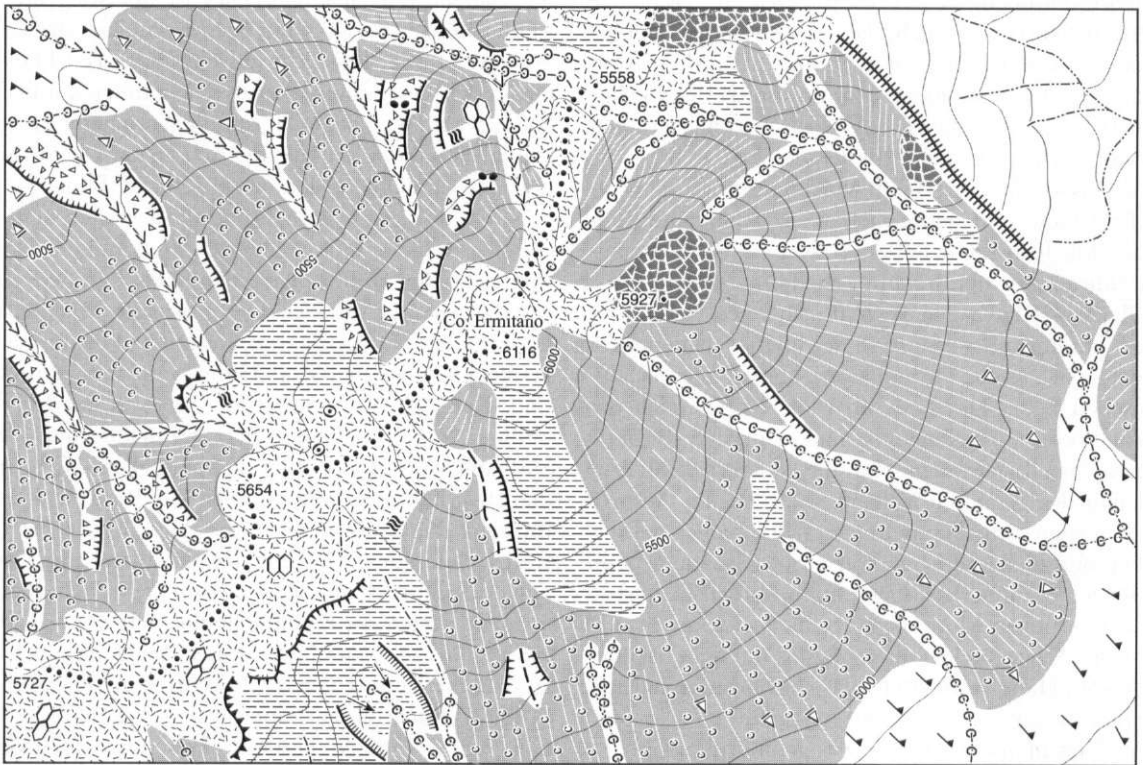


Abb. 3: Geomorphologische Karte des Cerro Ermitaño
Geomorphological map of Mt. Ermitaño

Wölbungen

— konvex

- - - konkav

Kanten, Geländestufen, Wasserscheiden

▄ Kante

▄▄▄▄ Grat

••••• Wasserscheide

Talformen

>>>> Kerbtal

>>>> Kerbtal asymmetrisch

| | | | Kastental

o o o o Muldental

))) Flachmuldental

- - - Tiefenlinie

Oberflächen autochthoner Formung

▒ Lava (Rocas)

▒ Blocklava

▒ Frostschuttfläche

▒ Vergrusungsfläche

▒ Firneis, Büßerschnee

○ Felsdome

●● Tafoni

Periglazialer Formenschatz

o o freie Solifluktion

o o gehemmte Solifluktion

o o gebundene Solifluktion

◁ Blockstau

→ Kryoplanation

Kryoturbation

≈ Streifenböden

○ Polygonböden

▒ Glatthang

▒ Frostkliff

▒ Blockgletscher

Fluviale Formen

- - - Spülrinnen

Glazigener Formenschatz

▒ Moränen mit maximaler Randlage

▒ Breitboden

Massenbewegungen

▒ Blockschutt

▒ Hangschutt

0 250 m

H. Schröder 2000

Legende zu Abb. 2 und Abb. 3

Mesoform im Dezimeterbereich vereinzelt am Nordwestabhang auf (Photo 4). Demgegenüber konnten keine markanten Unterschiede zum Cerro Colorados bei der freien Solifluktion, dem Blockstau und bei der Kryoplanation festgestellt werden. Die Fußstufe ist offensichtlich noch recht trocken.

Unmittelbar südlich und südöstlich des Cerro Ermitaño befinden sich die Massive des Tres Cruces und des Ojos del Salado. Sie überragen alle anderen Gipfel um mehrere Hundert Meter und fungieren als wichtigste Wasserdampfsperre für den nördlich von ihnen gelegenen Bereich und sind die Grenze zum eigentlichen Winterregengebiet. Sie sind rezent vergletschert und tragen eine Vielzahl von pleistozänen Exarations- und Akkumulationsformen.

6 Die Lage der Gleichgewichtslinien

Betrachtet man den gesamten Verlauf der Gleichgewichtslinien im Untersuchungsgebiet (Abb. 4), so fällt auf, dass man von Norden nach Süden eine deutlich konvergierende Tendenz vorfindet. Während die 0°C-Isotherme nur ganz allmählich abfällt, steigen alle hygrisch bedingten Gleichgewichtslinien von Lullailaco aus zumindest bis zum Cerro Colorados noch leicht an, um dann südlich des Cerro Ermitaño um so stärker zu fallen.

Vergleicht man die 0°C-Isotherme mit der rezenten Gletscherschneegrenze, erkennt man im Bereich der ariden Diagonale einen Unterschied von über 2500 m. Dies dürfte wohl ein Maximum für die gesamte Erde



Photo 3: Denudationswasserscheide am Cerro Colorados
Watershed of denudation at the Mt. Colorados

darstellen. Aufgrund der enormen Kälte und der für derartige Höhen außergewöhnlichen Trockenheit in über 6000 m ist auch die Distanz zwischen rezenter Schneegrenze und der Untergrenze geschlossener Firnfelder fast 1000 m. In diesem Höhenintervall wird Büßersnee (Penitentes) im Sinne von TROLL (1942) gebildet. Je mächtiger die Höhenstufe ist, um so intensiver läuft der Prozess der Penitentierung ab, d. h. um so höher ist der Anteil an selektiver freier Ablation (MARCINEK 1984). In Folge der südlich der Cerro Ermitaño recht abrupt zunehmenden Feuchtigkeit nähern sich beide Gleichgewichtslinien bei $27^{\circ}30'$ s.Br. bis auf 200–300 m an.

In Bereich der ariden Diagonale verlaufen die Gleichgewichtslinien der pleistozänen Schneegrenzabsenkung oberhalb der heutigen Untergrenze der geschlossenen Firneisfelder. Erst etwa ab $26^{\circ}30'$ s.Br. kehren die Verhältnisse sich um. Dies ist ein Hinweis auf feuchtere Verhältnisse während des Pleistozäns



Photo 4: Tafoni am Nordwesthang des Cerro Ermitaño in 5850 m ü. M.

Tafoni at the northwest slope of the Mt. Ermitaño in 5850 m a.s.l.

südlich dieser Grenze. Diese Beobachtungen stimmen auch mit der Annahme einer langzeitlichen Trockenheit im Zentrum der Hochatacama und der relativen Lagestabilität der ariden Diagonale von VEIT (2000) überein.

Gleichlautend mit der Erkenntnis im Sommerregengebiet (SCHRÖDER 1999) kann formuliert werden, dass die aride Diagonale während längerer Zeiten im Pleistozän wesentlich trockener gewesen sein muss als das Winterregengebiet südlich von 27° s.Br. Oder anders gesagt: Die zunehmende Feuchtigkeit wirkte sich intensiv nur bis zum Massiv Tres Cruces aus.

7 Geomorphologische Prozessbereiche

Der Verlauf der rezenten Gleichgewichtslinien determiniert die Lage und Ausprägung geomorphologischer Prozessbereiche. Nördlich des Cerro Ermitaño existieren keine Gletscher. Die Firnflächen mit z. T. beträchtlichen Ausmaßen, wie am Llullaillaco, unterliegen der selektiven freien Ablation. Ab 27° s.Br. treten dann auf den Südhängen Vergletscherungen auf, deren plastische Eigenbewegungen nicht ausschließlich durch den Auflastdruck verursacht werden, sondern insofern sie nicht festgefroren sind, wie z. T. am Massiv Tres Cruces, hangneigungsbedingt gravitatives Gleiten die Bewegungsart dominiert. Erst ab 29° s.Br. reicht in 6000 m Höhe die Feuchtigkeit aus, um Gletscherbewegungen zu ermöglichen, die durch plastische Eigenbewegungen infolge des Auflastdruckes determiniert sind. Die Mächtigkeit der Frostschuttlzone verringert sich von Norden nach Süden, wobei expositionsbedingt durch den Strahlungshaushalt beträchtliche Unterschiede auftreten (Abb. 5). Obwohl nach Süden hin abnehmend, bleibt im gesamten Untersuchungsgebiet die fehlende Feuchtigkeit der limitierende Faktor für die Ausprägung des Periglazials. Dies wird an zwei Merkmalen des Solifluktionsbereiches deutlich. Erstens kommt im Andenhauptkamm außerhalb von Nassstellen bis $28^{\circ}30'$ s.Br. die gebundene Solifluktion nicht vor und zweitens beträgt der Höhenunterschied in der Untergrenze der Solifluktion zwischen Andenhauptkamm und der Domeyko 500–700 m bei sehr ähnlichen Temperaturverhältnissen in gleicher Höhenlage. Da die Stellen der tiefsten solifluidalen Massenbewegungen in der Domeyko (Abb. 6) ausschließlich südwestexponiert sind, ist dies ein deutlicher Hinweis auf Luvlagen gegenüber der Haupttrichtung der Feuchtigkeitszufuhr. Der Bereich der freien Solifluktion beträgt am Llullaillaco noch insgesamt 1400 m. Er engt sich bis 30° s.Br. auf etwa 350 m ein, dabei tendiert der Bereich, in dem Strukturböden optimal aus-

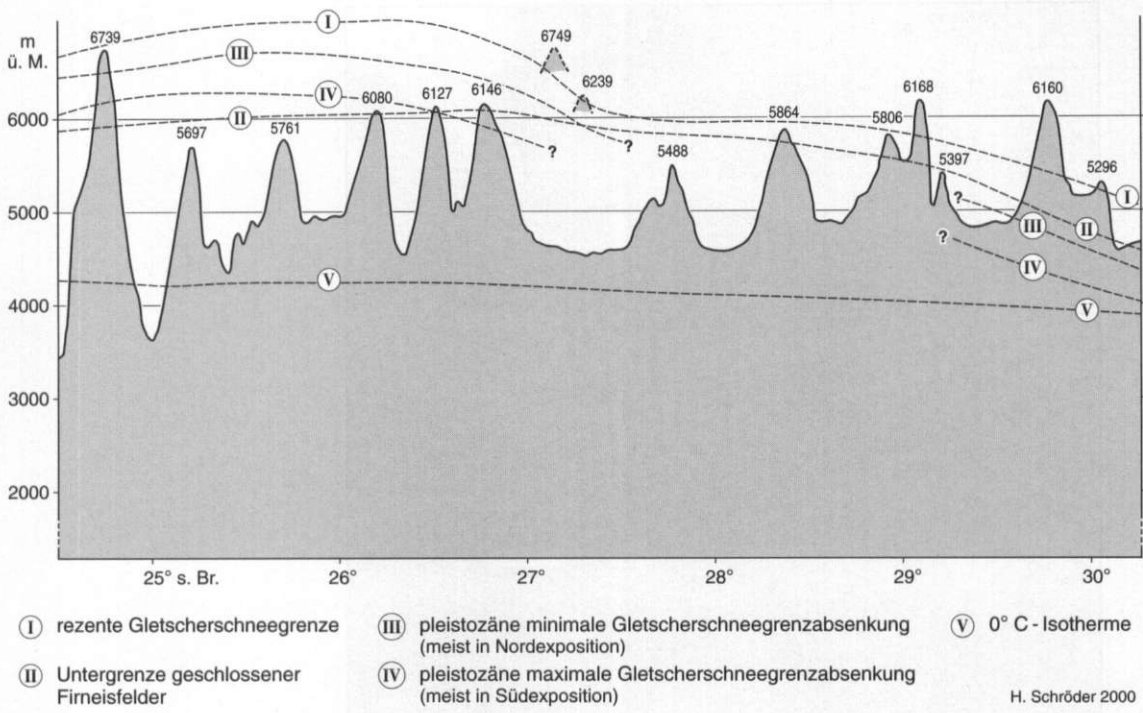


Abb. 4: Verschiedene Gleichgewichtslinien und die 0°C-Isotherme zwischen 24° und 31° s. Br.
 Several snowlines and the annual 0°C-Isotherm between 24° and 31°S

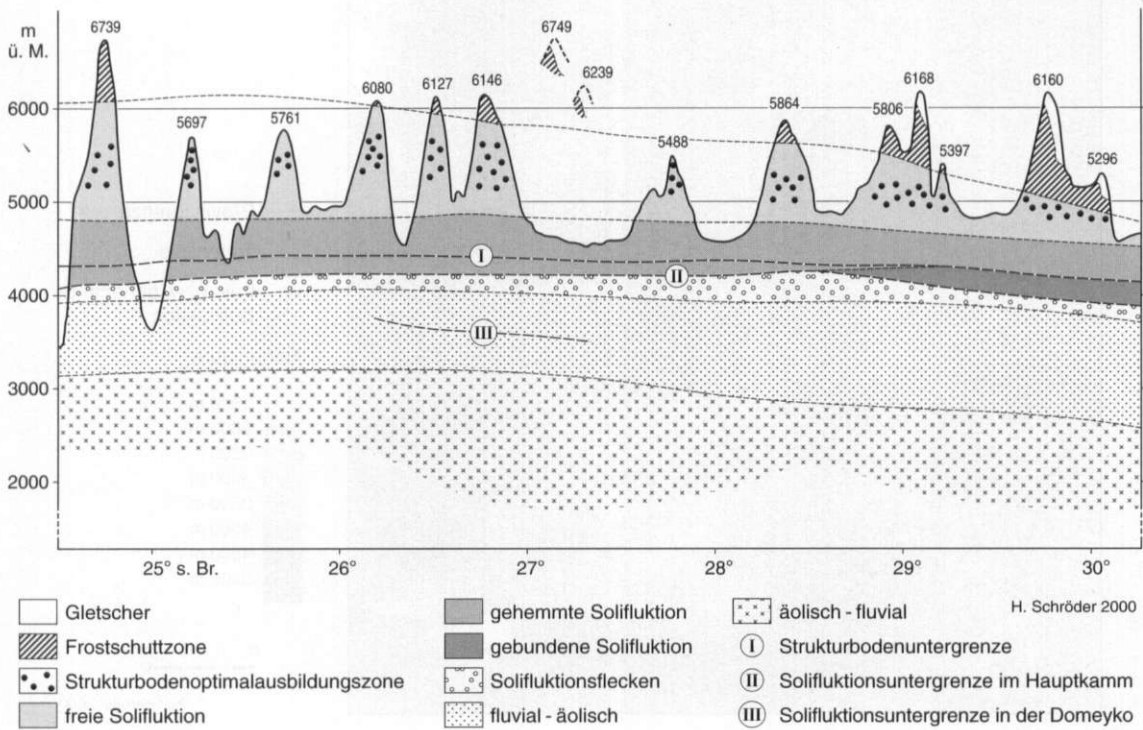


Abb. 5: Geomorphologische Prozessbereiche
 Geomorphological process districts

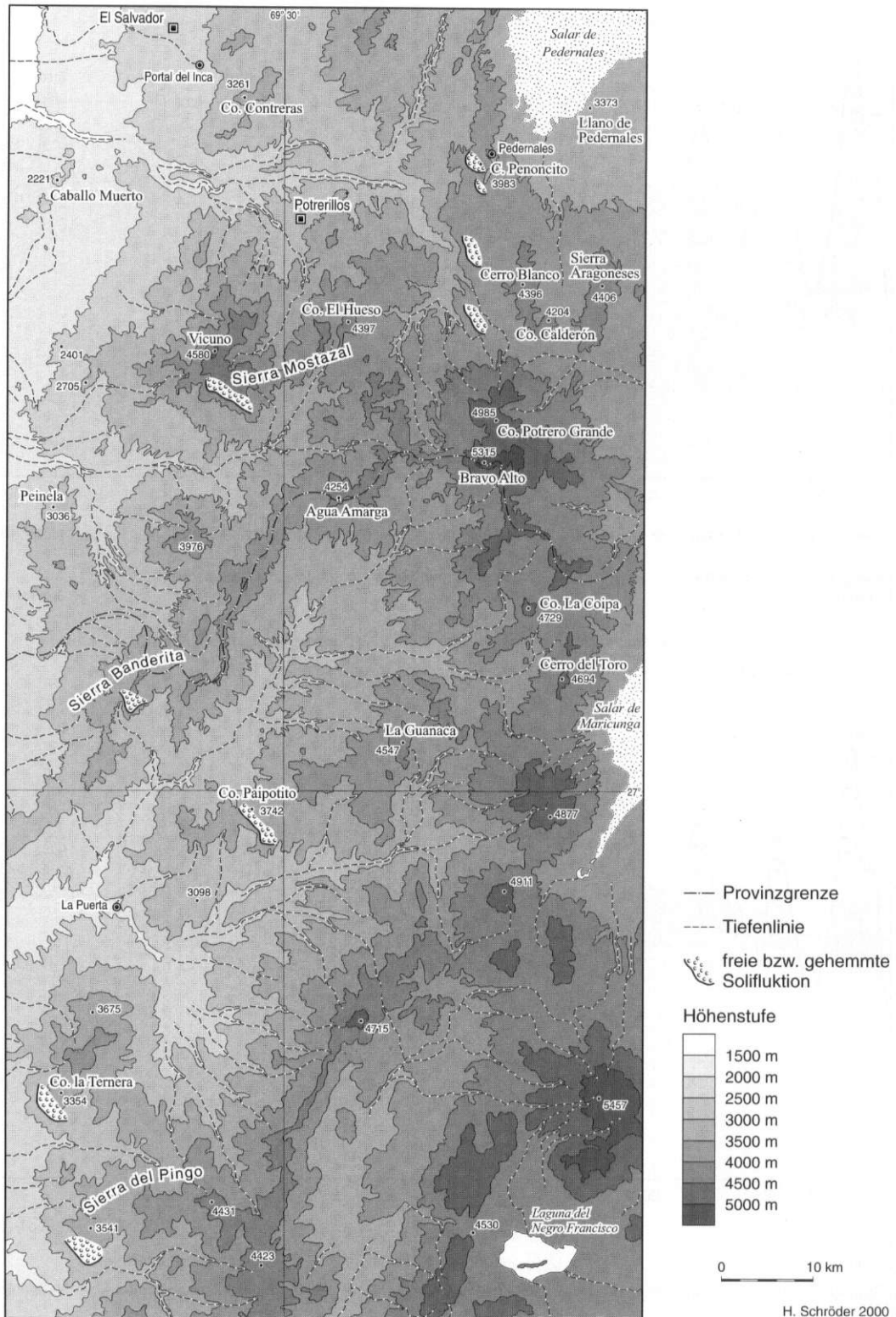


Abb. 6: Solifluktionsbereiche in der Domeyko zwischen 26° und 28° s. Br.
 Solifluction districts in the Domeyko between 26° and 28°S

gebildet werden, zur Obergrenze der Zone der freien Solifluktion.

Unterhalb der Zone frostbedingter Materialbewegungen schließt sich ein Bereich verstärkter fluvialer Abtragung mit allerdings vergleichsweise nur geringer Formungsintensität an. Mit Ausnahme äolischer Materialbewegungen kann in den ebenen Beckenlandschaften in der Nähe der ariden Diagonale von weitestgehender rezenter Formungsruhe ausgegangen werden. An Stellen höherer Salzkonzentrationen ist deren Wirkung jedoch nicht zu vernachlässigen (ABELE 1984; GOUDIE u. WATSON 1990; SCHRÖDER, MAKKI u. CIUTURA 1996).

8 Die periglazialen Mesoreliefformen

Zwischen 24° und 31° s.Br. im chilenischen Teil des Andenhauptkammes existieren als periglaziale Mesoreliefformen Glatthänge und Blockgletscher.

Glatthänge sollen hierbei im Sinne von WEISCHET (1969) und SCHRÖDER (1999) als ebenmäßige, in der Gefällelinie knicklose, in der horizontalen Wölbung meist schwach divergierende Bergflanken verstanden werden, die bezüglich ihrer Umlagerungsprozesse auf dem gesamten Hang im Gleichgewicht stehen. Eine durch Klüfte und Verwitterung hervorgerufene Wasserwegigkeit ist Voraussetzung für einen behinderten oder fehlenden Oberflächenabfluss. Dabei ist die periglaziale Gesteinsaufbereitung nicht der entscheidende Prozess; er scheint jedoch die beschleunigte Bildung zu begünstigen. Da auch erdgeschichtlich in der Atacama mit längeren Phasen extremer Trockenheit gerechnet werden muss, greift die überwiegend periglaziale Ansprache von Glatthängen im Sinne von SPREITZER (1957) und WEISE (1983) in diesem Raum zu kurz. Am Llullaillaco konnte nachgewiesen werden (SCHRÖDER u. SCHMIDT 1997), dass im Gegensatz zu anderen Periglazialformen sehr lange Zeiträume in der Atacama für die Bildung von Glatthängen notwendig sind. Quarz-Biotit-Dazite mit einem Alter von 41 000 Jahren (mittels kosmogenem Helium datiert) zeigen nicht ansatzweise Tendenzen zur Glatthanggenese. Demgegenüber ist in altpleistozänen Quarz-Biotit-Daziten die Glatthangbildung im vollen Gange und in pliozänen Andesiten weitestgehend abgeschlossen. Auch unter Berücksichtigung dieser sehr langen Bildungszeiträume kann formuliert werden, dass in der Umgebung der ariden Diagonale in der Hochatacama die Glatthanggenese der einzige großflächig dominierende geomorphologische Bildungsprozess des Mesoreliefs ist (Abb. 7). Er ist gesteinsübergreifend. Formen der retardierten Glatthanggenese, wie sie im Sommerregen-

gebiet etwa ab 20° s.Br. nordwärts auftreten, können bis 31° s.Br. nicht beobachtet werden. Dies legt die Schlussfolgerung nahe, dass die Feuchtigkeit während der kalten Jahreszeit förderlicher für die Glatthanggenese ist, als das Vorhandensein der Feuchtigkeit während der wärmeren Jahreszeit. Auffällig ist jedoch auch im Winterregengebiet, dass auf den Glatthängen nach unten hin wiederum die Scharfkantigkeit und damit die Frische des Materials abnimmt. Es konnte deshalb die Zone der Glatthangbildung von den Zonen der Glatthangerhaltung und Glatthangüberprägung abgegrenzt werden. In der letzteren Zone ist der Einfluss periglazialer Formungsprozesse gering oder nicht mehr nachweisbar. Die Wasserwegigkeit des Gesteins darf jedoch nicht entscheidend behindert sein, da sonst die Fluvialerosion die Glatthänge zerstört. Bei 30° s.Br. ist dies bis auf 800 m hinab nicht der Fall (WEISCHET 1969).

Die zweite im Untersuchungsgebiet vorkommende periglaziale Mesoreliefform ist der Blockgletscher. Untersuchungen über Blockgletscher liegen im Sommerregengebiet u. a. von PAYNE (1998), ZIPPRICH (1998), SCHRÖDER (1999) und BOLCH u. SCHRÖDER (2001) vor. BOLCH u. SCHRÖDER quantifizierten die Bildungsbedingungen, wobei sich herausstellte, dass im Sommerregengebiet mit abnehmendem Niederschlag das Strahlungsdefizit zunehmen muss, um noch ausreichend Feuchtigkeit für die Blockgletschergenese zur Verfügung stellen zu können. Im Winterregengebiet liegen Arbeiten u. a. von BARSCH u. HAPPOLD (1985) und zusammenfassend von SCHROTT (1994) vor. GARLEFF u. STINGL (1985) bezogen die Blockgletscher in ihre Höhengliederung ein. Wie schon im Sommerregengebiet besitzen die Blockgletscher auch im Winterregengebiet eine Trockengrenze. Zwischen dem Llullaillaco und dem Massiv Tres Cruces konnten vielfach größere Schuttansammlungen in mäßig steilen Mulden- bis Flachmuldentälern beobachtet werden, ohne dass die Tendenz zur konvexen Verteilung auftrat. Ab 27° s.Br. ist diese Tendenz zwar vorhanden, aber rheolitische Strukturen sind nur ansatzweise zumindest bis 28°30' s.Br. ausgeprägt. Sowohl Geländebegehungen, wobei nicht alle wesentlichen Täler einbezogen werden konnten, als auch Luftbildauswertungen brachten keinen eindeutigen Aufschluss über das Vorhandensein von Blockgletschern in der ariden Diagonale. Bei 29° s.Br. setzen sie sehr abrupt ein (Abb. 7). Die Ursachen für die unterschiedliche Genese von Blockgletschern an ihrer jeweiligen Trockengrenze im Sommer- bzw. Winterregengebiet der Hochatacama bleibt vorläufig ungeklärt, da vom Winterregengebiet bisher keinerlei quantifizierende Untersuchungen vorliegen. Das Blockgletscherbildungsgebiet stellt eine sich nach Süden erweiternde Höhenstufe dar.

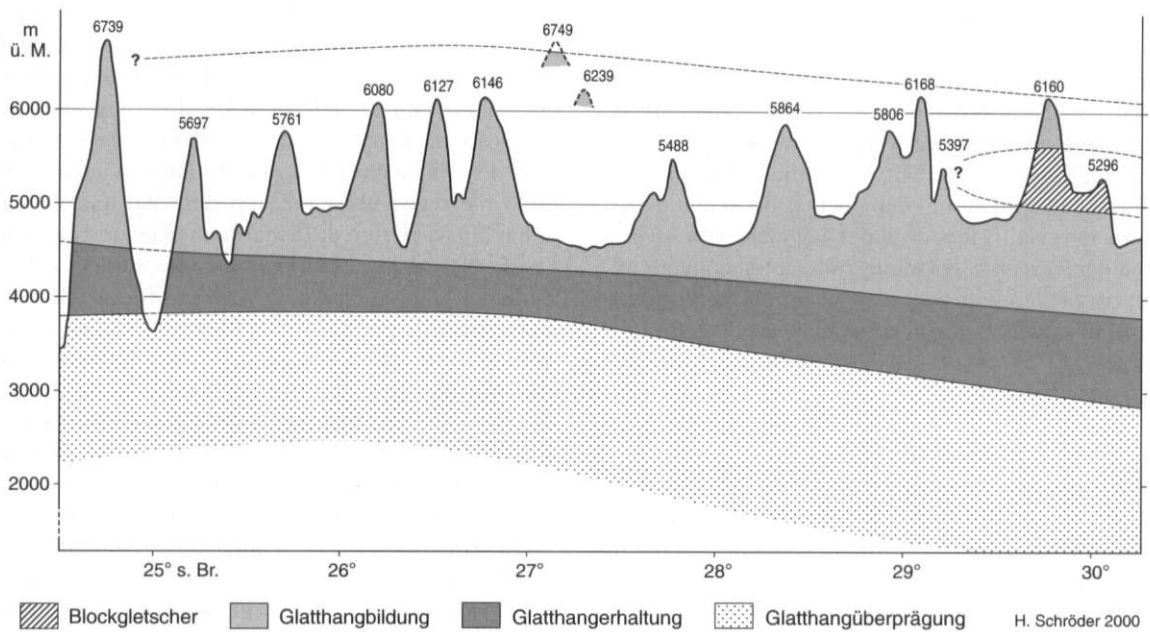


Abb. 7: Verbreitung von Glatthängen und Blockgletschern

Areas of the rectilinear slopes and of the rock glaciers

Während bei 29° s.Br. nur zwischen 5100 und 5300 m ü. M. potentiell die Bildungsbedingungen existieren, erweitert sich der Bereich bis etwa 31° s.Br. auf 4600 bis 5500 m ü. M. Auf der geographischen Breite von Santiago hat dann die Blockgletschergenese die Glatthanggenese als dominanten mesoreliefformenden Prozess abgelöst. Dies ist ein weiterer signifikanter Unterschied zum Sommerregengebiet, in dem mit Annäherung an die inneren Tropen der Blockgletscherbildungsprozess immer unwahrscheinlicher wird und schließlich vollkommen aussetzt.

9 Kompaktes Bodeneis

In geomorphologischen Kartierungen (vgl. KNEISEL et al. 1998) wird häufig die Obergrenze der Permafrostfront erfasst. Dies erwies sich für die Atacama als nicht praktikabel. Syngenetisch zur selektiven freien Ablation des Oberflächeneises wird das Bodeneis ebenfalls verdunstet. Schmelzprozesse sind selten. Dies hat zur Folge, obwohl häufig schon in Oberflächennähe die einzelnen Schutt- oder auch Geröllkomponenten miteinander verbacken sind, dass bis in mehrere dm Tiefe die Grabbarkeit erhalten bleibt. Eine exakte Quantifizierung ist nur mit großem Aufwand möglich und erschien unter der Fragestellung als unverhältnismäßig. Die Obergrenze des kompakten Bodeneises wurde

dann angesprochen, wenn die beim Graben entstehenden Schutt-Eis-Gemische zu Komponenten in Dezimeter-Größe zerfallen.

Noch komplizierter gestalten sich die Verhältnisse im diskontinuierlichen Permafrost. Es wären häufig eine Vielzahl von Grabungen notwendig gewesen, um den Nachweis zu erbringen. Nach BARSCH (1983; 1988) und KOKAREV, SCHESTEROVA u. SCHRÖDER (1997) sind Blockgletscher mindestens an das Auftreten von diskontinuierlichem Bodeneis gebunden, so dass entsprechend die Grenzfestlegung erfolgen konnte. Jenseits der Trockengrenze für Blockgletscher dürfte die Verbreitung diskontinuierlichen Bodeneises sich deutlich verringern. Zwischen 27° und 29° s.Br. wurde aufgrund der unsicheren Datenlage auf eine Ausweisung verzichtet (Abb. 8).

10 Höhenstufung

Betrachtet man den allgemeinen Verlauf der Höhenstufen im Sommerregengebiet des Andenhauptkammes (Abb. 9), so lässt sich eine deutliche Zweiteilung erkennen. Während zwischen 24° und 27° s.Br. ein fast paralleler Verlauf mit maximaler vertikaler Distanz, die zu den am höchsten gelegenen Höhenstufen unserer Erde überhaupt führen, beobachtet werden kann, ist ab dem Massiv Tres Cruces ein deutliches Absinken nach Norden zu verzeichnen. Dieses Absinken der

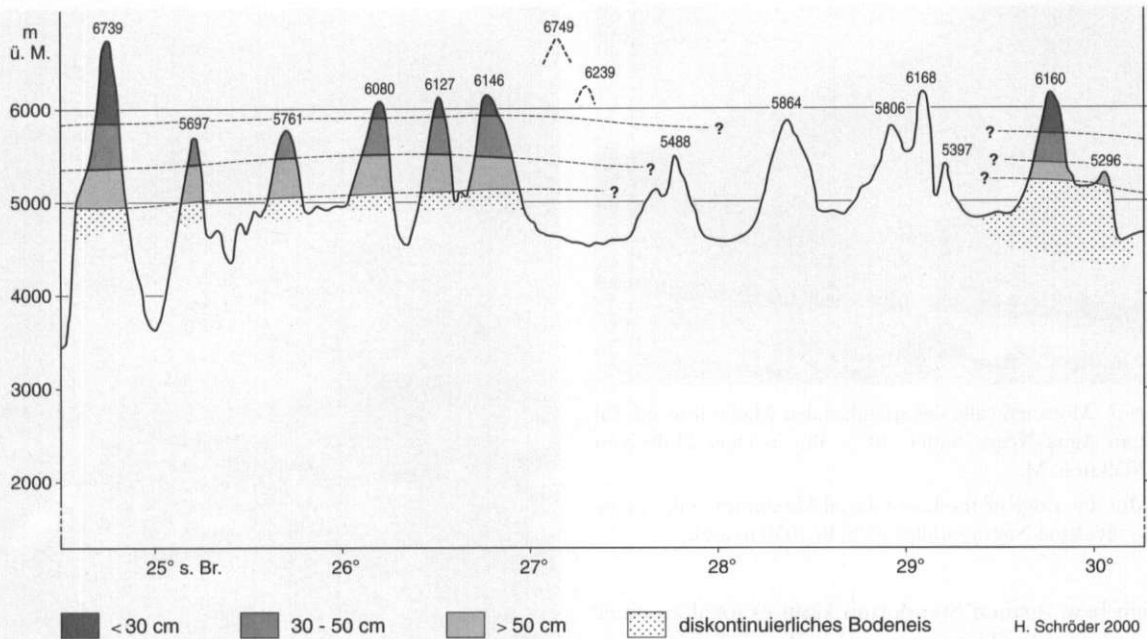


Abb. 8: Lage des kompakten Bodeneises (in cm unter Flur)

Signation of the compact ground ice (in cm below the surface)

Höhenstufen ist nach Süden hin aufgrund abnehmender Temperaturen bei gleichzeitig zunehmender Feuchtigkeit mit einer Konvergierungstendenz gekoppelt. Höhengliederungen legten bei 30° s.Br. VEIT (1991) und am Llullaillaco SCHRÖDER u. MAKKI (1998) vor. Obwohl z. T. andere Bezeichnungen für die einzelnen Höhenstufen gewählt wurden, stimmten die jeweiligen Abgrenzungskriterien überein. Der hier als montane Stufe bezeichnete Bereich wurde bei VEIT (1991) andine Stufe genannt.

In der unteren montanen Stufe sind keine frostbedingten Materialbewegungen erkennbar. Sie reicht zwischen Llullaillaco und Ermitaño bis 4100 m ü. M. hinauf. Bei 30° s.Br. im Agua Negra Tal beträgt ihre maximale Höhe 3500 m ü. M. Vergleicht man diese Situation mit der während des Pleistozäns, so muss man feststellen, dass die Absenkung der Höhengrenzen deutlich weiter auseinander lag. Während am Llullaillaco bis heute eine pleistozäne Vergletscherung nicht eindeutig geklärt ist, aber davon ausgegangen werden kann, dass ihr Ausmaß gering war, reichen die sicher nachweisbaren Seitenmoränen im Agua Negra Tal bis auf 2050 m (Photo 5) herab, wobei die Moräne unmittelbar auf glazifluvialen Schottern aufliegt (Photo 6). VEIT (1994) gibt für 30°10' s.Br. am Cerro de Incaguas eine Lage der pleistozänen Schneegrenze von 4100 m

ü. M. an, was einer maximalen Schneegrenzdepression von ca. 1000 m entspricht. Dieses Auseinanderfallen der Höhengrenzen während der Maximalvereisungen kann thermisch nicht erklärt werden, da auch rezent am Llullaillaco die Temperaturen ausreichen würden, um Vergletscherungen hervorzurufen. Es handelt sich also um eine deutliche Zunahme der Feuchtigkeit-zufuhr aus Richtung Südwesten.

In der Nähe der ariden Diagonale zeigen Kryodenudationserscheinungen, wie z. B. Hauptachseneinregelungen und Mikrosolifluktion, den Übergang zu frostbedingten Materialbewegungen (mittlere montane Stufe) an. In der oberen montanen Stufe dominieren flachgründige Materialbewegungen mit einsetzendem periglazialen Formenschatz wie Blockstau und Kryoplanation. Der Übergang zur unteren periglazialen Stufe ist bis etwa 27° s.Br. recht einheitlich durch tiefgründige Materialbewegungen, die bis zur Permafrostfront reichen können, mit dominierender freier Solifluktion, Glatthangbildung und Frostmusterung gekennzeichnet. Bei ausreichender Feuchtigkeit entstehen Blockgletscher. Aufgrund von differierenden edaphischen Bedingungen (Feuchtigkeit, Strahlungsgenuss und tageszeitlicher Erwärmung) kommt es im Süden des Untersuchungsgebietes zu verstärkt variierenden Vegetationsbedeckungen. Auf vegetations-



Photo 5: Moränenwälle des spätglazialen Maximums im Tal zum Agua Negra Sattel (30° s. Br.) in einer Höhe von 2050 m ü. M.

Moraine ridge of the Late Glacial Maximum in the valley to the Agua Negra saddle (30° S) in 2050 m a.s.l.

freien bzw. -armen Standorten kann es lokal zu einer Absenkung der Untergrenze der Periglazialstufe von 200–300 m kommen.

Die mittlere periglaziale Stufe ist durch das Ansteigen der Permafrostfront und in deren Folge mit wieder flachgründig werdenden Materialbewegungen gekennzeichnet. Die Stirnhöhe der Solifluktionsterrassen geht deutlich zurück und liegt an der Untergrenze zwischen 30 und 40 cm und an der Obergrenze bei wenigen Zentimetern. Firnfelder, Büßerschnee und Streifenböden sind begleitende Erscheinungen. Der Anteil an Frostschuttfächen nimmt nach oben hin zu und leitet zur oberen periglazialen Stufe über. Die Prozesse der Gesteinsaufbereitung verlaufen im wesentlichen in-situ oder werden durch gravitative Prozesse beherrscht. Die Niederschläge fallen in den Höhen fast ausschließlich als Schnee, dessen Feuchtigkeit aufgrund der klimatischen Bedingungen und der extremen Windexponiertheit des Gebietes den oberflächenformenden periglazialen Prozessen nur ungenügend zur Verfügung stehen. Im Bereich der ariden Diagonale konnte die genaue Lage der rezenten Gletscherschneegrenze bisher nicht angegeben werden. JENNY u. KAMMER (1996) geben für das Massiv Tres Cruces Höhenlagen von wenig über 6000 m an. Bis 30° s.Br. fällt die rezent Schneegrenze dann deutlich ab und liegt am Las Tetas nur noch zwischen 5300 und 5200 m ü. M.

11 Schlussbetrachtung

Neben den glazigenen und limnischen Sedimenten ist die Ausprägung und Verteilung der periglazialen Sedimente ein wichtiger Träger aktueller klimatischer und paläoklimatischer Informationen. Dies trifft um so

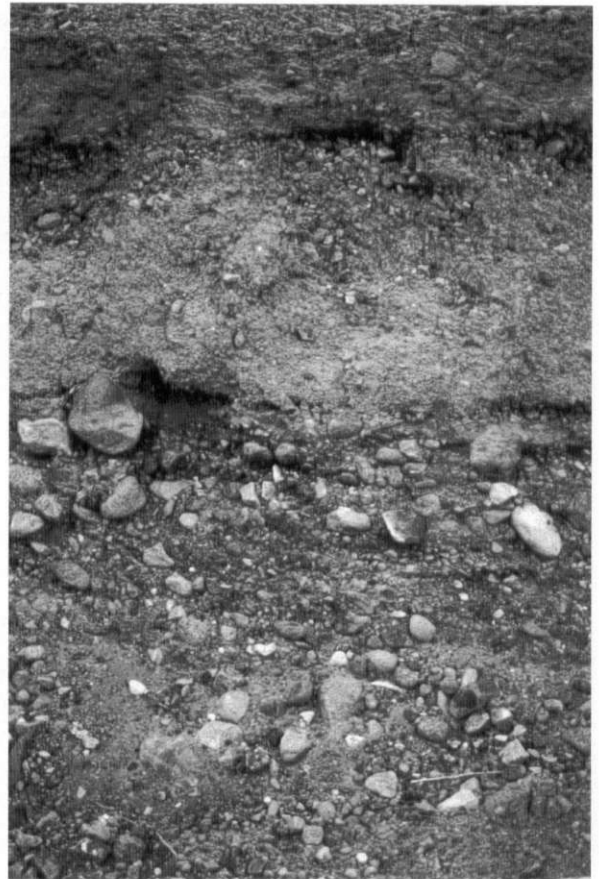


Photo 6: Moräne über Terrassenschotter (Standort Photo 5)

Moraine above terrace gravels (Location: Photo 5)

mehr auf einen Raum zu, dessen rezente Vergletscherung unbedeutend ist und dessen pleistozäne Vergletscherung im Nordteil des Gebietes bisher nicht hinreichend geklärt werden konnte. Erschwerend kommt hinzu, dass gerade die für die Interpretation wichtigen Höhenlagen über 5000 m häufig sehr junge Vulkanite aufweisen, in denen die frostbedingten Überformungen nicht oder nur sehr unvollkommen ausgeprägt sind. Außerdem sind einige Bereiche infrastrukturell unzureichend erschlossen, so dass nicht alle erwünschten Gipfel in die Untersuchungen einzubeziehen waren.

Trotz der oben beschriebenen Unzulänglichkeiten können einige wesentliche Erkenntnisse abgeleitet werden. Der nördliche Teil des Untersuchungsgebietes zwischen 24° und 27° s.Br. weist die am höchsten gelegenen und vertikal am mächtigsten ausgeprägten Höhengrenzen unserer Erde auf. Er ist heute unvergletschert und extrem trocken. Diese Trockenheit war auch während langer Phasen im Pleistozän maßgebend, so dass sich nur in Ausnahmefällen meist kleine, kalte und nur unzureichend exarationsfähige

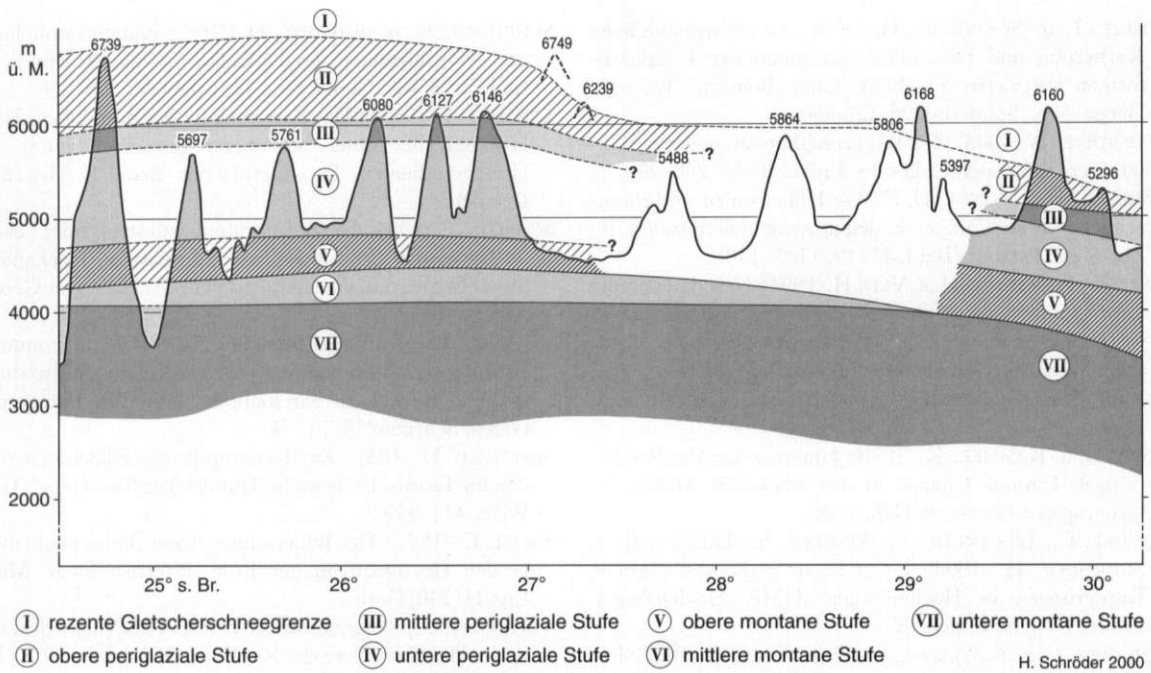


Abb. 9: Rezente Höhenstufung der Atacama

Present altitudinal zonation of the Atacama

Gletscher bilden konnten, die keine durchgängige Bestimmung pleistozäner Gleichgewichtslinien erlauben.

Die Glatthanggenese erreicht ihre Optimalausbildungszone. Alle Hänge, die in mittelpleistozänen oder älteren Vulkaniten entwickelt sind, tendieren zumindest in Folge des langfristig fehlenden Oberflächenabflusses zur Glatthanggenese mit häufig schon aufgelösten Frostkliffen. Hangabwärts gehen die Glatthänge oft in Kryoplanationsebenen über.

Auch sind trotz ausreichender Schuttmassen Blockgletscher nicht ansatzweise vorhanden; was übrigens auch auf fossile Blockgletscher zutrifft. Dies ist ein deutlicher Hinweis darauf, dass länger anhaltende Feuchtestadien in diesen Gebieten ausgeschlossen werden können. Unabhängig davon können aus edaphischen Gründen Seenhochstände, wie von SCHRÖDER u. MAKKI (1998) im Las Zorritastal am Llullaillaco beschrieben, existieren. Die Lagestabilität der ariden Diagonale wird u.a. auch von VEIT (2000) vertreten.

Völlig anders sind die Verhältnisse südlich von 27° s.Br. Obwohl heute ebenfalls sehr trocken und nur gering vergletschert, fallen alle Höhengrenzen bis 30° s.Br. um mehrere Hundert Höhenmeter ab. Dies geht nicht nur auf den Einfluss zunehmender Kälte zurück, sondern da die periglaziale Formungstendenz auch an Intensität gewinnt (Höhe der Solifluktionsterassen, plötzlich einsetzende Blockgletscherbildung, Ausprägung von Frostmusterböden u. ä.), muss von grö-

ßerer Feuchtigkeit ausgegangen werden. Da dies auch auf pleistozäne Erscheinungsformen zutrifft (intensive Exarationsfähigkeit der Gletscher mit z. T. Talbildungen beträchtlichen Ausraumvolumens), ist davon auszugehen, dass alle wesentlichen Feuchteschwankungen diesen Raum auch erreichten. Ab 30° s.Br. kann dies auch durch holozäne Bodenbildungen bestätigt werden (VEIT 1992; GARLEFF, STINGL u. VEIT 1994).

Literatur

- ABELE, G. (1984): Oberflächenformen in der chilenischen und peruanischen Wüste unter dem Einfluß von Salzgehalt und Niederschlag. In: Zbl. Geol. u. Paläont., Teil 1, 11/12, 1497–1509.
- BARSCH, D. (1983): Blockgletscher-Studien. Zusammenfassung und offene Probleme. In: Abh. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3, 35, 133–150.
- (1988): Rock glaciers. In: CLARK, M. J. (Ed.): Advances in Periglacial Geomorphology. 69–90.
- BARSCH, D. u. HAPPOLD, H. (1985): Blockgletscherbildung und holozäne Höhenstufengliederung in den mendozinischen Anden, Argentinien. In: Zbl. Geol. u. Paläont. Teil 1, 11/12, 1625–1632.
- BARTELD, M. (1997): Beobachtungen zum meridionalen Wandel des periglazialen Formenschatzes in der Ostkordillere (Bolivien). In: Hall. Jb Geow., R. A 19, 67–80.

- BOLCH, T. u. SCHRÖDER, H. (2001): Geomorphologische Kartierung und Diversitätsbestimmung der Periglazialformen am Cerro Sillajhuay (Chile/Bolivien). Erlanger Geogr. Arb., Sonderbd. 28, Erlangen.
- ENDLICHER, W. (1983): Zur Witterungsklimatologie der Winterregen-Subtropen Chiles. In: *Erdkunde* 37, 258–268.
- GARLEFF, K. u. STINGL, H. (1985): Höhenstufen und raumzeitliche Veränderungen in den argentinischen Anden. In: *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 11/12, 1701–1707.
- GARLEFF, K.; STINGL, H. a. VEIT, H. (1994): New dates on the Late Quarternary history of landscape and climate in the Bolson of Fiambala / NW Argentina (Province Catamarca). In: *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1993, 1/2, 333–341.
- GOUDIE, A. S. a. WATSON, A. (1990): Desert geomorphology. London.
- JENNY, B. u. KAMMER, K. (1996): Jungquartäre Vergletscherungen. Climate Change in den trockenen Anden. In: *Geographica Bernensia* G46, 1–80.
- KNEISEL, C.; LEHMKUHL, F.; WINKLER, S.; TRESSEL, E. u. SCHRÖDER, H. (1998): Legende für geomorphologische Kartierungen in Hochgebirgen (GMK Hochgebirge). *Trierer Geogr. Studien* 18.
- KOKAREV, A.; SCHESTEROVA, I. u. SCHRÖDER, H. (1997): Die Blockgletscher im Sailijskij-Alatau des Tienschan. In: *Hall. Jb. Geow., R. A.* 19, 81–94.
- LEHMKUHL, F. (1991/92): Breitböden als glaziale Erosionsformen – ein Bericht über Vergletscherungstypen im Qilian Shan und im Kunlun Shan (China). In: *Zeitschr. Gletscherkunde u. Glaziologie* 27/28, 51–62.
- MARCINEK, J. (1984): Gletscher der Erde. Leipzig.
- PAYNE, D. (1998): Climatic implications of rock glaciers in the arid Western Cordillera of the Central Andes. In: *Glacial Geology and Geomorphology*, <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/papers/full/1998/rp031998/rp03.htm>.
- RICHTER, M. (1996): Klimatologische und pflanzenmorphologische Vertikalgradienten in Hochgebirgen. In: *Erdkunde* 50, 205–237.
- Richter, M.; SCHMIDT, D. u. WILKE, H.-G. (1993): Das Unwetter von Antofagasta. In: *Praxis Geographie*, 23, 44–47.
- RICHTER, M. u. SCHRÖDER, H. (1998): Remarks on the paleoecology of the Atacama based on the distribution of recent geomorphological and phytogeographical patterns. In: *Bamberger Geogr. Schriften* 15, 57–69.
- SCHRÖDER, H. (1996): Periglazial des Llullaillaco. *Ber. DFG-Projekt Schr 379/4–2*, Erlangen.
- (1999): Vergleichende Periglazialmorphologie im Sommerregengebiet der Atacama. In: *Erdkunde*, 53, 119–135.
- SCHRÖDER, H. u. MAKKI, M. (1998): Das Periglazial des Llullaillaco (Chile/Argentinien). In: *Peterm. Geogr. Mitt.* 142, 67–84.
- SCHRÖDER, H.; MAKKI, M. u. CIUTURA, M. (1996): Die Zusammensetzung und morphologische Wirksamkeit der Salze in der ariden Höhenregion der Atacama (Chile). In: *Mitt. Fränk. Geogr. Ges.* 43, Erlangen, 259–273.
- SCHRÖDER, H. u. SCHMIDT, D. (1997): Klimamorphologie und Morphogenese des Llullaillaco (Chile/Argentinien). In: *Mitt. Fränk. Geogr. Ges.* 44, Erlangen, 225–258.
- SCHMIDT, D. (1999): Das Extremklima der nordchilenischen Hochatacama unter besonderer Berücksichtigung der Höhengradienten. *Dresdner Geogr. Beitr.* 4, (Geo B4), Dresden.
- SCHROTT, L. (1994): Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien). *Heidelberger Geogr. Arb.* 94, Heidelberg.
- (1998): The hydrological significance of high mountain Permafrost and its relation to solar radiation. A case study in the high Andes of San Juan, Argentina. In: *Bamberger Geogr. Schriften* 15, 71–84.
- SPREITZER, H. (1957): Zur Geographie des Kilikischen Aladag im Taurus. In: *Festschr. Hundertjahrfeier Geogr. Ges. Wien*, 414–459.
- TROLL, C. (1942): Der Büßerschnee (nieve de los penitentes) in den Hochgebirgen der Erde. *Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H.* 240, Gotha.
- VEIT, H. (1991): Jungquartäre Relief- und Bodenentwicklung in der Hochkordillere des Rio Elqui (Nordchile, 30°S). In: *Bamberger Geogr. Schr.* 11, 81–97.
- (1992): Jungquartäre Landschafts- und Bodenentwicklung im chilenischen Andenvorland zwischen 27–33°S. In: *Bonner Geogr. Abh.* 85, Bonn 196–208.
- (1994): Jungquartäre Landschafts- und Klimaentwicklung am Südrand der Atacama (Norte Chico, Chile). Ein Beispiel zur Paläoökologie der „Ariden Diagonale“ Südamerikas. *Habil.-Schrift, Univ. Bayreuth*.
- (1995): Jungquartäre Landschafts- und Klimaentwicklung der Zentralen Anden und ihres westlichen Vorlandes: Kenntnisstand und Probleme. In: *Geomethodica* 20, 163–194.
- (2000): Klima- und Landschaftswandel in der Atacama. In: *Geogr. Rundschau* 52, 9, 4–9.
- VUILLE, M. (1996): Zur raumzeitlichen Dynamik von Schneefall und Ausaperung im Bereich des südlichen Altiplano, Südamerika. *Geographica Bernensia* G45, Bern.
- WEISCHET, W. (1969): Zur Geomorphologie des Glatthang-Reliefs in der ariden Subtropenzone des Kleinen Nordens von Chile. In: *Zeitschr. f. Geomorphologie, N.F.* 13, 1–21.
- (1988): Die Niederschlagsbedingungen in Nordwestargentinien, speziell das Problem ihres vertikalen Wandels. In: *Jb. Geogr. Ges. Hannover* 47–64.
- WEISE, O. (1983): Das Periglazial. Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen. Berlin, Stuttgart.
- ZIPPRICH, M. (1998): Jungquartäre Klima- und Landschaftsentwicklung in der Sierra de Santa Victoria, Ergebnisse geomorphologischer und pedogenetischer Untersuchungen, Provincia de Jujuy, NW-Argentinien. *Dipl.-Arb., Univ. Bayreuth*.