

# Klimamorphologie und Morphogenese des Llullaillaco (Chile/Argentinien)

von

HILMAR SCHRÖDER und DIETER SCHMIDT

mit 14 Abbildungen und 3 Tabellen

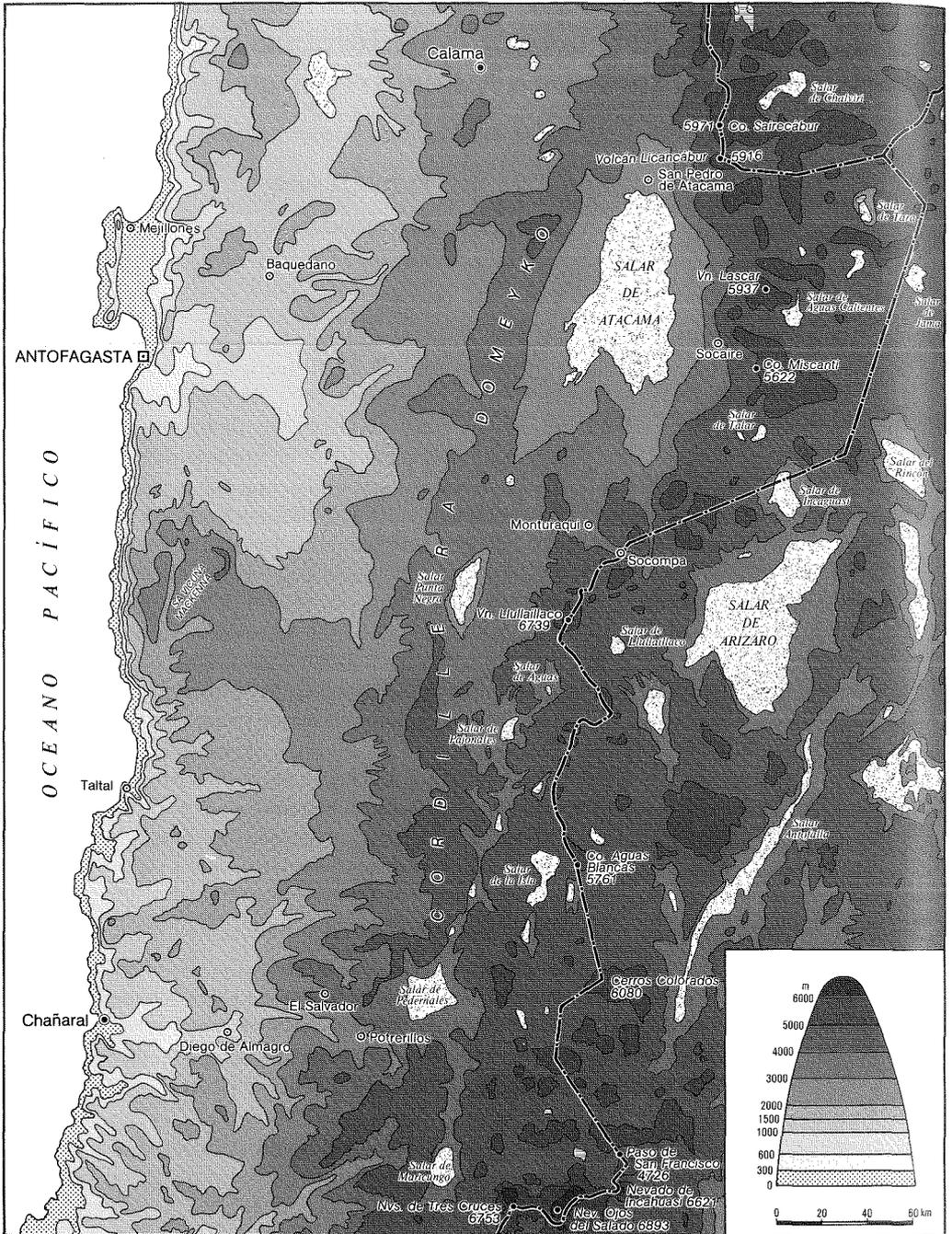
## 1 Einleitung

Der junge Vulkanismus in der Andenhauptkette führte dazu, daß während des Holozäns viele Zeugen glazialer und periglazialer Reliefformung überschüttet bzw. überprägt worden sind (vgl. Zus.-fas. GARLEFF & STINGL 1991, RICHTER & SCHRÖDER 1996). Daß die petrographischen und klimamorphologischen Bedingungen dennoch Hinweise auf die jüngere Reliefgenese erlauben, soll im vorliegenden Artikel erläutert werden. Die andine Trockenachse quert etwa zwischen 24° und 25° s.Br. den Andenhauptkamm und erhält dabei nach RICHTER (1996) etwa jeweils zu 50% Winter- und Sommerregen. Obwohl auf keine langjährigen klimatischen Meßreihen aus diesem Gebiet zurückgegriffen werden kann, ist die Lage der Trockenachse in der Literatur weitestgehend unumstritten (vgl. u.a. MESSERLI et al. 1992). Die große Höhe und die enorme Trockenheit des Gebietes führen zu extrem schwierigen Geländearbeitsbedingungen, die bisher eine systematische Untersuchung des Raumes nicht ermöglichten. Überwiegend beschränken sich die Arbeiten auf kurze Begehungen oder auf Datenextrapolationen, die das Gebiet meist nur randlich einbezogen (GARLEFF & STINGL 1985, GROSJEAN, MESSERLI & SCHREIER 1991, RICHTER & SCHRÖDER 1996, RICHTER 1996). Aus der systematischen Kartierung des periglazialen Formenschatzes (SCHRÖDER 1996) sollen hier erste Erkenntnisse über die Klimamorphologie und Morphogenese des höchsten Gipfels im Bereich der Trockenachse der Atacama – des Llullaillaco (6739 m) – vorgestellt werden.

## 2 Das Arbeitsgebiet

Der Vulkan Llullaillaco ist die imposanteste Erhebung im Andenhauptkamm der nordchilenischen Atacama. Er überragt auf einer horizontalen Entfernung von nur 36 km auf der chilenischen Seite seine eigene lokale Erosionsbasis, den Punta Negra (vgl. Abb. 1), um ca. 3800 m. Dabei werden über rund 24 km bis zu den Fußflächen des Llullaillaco nur 1000 Höhenmeter überwunden. Die Fußflächen selbst vermitteln an der kürzesten Stelle von der Quebrada de las Zorritas bis zur anstehenden Lava auf 9 km etwa weitere 1000 m Höhenunterschied (Abb. 4). Der eigentliche Vulkankegel steigt dann bei nur 3 km horizontaler Entfernung über 1800 m auf.

Auf der argentinischen Seite sind die morphographischen Verhältnisse anders strukturiert. Die lokale Erosionsbasis bildet in einer Entfernung von nur 20 km der



Nach Atlas de la Republica de Chile 1982

Abb. 1: Der Große Norden von Chile zwischen Copiapo und Calama

Salar de Llullaillaco in einer Höhenlage von 3750 m (Abb. 1). Von dort aus steigen die Fußflächen auf ca. 17 km bis zur Lava des Llullaillaco über 1200 m an. Ähnlich wie auf der chilenischen Seite steigt der Vulkankegel auf rund 3 km horizontaler Entfernung über 1800 m an. Das eigentliche Arbeitsgebiet umfaßt die Höhenlagen im Bereich des Vulkangipfels und seiner unmittelbaren Umgebung zwischen 4000 und 6739 m.

### **3 Das digitale Höhen- und Reliefmodell**

Durch die in den letzten Jahren sich entwickelnden Geoinformationssysteme (GIS) hat sich ein weiterer Anwendungsbereich für digitale Höhenmodelle (DHM) und daraus abgeleitete digitale Reliefmodelle ergeben. Für die geomorphologische Interpretation sind dabei insbesondere die flächendeckende Datendarstellung von Reliefparametern wie Hangneigung, Exposition, Position, Erosionsdisposition u.a. von entscheidender Bedeutung (vgl. u.a. WIESER 1992, LINDER 1993).

Für die Erstellung des digitalen Höhenmodells ist eine möglichst große, jedoch nicht notwendigerweise regelmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilte Menge von Höhenkoten, die jeweils als Koordinatentripel  $x, y, z$  vorliegen, erforderlich. Abhängig von der Dichte und der Repräsentanz von Extrempunkten im Relief (z.B. Gipfel, Grate, Hohlformen) wird die Gestalt der Oberfläche mehr oder weniger gut dargestellt. Durch Interpolation wird dann aus den Daten ein engeres Punktgitter berechnet. Dabei kann als grundlegendes Problem für die Erstellung eines Höhenmodells gelten, daß alle nicht direkt eingegebenen Daten durch Mittelungsverfahren erstellt werden und somit die Aussagefähigkeit insbesondere bezüglich der feineren Gestalt und Formung des Reliefs begrenzt ist. Dies ist deshalb der Fall, weil mathematische Funktionen im allgemeinen der Gestalt der Erdoberfläche nicht hinreichend genügen. Vor allem müssen Reliefunstetigkeiten vollständig dem Modell beigegeben werden. Auf die Vielzahl der mathematischen Ansätze hat schon SCHUT (1976) hingewiesen. Gemeinsam ist allen Verfahren, daß zur Interpolation einer neuen Höhe die nächstliegenden Punkte bzw. bei Positionierung auf der Geraden der nächstliegende Punkt zu finden ist.

Für die Erstellung des Höhenmodells des Llullaillaco wurden Höhenlinien, Geländepunkte (Voll- und Hohlformen), das Gewässernetz (bzw. da überwiegend Trockentäler, das Tiefenliniennetz), Pisten und die Landesgrenze im Maßstab 1:50000 digitalisiert. Die Eckkoordinaten des chilenischen Netzes zeigt Tab. 1.

Es wurden die Höhenlinien im Abstand von 50 m digitalisiert. Die Anzahl der Einzelpunkte betrug 20550. Die Grundfläche von 840 km<sup>2</sup> hat Kantenlängen von 28 x 30 km bei einer Höhererstreckung von 3800 bis 6750 m. Die verwendete Software war AUTOCAD 10, wobei die Umrechnung des AUTOCAD -Vektorfiles im DXF-Format in das IDRISI-Vektorfile-Format erfolgte. Die Rasterung des IDRISI-Vektorfiles in ein IDRISI-Rasterfile wurde mit IDRISI for Win 1.0 über

Tabelle 1: Eckkoordinaten des digitalen Höhenmodells „Lullaillaco“

	Rechtswert	Hochwert
Nordwestecke	530.000	7.282.000
Nordostecke	560.000	7.282.000
Südwestecke	530.000	7.254.000
Südostecke	560.000	7.254.000

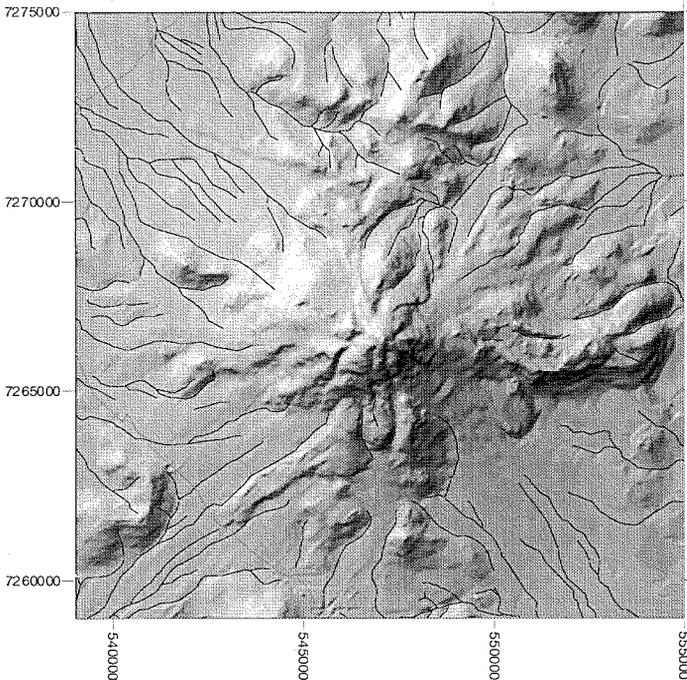


Abb. 2: Hangneigungs- und Reliefverhältnisse am Lullaillaco

1500 x 1400 Pixel vorgenommen. Mit Hilfe des Moduls INTERCON aus IDRISI for Win 1.0 konnte die Triangulationsmethode für die Interpolation des DHMs angewendet werden. Bei Verebnungen im Gelände ergeben sich sogenannte Artefakte, die durch zweifache Median-Filterung eliminiert werden konnten.

Für die geomorphologische Anwendung bei der Kartierung sind insbesondere Hangneigungskarten, die aus digitalen Geländemodellen abgeleitet wurden, von Bedeutung (Abb. 2).

## **4 Geologie**

### **4.1 Allgemeines**

Als Bestandteil der Anden ist der Vulkan Lulllaillaco ein Stratovulkan, dessen effusiver Komplex zur kalkalkalinen Sippe mit einer klaren Kaliumvormacht gehört. Sein intrakontinentaler Vulkanismus baut sich seit dem Neogen auf der hier 70 km dicken Kruste auf. Dieser Teil der Anden befindet sich ca. 200 km östlich des Chile-Peru-Grabens, wobei die Benioffzone in einer Tiefe von 180 km mit einem Einfallswinkel von 25°-30° E vermutet wird.

Der Vulkan förderte seit dem Pleistozän ausschließlich dazitisches Material, das sowohl die bereits erodierten älteren als auch die jüngeren Lavaströme und -dome bildete. Das Basement ist präkänozoisch und setzt sich aus granitoiden, vulkanischen und sedimentären Serien zusammen. Bei letzteren handelt es sich um siliziklastische marine Ablagerungen aus dem Paläozoikum. Dazwischen eingedrungene Plutonite zeigen hohe  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  Isotopengehalte und lassen daher auf einen sedimentären Einfluß bei der Magmentstehung schließen<sup>1)</sup>.

Der Vulkan setzt sich aus Ablagerungen, die von einer älteren explosiven Tätigkeit stammen, die Ignimbrite und pyroklastische Sedimente förderte, sowie aus einer ruhigen Förderung, die lang aushaltende Lavazungen hervorgebracht hat, zusammen. Die eher sauren, dazitisch bis rhyolitischen Ignimbrite sind weit verbreitet und nehmen ein großes Areal ein. Ihr Alter wird mit Miozän bis Pliozän angegeben (GARDEWEG u.a. 1984, 1993). Der Gipfel des Vulkans wird ausschließlich von Lava gebildet, deren extensive Ergüsse sich weit bis ins Vorland erstrecken.

Die linienhaften Lavaströme sind vorwiegend in N-S- bzw. NW-SE- oder NE-SW-Richtungen angeordnet. Anhand der Morphologie – unter Berücksichtigung des Erosionsgrades und des stratigraphischen Zusammenhanges – lassen sich die jüngsten Lavaergüsse und pyroklastischen Ablagerungen, die den gesamten Vulkan aufbauen, unterteilen in (vgl. auch Abb. 3):

1. Lulllaillaco I: Die ältere Lava mit großer Verbreitung, aber bereits intensiver Verwitterung und Erosion;
2. Lulllaillaco II: Die jüngere, noch gut erhaltene Lava, die nur eine begrenzte Ausbreitung gefunden hat.

### **4.2 Petrographie**

Die Gesteine des Lulllaillaco I und II zeigen nur sehr geringe Unterschiede in ihrer mineralogischen und textuellen Zusammensetzung. Bei den beprobten Laven handelt es sich bei der älteren Probe des Lulllaillaco I um einen hellgrauen, dichten, hemikristallinen porphyrischen Vulkanit mit isotroper Textur. Als Einsprenglinge treten 3-5 mm große idiomorphe und isometrisch gewachsene Plagioklase und

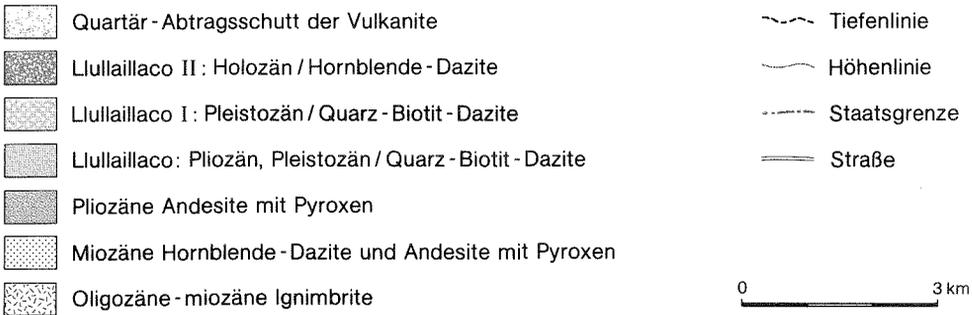
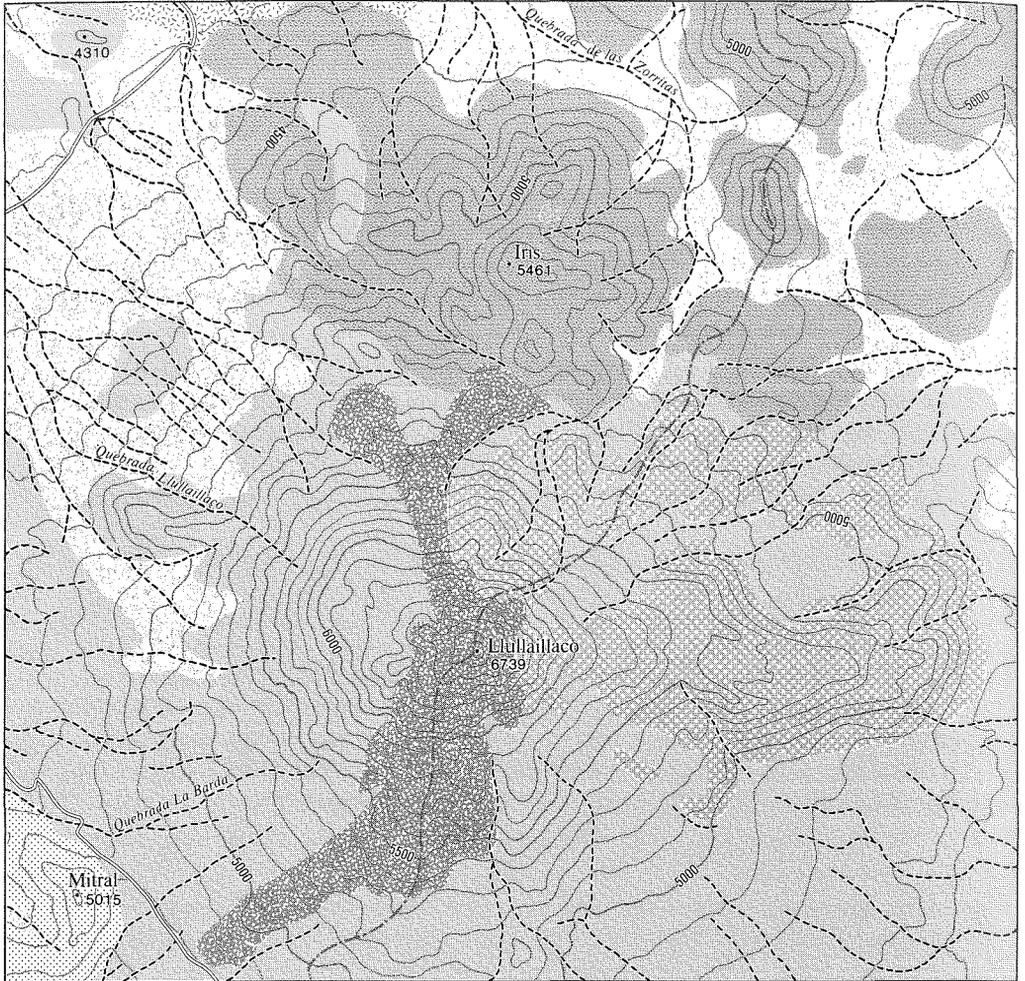


Abb. 3: Geologie des Lulluailaco

Hornblenden sowie untergeordnet ebenso ausgeprägte, aber deutlich kleinere 1-2 mm große Biotite auf. Die Probe des jüngeren Lavastromes ist eher rotbraun-grau gefärbt mit ebenfalls dichter, hemikristalliner und porphyrischer Struktur und isotroper Textur. Doch erreichen die Phänokristalle, die in ihrer Mineralogie, Kristallform und Kornform der oben erwähnten Probe entsprechen, hier nur eine Größe von <1 mm.

Insgesamt handelt es sich bei den Laven des Llullaillaco I und II vorwiegend um graue, zum Teil auch leicht gelbliche, schwarze oder auch rötlich-gesprenkelte Hornblende-Dazitite. Sie zeigen als Einsprenglinge Phänokristalle von Plagioklasen, Biotiten und Hornblenden. Die Laven des Llullaillaco I enthalten zudem auch Quarz-Einsprenglinge und viel Biotit im Vergleich zu Llullaillaco II, in dem makroskopisch erkennbarer freier Quarz auftritt und Biotit nur untergeordnet zur Hornblende erkennbar ist. Die häufigsten Einsprenglinge sind Plagioklase, die in ihrer idiomorphen Kristallform vorliegen. Als 0,1-6 mm große Kristalle sind sie meist in komplexer Form zoniert und häufig nach (010) verzwillingt. Andere zeigen eine Skelettentwicklung mit einem großen Anteil an Glas. An kleineren Plagioklasen kann man tiefe Erosionsrinnen in der äußeren Verwitterungsrinde erkennen. Die 0,5-1 mm großen Mikroplagioklase liegen hingegen nahezu unverändert ohne Zonierungen, verzwillingt in ihrer Kristallform vor. Die Einsprenglinge von Biotit und Hornblendekristallen erreichen eine Größe von bis zu 3 mm, wobei eine unterschiedliche Größenentwicklung dieser Minerale in den Laven verschiedenen Alters festzustellen ist. Weiter liegen diese mafischen Minerale oft in Skelettstruktur mit darin enthaltenem Glasanteil, kleinen Blasen und anderen Akzessorien vor. Zudem finden sich Einsprenglinge von idiomorphem Apatit, und vor allem in der jüngeren Lava kubische ca. 0,5 mm große Kristalle eines magnetischen Minerals, möglicherweise Magnetit. Die wenigen 2-3 mm großen Quarzeinsprenglinge zeigen tiefe Korrosionsspuren und zum Teil, in einem sie umgebenden äußeren Ring, einen gewissen Anteil an Glas.

Die Struktur der Vulkanite weist auf eine instabile Magmakammer hin, in der Prozesse wie Magma-Mixing und Druckabnahme stattgefunden haben; letzteres bedingt durch einen raschen Aufstieg mit Auskristallisation der Plagioklaseinsprenglinge während des Magmenaufstieges durch die Kruste. Ebenfalls zeigen die Skelettentwicklung der mafischen Minerale und die tiefen Korrosionsbahnen der Quarze eine mineralogische Instabilität an. Die Endprodukte hingegen sprechen für eine totale Homogenisierung innerhalb der Kammer. Das darin enthaltene dazitische Magma war an flüchtigen Komponenten stark angereichert, was zur Produktion von viskoser, aber lithologisch einheitlicher Lava führte. Insgesamt dürfte die gesamte Magmentwicklung von kleineren explosiven Intervallen begleitet worden sein.

Geochemische Analysen der dazitischen Laven am Institut für Geologie der FAU Erlangen-Nürnberg zeigen eine deutliche Anreicherung des Elementes Kalium, wobei sich die Laven des Llullaillaco II als stärker differenziert als die älteren

Laven herausstellen, was sich in einer Anreicherung an  $K_2O$ ,  $NaO$ ,  $Sr$  und  $Ba$  zeigt, wobei der Gehalt der Hauptelemente typisch ist für Gesteine der kalkalkalinen Sippe mit Kaliumvormacht. Eine Anreicherung des Gehaltes an Spurenelementen, wie  $TiO_2$ ,  $Rb$ ,  $Sr$ ,  $Ba$ , die in den beiden Lavaeinheiten zu finden sind, deuten allerdings auf einen durch Deckensedimente beeinflussten Charakter der Magmenzusammensetzung hin. Diese Tendenz zeigt den Einfluß der mächtigen Kruste, die eine Kontamination des Magmas beim Aufstieg mit sich bringt und somit eine Anreicherung der o.g. Elemente bewirkt.

## 5 Relief und Hydrographie

Das *Relief* des Llullaillaco entspricht seiner originären Aufbauform als Stratovulkan und ist gekennzeichnet durch steile Flanken im Gipfelbereich mit steilwandigen, selten geschlossenen Hohlformen an den ehemaligen Austrittsstellen der Lava und der Krater im Bereich explosiver Materialförderung. Die etwa  $15^\circ$ - $40^\circ$  steilen Flanken verflachen sich allmählich hangabwärts, so daß der Gesamtcharakter einer mäßig konkaven Vertikalwölbung mit divergierender Horizontalwölbung entsteht. Der Übergang zu den tertiären Fußflächen ist im nordwestlichen Teil auf der chilenischen Seite im Bereich der Kammlinien sehr allmählich und im Bereich der Tiefenlinien etwas schroffer. Die Fußflächen besitzen im unteren Teil fast gestreckten Charakter. Das Relief auf der südlichen und südöstlichen argentinischen Seite ist jedoch von grundsätzlich anderer Gestalt. Die sehr steilen Flanken aus dem Gipfelbereich gehen unmittelbar in eine konkave vertikale Wölbung über, die bis zum sehr flach auslaufenden Hangfuß erhalten bleibt.

Der Norden auf der chilenischen Seite und der gesamte Nordosten auf der argentinischen Seite sind durch eine Hochlage der lokalen Erosionsbasis geprägt. Die Ursache liegt einerseits im separaten tertiären Vulkanismus mit eigenständiger postgenetischer Reliefformung und andererseits im sehr hohen Ausfluß der Llullaillaco I und älteren Lava in Richtung Osten, die im wesentlichen eine vor Abtrag schützende Funktion einnahm.

Die *Hydrographie* ist dem vulkanisch geprägten Grundrelief angepaßt. Die fluviale Abtragsleistung war nicht in der Lage, den endogenen Charakter der Mesoreliefform zu ändern. SZEKELY (1986) wies darauf hin, daß dies auch über sehr lange Zeiträume durchaus wechselnder Abtragsmechanismen bei vulkanischen Aufbauformen der Fall ist. Obwohl der endogene Charakter der Mesoreliefformen durch die insgesamt radiale Gewässernetzkonfiguration betont wird, sind in den Teilbereichen, die den oben beschriebenen prinzipiellen Reliefeinheiten entsprechen, deutliche Unterschiede zu beobachten. Das insgesamt reifste und älteste Gewässernetz ist auf der chilenischen Seite im Nordwesten ausgeprägt. Es besitzt bis in Höhen von über 5000 m dentritischen Charakter, der auf drei Tiefenlinien orientiert ist (Abb. 4).



Abb. 4: Dendritisches Trockentälernetz am Nordwestabhang des Llullaillaco

Im Norden ist dies die Quebrada de las Zorritas, im Nordwesten die Quebrada Llullaillaco und im Westen die Quebrada la Barda. Eingeschaltet ist nur eine abflußlose Hohlform unmittelbar nördlich der Quebrada la Barda. Völlig anders ist die Gewässernetzkonfiguration im Süden sowohl auf der chilenischen als auch auf der argentinischen Seite. Das Gewässernetz ist wesentlich jünger und zeigt deshalb keinen durchgehenden dendritischen Charakter. Vielmehr sind Tiefenlinien teilweise durch jüngere Massenverlagerungen überschüttet bzw. auf den relativ jungen Massenverlagerungen sind nur mulden- oder flachmuldenartige Tiefenlinien vorhanden, die zum Teil in Abflußrichtung wieder verloren gehen.

Der Norden auf chilenischer Seite ist in das dendritische Gewässernetz der Quebrada de las Zorritas einbezogen. Die Gewässernetzausprägung konnte seit dem Pliozän weitestgehend ungestört vonstatten gehen. Die kurzzeitigen Asche- und Tuffablagerungen veränderten die Formungstendenz nicht wesentlich.

Der Norden auf der argentinischen Seite ist demgegenüber dreigeteilt. Einer großen abflußlosen Hohlform steht ein völlig unreifes Gewässernetz auf den hochliegenden quartären Vulkaniten gegenüber. Dazwischen hat sich ein dendritisches Gewässernetz entwickelt.

In den Tiefenlinien findet mit Ausnahme der Quebrada de las Zorritas nur episodischer Abfluß statt. Die Quelle in der Quebrada de las Zorritas ist permanent schüttend.

## 6 Vegetation

Nach RICHTER (1996) besitzt der Llullaillaco das spärlichste Pflanzenkleid der gesamten Hochatacama, wobei die Verhältnisse sehr denen am Socompa (6064 m) ca. 60 km nordöstlich ähneln, so daß davon ausgegangen werden kann, daß die andine Trockenachse am Llullaillaco oder unbedeutend nördlich davon die Hochanden quert. Die Vegetation setzt mit *Acantholippia punensis*, *Atriplex imbricata* und *Cristaria andicola* zwischen 3700 und 3800 m ein. Dies weist darauf hin, daß unterhalb von enormer Trockenheit ausgegangen werden kann. Die außerordentlich geringen Deckungsgrade, die außerhalb der Bachauen nirgends 12 % übersteigen, sind die geringsten in der Höhenstufe der Atacama. Der maximale Deckungsgrad wird bei 4250 m erreicht. Hier treten - neben zwischen 3900 m und 4910 m Höhe ubiquitär verteiltem *Stipa frigida* - noch *Mulinum crassifolium*, *Adesmia spinosissima*, *Parastrephia quadrangularis* und *Fabiana bryoides* auf. Die höhenwärtige Abnahme des Deckungsgrades ab 4250 m muß nicht zwangsläufig auf größere Trockenheit zurückzuführen sein, sondern ist nach den Beobachtungen der beiden Feldaufenthalte sowohl im Spätwinter bzw. im Spätsommer Folge der abnehmender Temperaturen. Dies wird auch dadurch belegt, daß mit Übergang ins Winterregengebiet die Artenzahl und der Deckungsgrad weiter zurückgehen. So beträgt der maximale Deckungsgrad der Vegetation zwischen Copiapo und Paso San Francisco

nur noch ca. 4%. Solifluktionerscheinungen reichen bis zu 3000 m hinab, während sie bei ähnlichen Jahresniederschlagssummen im Sommerregengebiet am Cerro Sillajhuay (5982 m) bei 19°45' s.Br. in den Hochanden erst bei ca. 4000 m auftreten.

## **7 Zur klimatischen Einordnung des Llullaillaco**

### **7.1 Rahmenbedingungen**

Auf der Westseite der Anden verdankt die Trockenachse Südamerikas ihre Entstehung einer einzigartigen Kombination geographisch-klimatologischer Faktoren: Das geschlossene, durchgehend über 4000 m aufragende Gebirgsmassiv der zentralen Anden bildet eine äußerst effektive Feuchtebarriere und sorgt auf seiner Westseite für eine weitgehende Abkoppelung des Wettergeschehens vom übrigen Kontinent. Aus dem bogenförmigen Verlauf der Gebirgsbarriere in Nordchile und Südperu und der im Vergleich zur Nordhalbkugel ungleich größeren Dynamik der südhemisphärischen Zirkulation resultiert die Lagestabilität und außergewöhnliche Persistenz des südostpazifischen Subtropenhochs und damit verbunden eine ganzjährige kräftige Subsidenz mit Erwärmung, Abtrocknung und stabiler Schichtung der Luft.

Besonders deutlich ausprägt ist die Trockenachse unmittelbar nördlich des Untersuchungsgebietes im Bereich der Atacama-Wüste, eines der hygrisch und thermisch extremsten Trockengebiete der Welt. Doch auch in den Hochlagen des Llullaillacomassivs sind Trockenheit, Wolkenarmut und Einstrahlung noch so ausgeprägt, daß selbst in über 6700 m Höhe keine rezente Vergletscherung zu beobachten ist (vgl. Kap. 8.2, WEISCHET 1966, MILLER 1976, ABELE 1987, MESSERLI et al. 1993, SCHROTT 1994).

Zum Verständnis der periglazialen Morphodynamik im Hochbereich des Llullaillaco ist abgesehen von den Niederschlagsverhältnissen der Strahlungs- und Bodenwärmehaushalt in verschiedenen Höhenstufen und bei unterschiedlicher Hangneigung und -exposition von elementarer Bedeutung. Leider sind entsprechende Klimadaten bisher aus dem Arbeitsgebiet nicht verfügbar. Erst in jüngster Zeit wurde unter französischer Leitung mit Hilfe einer automatisch arbeitenden Station am Westfuß des Llullaillaco versucht, diese Lücke zu schließen. Die Klimastationen der chilenischen Dirección General de Aguas (DGA) liegen durchweg wesentlich tiefer und zwischen 125 km (Peine, 2480 m) und 150 km (Refresco, 1850 m) vom Untersuchungsgebiet entfernt. Zudem werden Bodentemperaturen an diesen Stationen gar nicht erfaßt.

Um dennoch zu einer klimatischen Einordnung des Llullaillacoraumes zu kommen, wurde auf Klimadaten zurückgegriffen, die am Nordende des Salar de Atacama in etwa 220 km Entfernung im Rahmen des DFG-Projektes *Klimaökologie Atacama* (Leitung: M. Richter) zwischen 1991 und 1994 von SCHMIDT

(1992) bis in fast 6000 m Höhe aufgezeichnet wurden. Verwendet wurden jeweils Halbstundenmittelwerte mehrerer Jahre der Stationen Jorquencal (4270 m), Yareta (4920 m) und Sairécabur (5820 m).

Während hinsichtlich der hygrischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet viele Fragen noch offen sind, lassen sich die strahlungsklimatischen Verhältnisse nördlich des Salar sicherlich ohne weiteres auf das Untersuchungsgebiet übertragen. Aufgrund sehr ähnlicher Rahmenbedingungen (Lage, Höhe, Geologie, Substrat, Vegetation etc.) können prinzipiell auch vergleichbare Bodentemperaturverhältnisse erwartet werden. Mehrtägige Meßreihen in verschiedenen Höhenstufen des Arbeitsgebietes während der Geländeaufenthalte im Spätwinter/Frühjahr und im Spätsommer konnten die erwartete bodenklimatische Verwandtschaft der periglazial geprägten Hochlagen nördlich und südlich des Salar de Atacama belegen.

Im September und Oktober 1995 standen zu diesem Zweck Bodentempersensoren und Datalogger der Fa. THIES zur Verfügung. Zum Zwecke der klimatischen Abgrenzung des Untersuchungsgebietes gegenüber den zyklonal geprägten Winterregenklimate konnte mit diesen Geräten zusätzlich eine parallel laufende, dreiwöchige Meßreihe am 150 km weiter südlich gelegenen Paso de San Francisco in 4300 m realisiert werden. Leider war dieselbe instrumentelle Unterstützung im Februar und März 1996 nicht mehr gegeben. Während des zweiten Geländeaufenthaltes wurden deshalb Luftfeuchte und -temperatur ersatzweise mit einfachen Thermohygrographen sowie Bodentemperaturen per Hand mit Meßgeräten der Fa. AMR (stichprobenartig) ermittelt. Trotz der dadurch verursachten technischen und methodischen Schwierigkeiten stellte sich bei der Auswertung der Daten heraus, daß zusammen mit den Geländebefunden bereits hinreichend genaue Aussagen zum (Boden-) Klima im Untersuchungsgebiet gemacht werden können.

## **7.2 Vergleich der Ergebnisse**

Ein maßgebliches klimatologisches Charakteristikum der randtropisch-subtropischen Anden ist abgesehen von der ausgeprägten Trockenheit sicherlich ihr extremes Strahlungsklima. Bereits der extraterrestrische Strahlungsfluß ist gegenüber dem Nordsommer um etwa 7 % größer, da Sommersolstitium und derzeitiges Perihel (7. Januar) nur wenige Tage auseinander liegen. Infolge der Hochgebirgslage (geringe Extinktionsverluste bei kleiner optischer Luftmasse) und der extremen Aridität (sehr niedriger Wasserdampfgehalt der Luft, selbst in Hochlagen oberhalb 4000 m extreme Wolkenarmut) erreicht die Globalstrahlung im Untersuchungsgebiet extreme Monats- und Jahreswerte: Die mittleren täglichen Globalstrahlungsmaxima des strahlungsreichsten Monats Dezember liegen je nach Höhenstufe zwischen knapp 1200 und 1300 W/m<sup>2</sup>, also bereits bei 90-94 % der Solarkonstante (1367 W/m<sup>2</sup>). Im strahlungsärmsten Monat Juni werden immer noch um oder über 800 W/m<sup>2</sup> erreicht. Das bedeutet, daß die Strahlungsmaxima während des Süd-

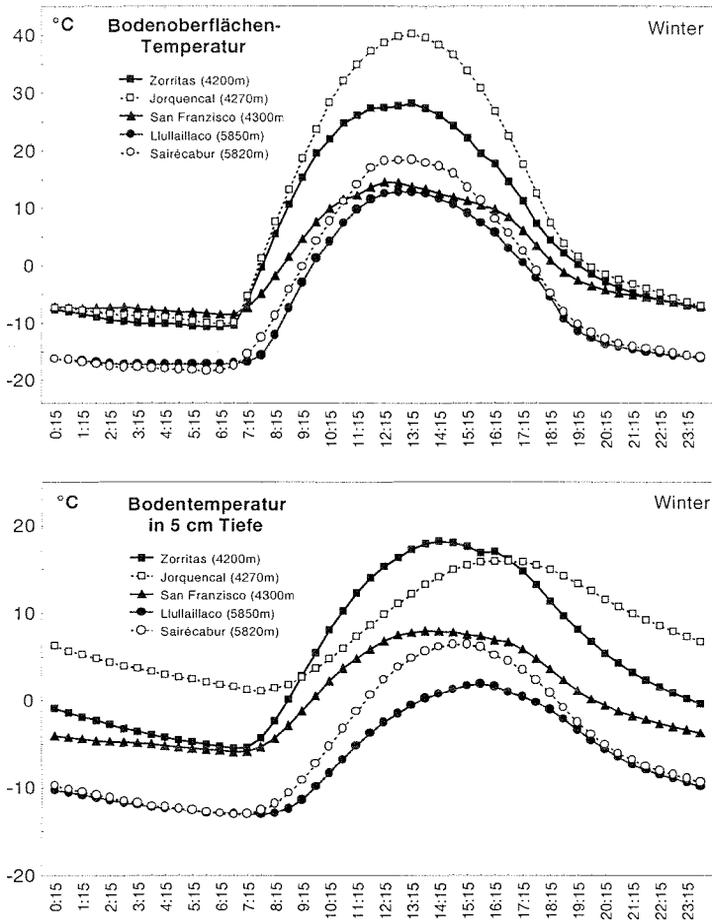


Abb. 5: Mittlere Tagesgänge der Bodenoberflächentemperatur und der Bodentemperatur in 5 cm Tiefe: Vergleich der Meßreihen vom 23.9. bis 2.10.1995 an den Standorten Las Zorritas (4200 m), San Francisco (4300 m) und Llullaillaco (5850 m) mit den Werten des gleichen Zeitraumes aus den Jahren '92 und '93 an den Stationen Jorquencal (4270 m) und Sairécabur (5820 m)

winters bereits *jeden* Tag im Durchschnitt die Werte eines hochsommerlichen Sonnentages in Mitteleuropa erreichen. Trotz hoher Verluste infolge starker Bodenüberhitzung, geringer Bewölkung und trockener Luft weist auch die bodenklimatisch bedeutsame Gesamtstrahlungsbilanz sehr hohe Maxima zur Mittagszeit auf. Dafür liegen bei regelmäßig wolkenlosen Nächten die nächtlichen Minima im Jahresmittel unter  $-100 \text{ W/m}^2$ . Extreme Einstrahlung während des Tages und ungehinderte Ausstrahlung während der Nacht ergeben noch im Jahresdurchschnitt eine mittlere tägliche Gesamtstrahlungsbilanzamplitude von annähernd  $800(!) \text{ W/m}^2$ .

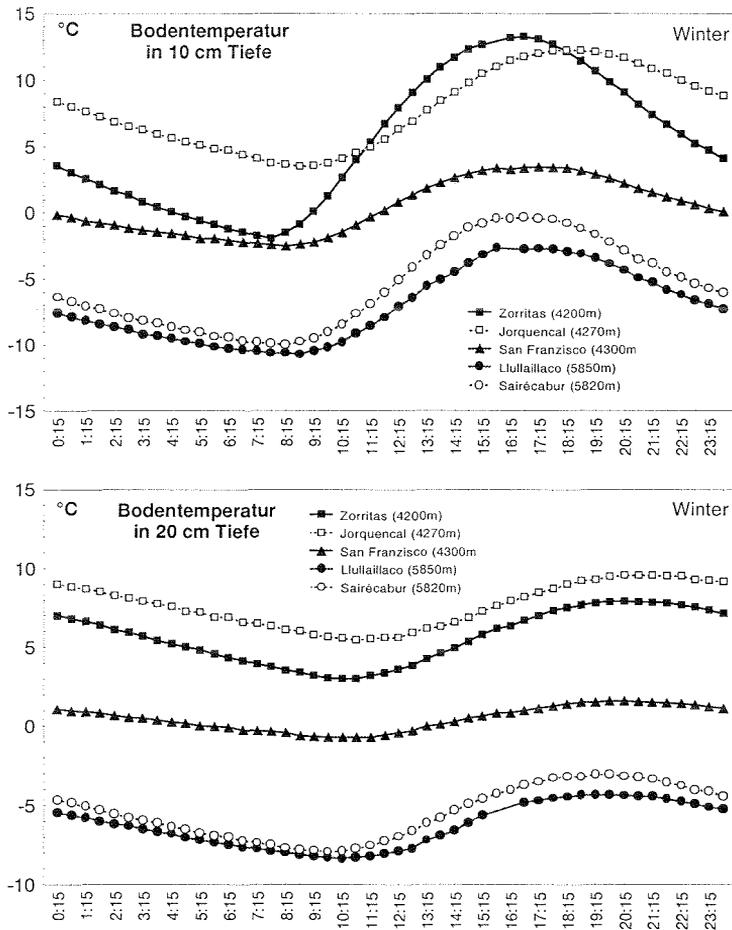


Abb. 6: Mittlere Tagesgänge der Bodentemperatur in 10 und 20 cm Tiefe: Vergleich der Meßreihen vom 23.9. bis 2.10.1995 an den Standorten Las Zorritas (4200 m), San Francisco (4300 m) und Llullaillaco (5850 m) mit den Werten des gleichen Zeitraumes aus den Jahren '92 und '93 an den Stationen Jorquencial (4270 m) und Sairécabur (5820 m)

Die Umwandlung der Sonnenenergie in sensible und latente Wärme erfolgt über den als Zwischenspeicher fungierenden Boden. Die vegetationslosen Rohböden bewirken im Untersuchungsgebiet eine direkte Koppelung der Bodenoberflächentemperaturen an den Tagesgang der Sonnenstrahlung: Die Tagesmaxima werden mit oder kurz nach den mittäglichen Maxima der Globalstrahlung erreicht (Abb. 5). Der hohe Strahlungsenergieeintrag macht sich dabei durch außergewöhnliche Tagesgänge bemerkbar. So liegen die Tagesmaxima der unmittelbar an der Ober-

fläche gemessenen Temperatur zu Frühlingsbeginn in 4200 m Höhe (Las Zorritas) bei etwa 28 °C, die Minima aber regelmäßig mehr als 10 K unter Null! Auch in 5850 m Höhe (Lullaillaco) taut der Untergrund während der Tagstunden zumindest oberflächlich auf (Tagesmaxima: 12,5 °C). Die Tagesschwankungen an der Oberfläche erreichen damit in 4200 m Höhe im Mittel fast 40 K, in 5850 m Höhe bemerkenswerterweise noch 28 K! Ergänzend sei hinzugefügt, daß nördlich des Salars die höchsten jährlichen Tagesamplituden im November oder Dezember mit über 50 K in Höhe der Station Jorquencal (4270 m) auftreten. Gegenüber der Bodenoberfläche folgen die Tagesmaxima im Boden je nach Tiefe und Bodenbeschaffenheit mit mehr oder weniger großer Verzögerung (Abb. 6): Das 20 cm-Maximum wird erst am späten Abend zwischen 20 und 21 Uhr, das nur mehr ganz schwach ausgebildete 50 cm-Maximum (ohne Abb.) gar erst am nächsten Vormittag zwischen 7 und 11 Uhr durchlaufen.

Relativ gut stimmen die mittleren Bodentemperaturen der beiden höchstgelegenen Standorte Lullaillaco (5850 m) und Sairécabur (5820 m) überein: Während der Nachtstunden sind sich die Bodentemperaturen in allen Tiefen sehr ähnlich. Die mittleren Tagesmaxima liegen am Beobachtungsstandort Lullaillaco in den oberen 10 cm des Bodens aber etwas niedriger. Ursache ist die ungewöhnlich hohe Bodenfeuchte während der Meßperiode - Schneereste in geschützter Lage erinnern daran, daß eine Woche vor den Geländeerhebungen Schnee gefallen war und Schmelzwasser tagsüber einige Zentimeter (Dauerfrost) in den Boden eindringen konnte. Durch dessen Verdunstung erhöht sich tagsüber der Energieumsatz an der Bodenoberfläche (Abnahme der Bowen-Ratio, vgl. RICHTER & SCHRÖDER 1991) und es kommt zu einer Abkühlung der oberflächennahen Bodenschichten. In 50 cm Tiefe verliert sich dieser Effekt aber, so daß sich die Tagesmittel gerade noch um 0,1 K unterscheiden (-5,9 und -5,8 °C).

Obwohl an der Bodenoberfläche jede Nacht Frost auftritt, liegen in 4200 m (Las Zorritas) bzw. 4270 m Höhe (Jorquencal) zu Frühjahrsbeginn die 50 cm-Temperaturen während des ganzen Tages deutlich über der 0°-Marke (6,1 °C, 7,0 °C). Die mittleren Tagesgänge unterscheiden sich in dieser Tiefe zu keinem Zeitpunkt um mehr als 1 K. Beim Vergleich der Tagesgänge macht sich die tiefgründige Durchfeuchtung des Las Zorritas-Substrats deutlich bemerkbar: An der Bodenoberfläche hat die erhöhte Verdunstung tagsüber einen markanten Temperaturrückgang zur Folge. In 5 und 10 Zentimeter Tiefe hingegen führt die verbesserte Wärmekopplung des feuchten Bodens im Vergleich zur Station Jorquencal zu einer Zunahme der Tagesamplituden und einer deutlich verkleinerten Phasenverschiebung der Tagesmaxima in Bezug auf die mittäglichen Strahlungsspitzen. Ganz anders liegen die Dinge schließlich am San Francisco-Paß: Sowohl die Tagesmaxima an der Bodenoberfläche als auch die Tagesmittel in 50 cm Tiefe liegen um 10-25 bzw. 5-6 K unter denen der beiden weiter nördlich gelegenen Standorte. Inwiefern dies nur eine Folge besonderer Witterungsbedingungen war, konnte durch eine Vergleichsmessung im Sommer leider nicht mehr überprüft werden.

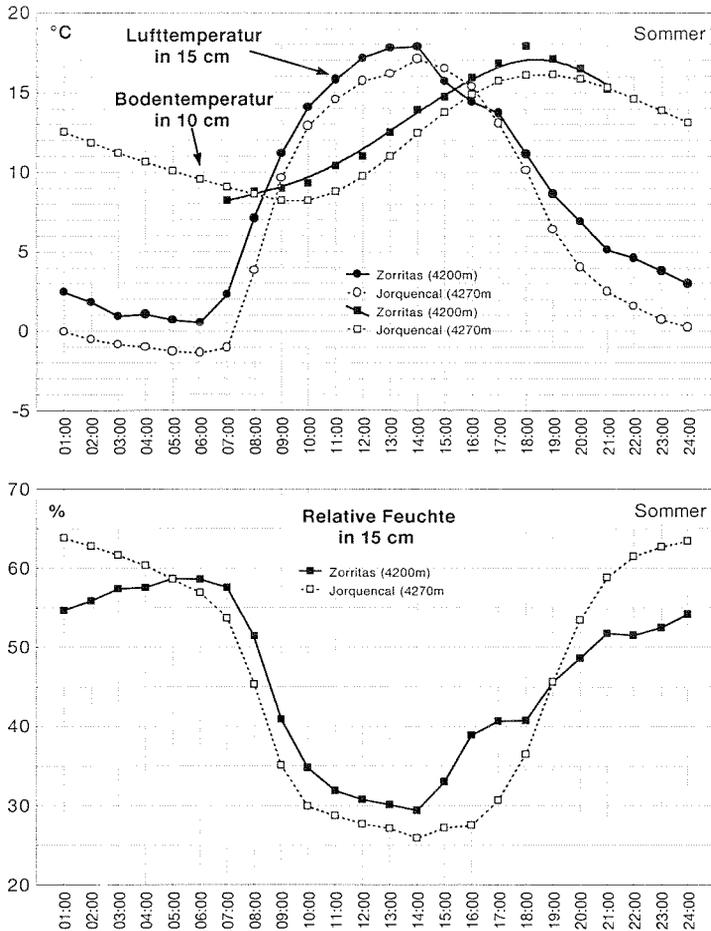


Abb. 7: Mittlere Tagesgänge der Lufttemperatur in 15 cm Höhe und der Bodentemperatur in 10 cm Tiefe (oben) sowie mittlere Tagesgänge der relativen Luftfeuchtigkeit in 15 cm Höhe (unten): Vergleich der Meßreihen vom 15. bis 22.3.1996 (Luft) bzw. vom 18.3.1996 (Boden) am Standort Las Zorritas (4200 m) mit den Werten des gleichen Zeitraumes aus den Jahren 92-94 an der Station Jorquencial (4270 m)

Wie bereits erwähnt, standen für den zweiten Geländeaufenthalt nur Thermohygrographen und Handmeßgeräte zur Bodentemperaturerfassung zur Verfügung. Abb. 7 vergleicht die wichtigsten Ergebnisse mit den entsprechenden Meßdaten der Station Jorquencial: Wiederum unterscheiden sich am Beobachtungsstandort Las Zorritas (4200 m) die Temperaturen 15 cm über und 10 cm unter der Bodenoberfläche nur um 1 bis 2 K von denen der Station Jorquencial (4270 m). Bei

den kurzen Meßreihen können derartige Differenzen auch unter den ganzjährig stabilen Bedingungen im Einflußbereich des südostpazifischen Subtrophenhochs auf Witterungsunterschiede zurückgeführt werden. Andererseits spielen bei dem hohen Anteil direkter Sonnenstrahlung bereits kleine Expositionsunterschiede eine entscheidende Rolle für den Strahlungs- und Temperaturhaushalt – im Gegensatz zur Station Jorquencal wurde am Standort Las Zorritas auf einem leicht nach Nordwesten geneigten Hang gemessen. An beiden Standorten erreicht die mittlere Tageschwankung noch im Spätsommer Werte von 17,4 bis 18,5 K! Dabei bleiben zu dieser Jahreszeit zumindest die Temperaturen in Höhe von Las Zorritas 15 cm über dem Boden gantztägig über null Grad. Mit Ausnahme der Nachtstunden, wo die tieferen Lufttemperaturen der Station Jorquencal zu relativen Luftfeuchtigkeiten bis zu 65 % führen, übersteigt die relative Luftfeuchtigkeit am Standort Las Zorritas trotz etwas höherer Lufttemperaturen diejenige der Station Jorquencal um einige Prozentpunkte. Bei näherer Betrachtung der einwöchigen Meßreihe zeigt sich aber, daß diese Differenz durch einen markanten Anstieg der nächtlichen Luftfeuchtigkeit während der letzten beiden Meßtage von durchschnittlich 50 auf fast 100 % verursacht wurde; schlußendlich erzwang heftiger Schneefall den vorzeitigen Abbruch der Geländeerhebungen.

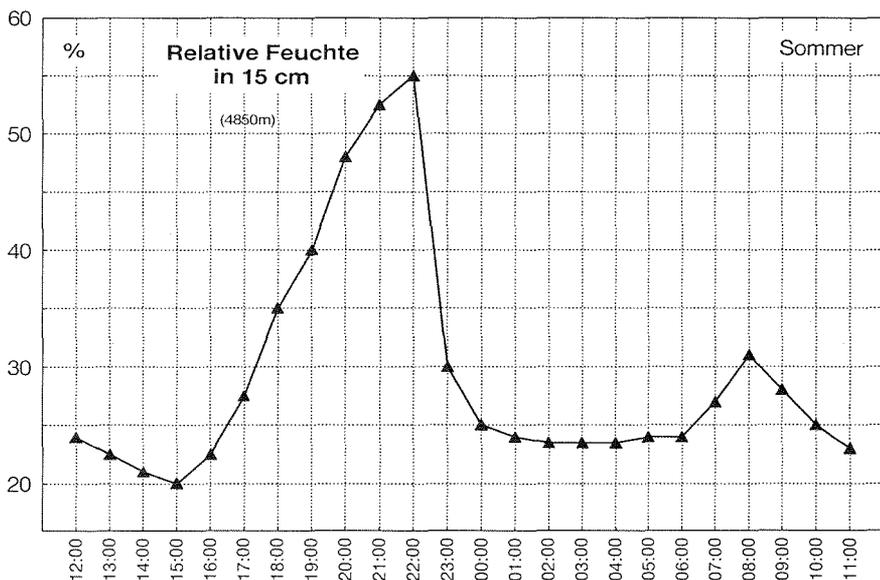


Abb. 8: Relative Luftfeuchtigkeit in 15 cm Höhe; Tagesmessung vom 9. bis 10.3.1996 an den südlichsten Ausläufern des Llullaillaco in 4850 m Höhe

Gleichwohl unterscheiden sich die Tagesgänge der relativen Luftfeuchtigkeit an den beiden Standorten doch in einem wichtigen Punkt: Gegenüber Las Zorritas, wo das Tagesmaximum erwartungsgemäß mit dem Temperaturminimum kurz vor Sonnenaufgang zusammenfällt, weist die Station Jorquencal ihre höchsten Werte um die Mitternachtsstunde auf. Dieses Phänomen ist in höheren Lagen noch auffälliger und dann auch am Llullaillaco zu beobachten: In 4900 m konnten mehrmals extreme Tagesgänge der relativen Luftfeuchtigkeit wie in Abb. 8 aufgezeichnet werden: Die Luftfeuchtigkeit steigt ab etwa 15 Uhr stark an und erreicht am späten Abend gegen 22 Uhr ihr Maximum. Während der folgenden zwei Stunden geht sie gänzlich unerwartet wieder von über 50 auf unter 25 % zurück.

Dieser außergewöhnliche Tagesgang der relativen Luftfeuchtigkeit konnte nördlich des Salar de Atacama als Folge einer tagesperiodisch wechselnden Hangwindzirkulation identifiziert werden. Dies weist darauf hin, daß auch im Falle des Llullaillacomassivs eine derartige Hangwindzirkulation eine Schlüsselstellung im andinen Klimasystem einnimmt: Entscheidend ist, daß sich infolge der enormen Aufheizung der überwiegend vegetationslosen Gesteinsoberflächen tagsüber eine thermo-orographisch induzierte Strömung zwischen Küste und Hochkordillere aufbaut, in deren unterster, wenige hundert Meter dicker Grundsicht sich das gesamte lokale Klimageschehen abspielt. Da kaum Feuchtigkeit für einen latenten Energietransport zur Verfügung steht, fungiert der Wind dabei als Hauptenergieträger. Mit dem abendlichen Rückgang der Windgeschwindigkeiten nimmt bei abnehmender Lufttemperatur und anabatischem Luftstrom die relative Luftfeuchtigkeit zunächst rasch zu. Wenn es schließlich zur großräumigen Umstellung des Hangwindsystems und dem Einsetzen katabatischer Luftströmungen kommt, machen sich in den Gipfellagen der Kordillere für den Rest der Nacht die synoptischen Windfelder der freien Atmosphäre mit ihren trockenen, westlichen Höhenwinden geltend. Das moderat ausgebildete Luftfeuchtemaximum liegt im Gipfelbereich somit in den späten Abendstunden.

### **7.3 Versuch einer bodenklimatischen Höhenzonierung**

Auf der Grundlage der relativ kurzen Meßreihen im Frühjahr und Spätsommer muß die klimatische Einordnung des Untersuchungsgebiets ein erster Versuch bleiben. Dennoch ergab der Vergleich mit den mehrjährigen Klimadaten der Hochlagenstationen nördlich des Salars eine bemerkenswerte Übereinstimmung. Oberhalb 4000 m gleichen sich die klimatischen Bedingungen an der Westabdachung der randtropisch-subtropischen Anden offensichtlich viel stärker, als die unterschiedliche Breitenlage erwarten läßt. Erst am weiter südlich gelegenen San Francisco-Paß (27° s. Br.) lassen die von der Witterung weitgehend unbeeinflussten 50 cm-Bodentemperaturen zu Frühjahrsanfang ein moderateres Strahlungs- und Temperaturklima vermuten. Da dieser Befund auch von den Ergebnissen der (klima-) morphologischen Geländeerhebungen bestätigt wird, ist es sicher vertret-

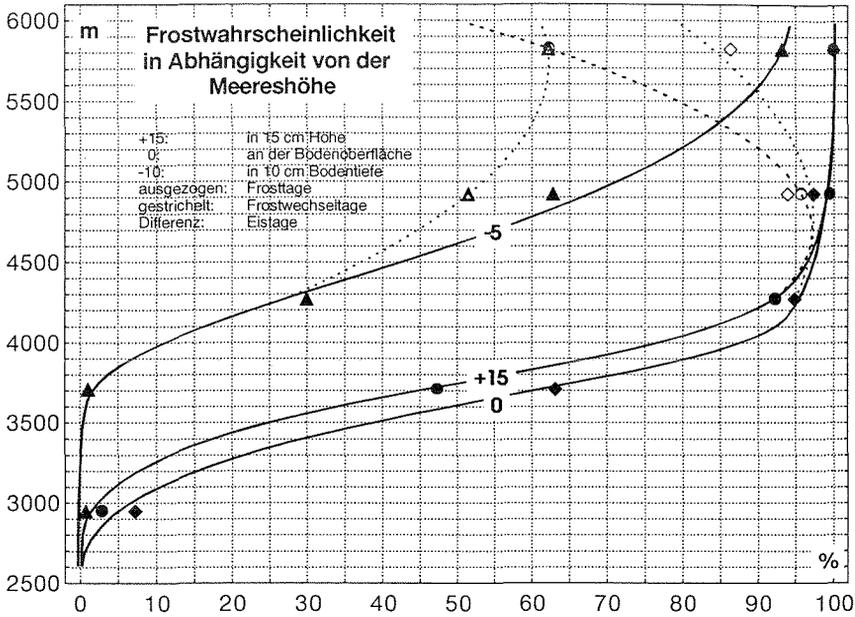


Abb. 9: Auftrittswahrscheinlichkeit von Frosttagen in 15 cm Höhe sowie an der Bodenoberfläche und in 5 cm Tiefe in Abhängigkeit von der Meereshöhe

bar, die bodenklimatische Höhenzonierung im Bereich der Stationen Jorquenal (4270 m), Yareta (4920 m) und Sairécabur (5820 m) auf das Untersuchungsgebiet zu übertragen.

Demnach treten in der Höhenstufe maximaler Vegetationsbedeckung (4200-4300 m) noch während des frostärmsten Monats in über 75 % aller Tage Bodenfröste auf. Bis in diese Höhenlage handelt es sich allerdings ausschließlich um Nachtfröste. Erst ab etwa 4900 m Höhe steigt die Temperatur während der Wintermonate nicht mehr an allen Tagen über die 0°-Marke (Eistage). In 5850 m Höhe tritt zwar jeden Tag Frost auf, der hohe Strahlungseintrag führt aber dazu, daß im Jahresmittel nur an ca. 15 % aller Tage an der Bodenoberfläche Dauerfrost zu erwarten ist; 85 % aller Tage sind auch in dieser Höhe noch Frostwechsellage mit zumindest oberflächlich auftauendem Untergrund. In 5 cm Tiefe geht dieser Wert aber bereits auf gut 60 % zurück. Dies entspricht ungefähr den Verhältnissen in zwei Meter Höhe: Hier muß an etwa 65 % aller Tage mit Dauerfrost, an 35 % mit Frostwechsel gerechnet werden (Abb. 9).

Mit dem ersten Auftreten von Dauerfrösten zwischen 4300 und 4900 m wird mit mehr als 350 (!) Frostwechsellagen pro Jahr gleichzeitig die Höhenstufe maximaler Frostwechselhäufigkeit an der Bodenoberfläche markiert. In Anbetracht der ausgeprägten täglichen Temperaturamplituden, der stetigen Deflation und dem

Fehlen einer temperierenden Schneebedeckung sollten bei Jahresmitteltemperaturen um 5 °C in dieser Höhe aus klimatischer Sicht optimale Bedingungen für eine periglaziale Morphodynamik erwartet werden (WEISE 1983). Es scheint allerdings, daß mit der Zunahme an verfügbarem Niederschlagswasser die Kernzone der Verwitterung auf über 5000 m angehoben wird. Dafür spricht auch die Tatsache, daß sich die Eindringtiefe des Frostes in tieferen Lagen auf die obersten Zentimeter des Bodens beschränkt: In 5 cm Bodentiefe muß im Jahresmittel erst ab 3700 m mit Bodenfrost gerechnet werden und die Höhenstufe maximaler Frostwechselhäufigkeit steigt auf 5600 bis 6000 m an.

## **8 Höhenstufen und Morphogenese des Llullaillaco**

### **8.1 Periglaziale Höhenstufen des Llullaillaco**

Für die periglaziale Höhenstufung des Llullaillaco ist das holozäne und das rezente Klima verantwortlich. Da der Verlauf der holozänen Klimaschwankungen ganz wesentliche Bedeutung für die Morphogenese besitzt, wird in Abschnitt 8.2 näher darauf eingegangen und sich bezüglich der periglazialen Höhenstufung auf das subrezente - bis ca. 5600 Jahre alte - und rezente Klima beschränkt.

Vom subrezentem Klima liegen bisher trotz großer Bedeutung für den periglazialen Formenschatz nur außerordentlich spärliche Informationen vor. Die Gliederungen und Angaben von PORTER (1981), HEINE (1985), MERCER (1985), MARKGRAF (1985),



*Abb. 10: Beckenschluffe in der Quebrada de las Zorritas (4000 m)*

STINGL & GARLEFF (1985), VILLEGAN (1988), VILLEGAN & VARELA (1990) und GROSJEAN, MESSERLI & SCHREIER (1991) beziehen sich auf die hochglaziale Phase der Würmvereisung und auf nacheiszeitliche Feuchte- und Temperaturschwankungen etwa bis 5000 B.P. VEIT (1991, 1996) gibt für das Elqui-Tal um 30°s.Br. im Jungholozän warme, semiaride, zeitweilig feuchte Bedingungen mit einer Temperaturenniedrigung von 1-2°C an. Die gesamte Periode ist durch leichte Aridisierung gekennzeichnet. Nach GARLEFF, SCHÄBITZ, STINGL & VEIT (1991) deutet sich auf der Andenwestseite bei 30°s.Br. ab ca. 3 000 B.P. eine feuchtere Phase an. Da diese Zone im Bereich der außertropischen zyklonalen Westwinde liegt, könnte der Höhepunkt der feuchteren Phase bei einer um ca. 5 - 6 Breitengrade nördlicheren Lage am Llullaillaco zeitlich verzögert Wirkungen hervorgerufen haben.

In der Quebrada de las Zorritas konnte in genau 4000 m Höhe eine tonig-schluffige Terrasse mit Humusbändern und eingeschalteten Wildbachschottern kartiert und durch <sup>14</sup>C-Datierungen altersbestimmt werden (Abb. 10). Im Profil wurden insgesamt 20 Proben genommen, wovon 4 Humushorizonte altersbestimmt vorliegen<sup>2)</sup>. Die Ablagerungen erfolgten in einem Zeitraum von 2436,8 ± 49 Jahre B.P. bis 1593,1 ± 36 Jahre B.P. Während eines Zeitraums von ca. 850 Jahren wurden 18 Ton-Humus-Wechselagerungen akkumuliert. Die Datierungen der beiden etwa in der Mitte des Ablagerungszyklus liegenden Proben zeigten, daß es sich um einen relativ regelmäßigen Rhythmus der Ton-Humus-Wechselagerungen handelt (Tab. 2). Da mehrere Wildbachschotter unregelmäßig linsenförmig eingeschaltet sind, kann man davon ausgehen, daß es mehrfach zu starken Abflüssen während dieser Zeit gekommen sein muß. Da sich nach dieser Phase verstärkten Abflusses und ruhiger Seebeckenablagerungen die Klimabedingungen den heutigen näherten, kann davon ausgegangen werden, daß es wesentlich trockener geworden ist. Dies wiederum hat zur Folge, daß die Vegetation insgesamt sehr geringe Deckungsgrade aufweist. Der heute auflagernde Hangschutt (Akkumulation der letzten 1500 Jahre) ist fast völlig vegetationsfrei, so daß <sup>14</sup>C-Verfälschungen durch von oben hineinwachsende jüngere Wurzeln nicht oder nur in unbedeutendem Maße vorliegen könnten. Die <sup>14</sup>C-Bestimmung in der Kernzone der Atacama besitzt damit klimatisch bedingt eine Zuverlässigkeit, die in anderen Räumen der Erde nicht erreicht werden kann. Da des weiteren auf den 2-Sigma-Fehler zurückgegriffen wurde, besitzen die Altersangaben eine große Genauigkeit.

Tabelle 2: <sup>14</sup>C-Altersbestimmung von tonig-schluffigen Terrassensedimenten in 4000 m Höhe der Quebrada de las Zorritas

Probennahme	Alter B.P.	kalibriertes Kalenderalter 2-Sigma-Fehler	Mittelwert 2-Sigma-Fehler
tn-1	1593,1 ± 36	412 - 550	481 ± 69
tn-9	2097,9 ± 42	194 - 0	97 ± 97
tn-11	2214,4 ± 42	382 - 176	275 ± 103
tn-18	2436,8 ± 49	762 - 400	581 ± 181

Für die Ausprägung des periglazialen Formenschatzes hat diese feuchtere Periode entscheidende Bedeutung. Da die Temperaturen im Bereich des Llullaillaco so niedrig sind, daß Schneefall bis 4000 m hinab auch heute möglich ist, bedeutet größere Feuchtigkeit und eventueller Übergang von episodischen zu periodischen Niederschlägen, daß sich während dieser Zeit regelmäßig Schneedecken bilden konnten. Die größere Feuchtigkeit bei gleichbleibenden oder ähnlichen Temperaturen muß zu einer Stimulierung der periglazialen Formung und zu verstärkter Hangdenudation geführt haben. Nur so ist es zu erklären, daß substratdifferenzierte Böden bis etwa 3900 m nachgewiesen werden können, aber bis 4300 m keine rezenten Formungen auf den Flächen zu beobachten sind. Diese untere Stufe, deren Obergrenze am Llullaillaco bei 4300 m liegt, ist von VEIT (1991) bei 30°s.Br. als Stufe flachgründiger Materialbewegung (subandine Höhenstufe) bezeichnet worden. Ihre Obergrenze lag bei 3500 m. Aufgrund der größeren Trockenheit dürfte es sich am Llullaillaco um eine Stufe weitestgehender periglazialer Formungsruhe auf den Flächen handeln. Auf steil geneigten Hängen sind jedoch bis 4100 m hinab Blockstauerscheinungen zu beobachten, deren Überschüttungen subrezent angelegt sind und die überwiegend durch gravitative Prozesse überprägt wurden. Da die Kombination dieser Prozesse bei permanenter Überwehung und z.T. episodischer Überspülung insgesamt zu einer Denudation der Hänge auf den mindestens 1500 Jahre alten Terrassen geführt hat, kann der obere Bereich zwischen 4100 - 4300 m als Zone der Kryodenudation bezeichnet werden. Ab 4300 m treten dann verstärkt Kleinformen der Frostmusterung auf. Neben Steinstreifen und Ansätzen von Polygonen ist es vor allem ein auf der Fläche zu beobachtendes Ineinandergreifen von Blockstau und Kryoplanation. Nicht nur die auf der Fläche liegenden Skeletteile sind mit ihrer Tiefenachse lotrecht eingeregelt, sondern auch im Bereich der überschütteten Blöcke ist dies zu beobachten. Dieser von VEIT (1991) als andine Höhenstufe bezeichnete Bereich endet am Llullaillaco auf der chilenischen Seite etwa bei 4700 m, auf der trockenen argentinischen Seite etwa bei 4950 m.

Oberhalb schließt sich dann die eigentliche periglaziale Höhenstufe an (Tab. 3). Hier dominieren die Solifluktion, die Bildung von Frostmustern und die Glatthanggenese. Im unteren Bereich sind noch eine Vielzahl von Blockstauerscheinungen zu beobachten. Der Optimalausbildungsbereich des Blockstaus liegt etwa an der Obergrenze der andinen Stufe. Anschließend prägen immer stärker solifluidale Bewegungen die Oberfläche. Deren Optimalausbildungsstufe befindet sich auf der chilenischen Seite zwischen 5100 und 5400 m und auf der argentinischen Seite etwa zwischen 5350 und 5700 m. Dabei werden Sprunghöhen der Solifluktionswülste von bis zu 1 m erreicht. Nach oben hin nimmt dann die Solifluktionswulsthöhe relativ schnell wieder ab. Ursache hierfür dürfte vor allem die Tatsache sein, daß der kontinuierliche Permafrost intensivere Bewegungen behindert. In 5400 m lag die Frostfront im März bei 50 cm und in 5850 m bei 30 cm. Vergleicht man die Klimamessungen am Llullaillaco mit denen des Sairécabur, so sind die täglichen Höchsttemperaturen im Boden im Vergleich der Spätwinter- mit den Spätsommersmessungen bei 5 und 10 cm Tiefe zwischen 2°C und 3°C, in 20 cm Tiefe dagegen

Tabelle 3: Rezente Höhenstufung des Llullaillaco auf der nordwestlichen chilenischen Seite

Höhe in m NN	Rezente Höhenstufe	Rezente geomorphologische Prozesse und Formen
6300-6739 m	obere periglaziale Stufe	in-situ-Frostschuttflächen mit unbekannter Formung
5800-6300 m	mittlere periglaziale Stufe	flachgründige Materialbewegungen mit dominanter Überspülung auf Frostschuttflächen und Solifluktionsterrassen; vereinzelt Büßerschnee und Bruchfirn
4700-5800 m	untere periglaziale Stufe	tiefgründige Materialbewegungen (bis auf Permafrostfront) mit dominierender Solifluktion, Glatthangbildung und Frostmusterung
4300-4700 m	andine Stufe	flachgründige Materialbewegungen mit einsetzendem periglazialen Formenschatz und dominierendem Blockstau bei Kryoplanation
4100-4300 m	subandine/andine Stufe	Ansätze frostbedingter Materialbewegungen an Hängen, Kryodenudation auf den Flächen
unter 4100 m	subandine Stufe	keine frostbedingten Materialbewegungen

Anmerkung: Aufgrund der größeren Trockenheit sind auf der südöstlichen argentinischen Seite die Höhenstufen um 200-300 m nach oben verschoben. Erst in Höhenlagen ab ca. 6100 m kann dann eine Angleichung beobachtet werden.

nur noch 1°C niedriger. Bei etwa 30 - 40 cm sollten sich die Temperaturverhältnisse angeglichen haben. Dies hat zur Folge, daß die Permafrostfront am Llullaillaco und am Sairécabur in etwa gleicher Höhe liegt. Man kann also davon ausgehen, daß am Sairécabur die Permafrostfront in 5500 m bei 50 cm liegt. In 5850 m Höhe dürften sich die Unterschiede aufgehoben haben.

Im unteren Bereich der periglazialen Höhenstufe sind kaum Verspülungserscheinungen zu beobachten. Ab 5800 m ist dann zu registrieren, daß Spülrinnen verstärkt Solifluktionsloben prägen. Hier wurde im Gegensatz zu VEIT (1991), der in der gesamten periglazialen Höhenstufe Abspülungen beobachten konnte, zwischen unterer abspülungsarmer bis -freier periglazialer Höhenstufe und mittlerer, dominant durch Abspülungen gekennzeichneter periglazialer Höhenstufe unterschieden. Mit zunehmender Höhe erweitern sich flächenhaft die in-situ-Verwitterungsformen. Überspülte Frostschuttflächen dominieren die Oberflächenformung. Die Kartierung konnte witterungsbedingt nur bis 6300 m durchgeführt werden. Schon in dieser Höhe setzen auch allmählich die Spülformen aus und die Frostschuttflächen bestimmen allein das Bild. Inwieweit in der oberen periglazialen Höhenstufe eine Vergesellschaftung mit anderen Formungsprozessen erfolgt, bleibt vorerst ungeklärt.

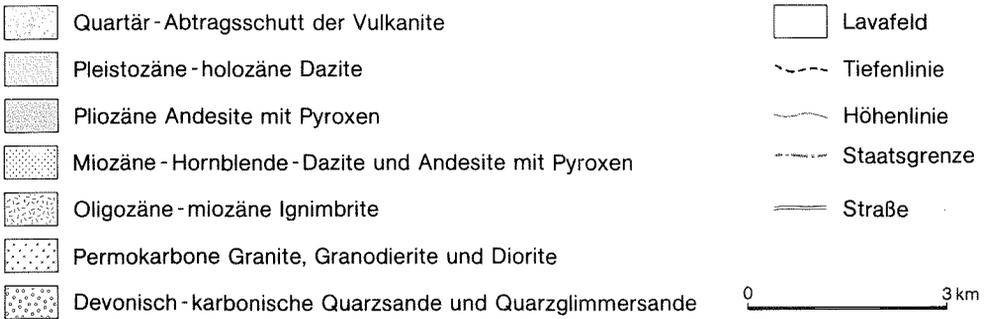
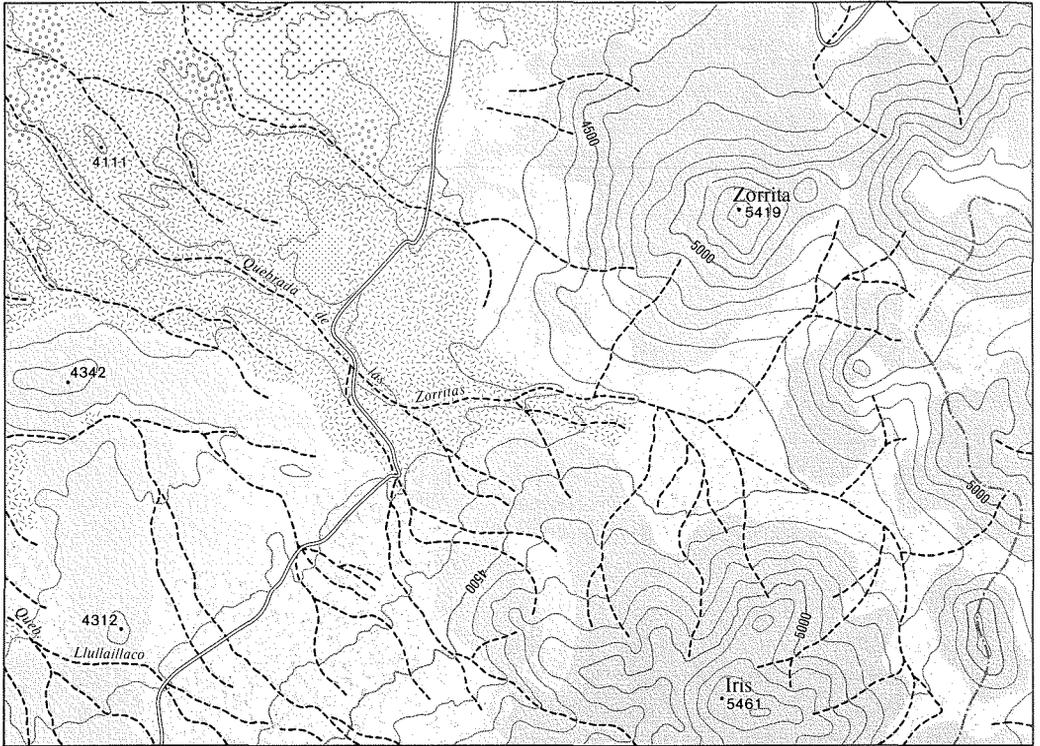


Abb. 11: Geologie im Bereich der Quebrada de las Zorritas

## 8.2 Morphogenese des Llullaillaco

Der Llullaillaco ist seit dem mittleren Tertiär eine vulkanische Aufbauform (GONZALES-FERRAN 1995), deren älteste oberflächennah anstehende Vulkanite die oligozänen bis miozänen Ignimbrite im Mittellauf der Quebrada de las Zorritas sind (Abb. 11). Sie liegen außerhalb der heutigen Vollform des Llullaillaco und werden zum großen Teil von jungen Vulkaniten und von neogenem/quartärem Abtragungsschutt verhüllt. Oberflächlich anstehend sind sie in einigen Bereichen der Talflanken der Quebrada de las Zorritas. Da die Talflanken und die Einebnungen auf den begleitenden Flächen jüngerer Alters sind, können über die oligozänen bis miozänen Formungsmechanismen auf den Ignimbriten keine zuverlässigen Aussagen gemacht werden.

Die nächste Ausbruchphase lag im Miozän. Hierbei sind lokal in der Umgebung des Mitral (5015 m, südwestlich des Llullaillaco) Hornblende-Dazit und Andesite mit Pyroxenen (Abb. 3) gefördert worden. Auch das Fördergebiet der miozänen Vulkanite liegt außerhalb der heutigen Vollform des Llullaillaco. Es stellt eine eigenständige lokale Aufbauform dar, deren morphogenetische Zusammenhänge mit den älteren Ignimbriten aufgrund der räumlichen Trennung nicht nachgewiesen werden konnten. In seiner heutigen Erscheinungsform zeigt der Mitral keine eindeutigen Glatthangbildungen. Der Gesamtcharakter muß noch als leicht konvex im Oberhangbereich - mit großen Wölbungsradien ( $r = 600 - 3000 \text{ m}$ ) - angesprochen werden. Dabei ist der Vollformenbereich durch Frostschuttflächen geprägt, die im Bereich des Oberhangs in Solifluktionswülste übergehen. Diese sind zum Mittelhang hin mit Blockstauerscheinungen vergesellschaftet. Der Unterhangbereich besteht aus schwach konkaven Wölbungen, die überwiegend durch Kryoplanationserscheinungen gekennzeichnet sind.

Die nächste Magmenförderungsphase fällt ins Pliozän. Die dabei entstandenen Andesite mit Pyroxenen bedecken mit Ausnahme der Tallagen den gesamten Bereich nördlich des Llullaillaco. Die Gipfel erreichen vielfach Höhen von über 5000 m, wobei der Iris mit 5461 m den herausragenden Punkt darstellt (Abb. 3). Obwohl jünger als die Vulkanite des Mitral, sind die Bergflanken durch sehr markante Glatthangbildungen gekennzeichnet (Abb. 12). Auch die pliozänen Andesite liegen noch außerhalb der eigentlichen Vollform des Llullaillaco. Ihre beträchtliche Höhe verdanken sie jedoch schon teilweise der Überdeckung mit jüngeren Llullaillaco-Vulkaniten, die insbesondere den südlichen Teil um den Iris vor Abtragung schützten. Da alle jüngeren Vulkanite keinerlei Ansätze von Glatthangbildungen zeigen, ist zu vermuten, daß die sehr markante Ausprägung der Glatthänge im Irismassiv aufgrund des pliozänen Alters vonstatten gehen konnte. Trotz der hohen Lage – ca. 70 - 80 % der Flächen befinden sich oberhalb von 4500 m – sind keinerlei Vergletscherungsspuren nachweisbar. Der überwiegende Teil der Glatthänge ist bis zur Wasserscheide ausgeprägt, so daß keine Frostkliffs mehr vorhanden sind. Andererseits sind auf jüngeren Vulkaniten des Hauptgipfels des Llullaillaco in



Abb. 12: Glatthänge am Iris

vergleichbarer Höhe durchaus Vergletscherungsspuren vorhanden. Die Unterschiede in der Genese dürften ihre Ursache darin haben, daß das Nährgebiet der Firneisbildungen (oder kalten Gletscher – vgl. weiter unten) deutlich oberhalb von 5400 m lag. Damit konnten sich im Bereich des Irismassivs keinerlei Firneisflächen bilden, so daß der eisbedingte exarative Abtrag unbedeutend blieb bzw. in großen Teilen nicht vorhanden war. Die periglaziale Glatthangbildung konnte über die gesamten pleistozänen Kälteschwankungen hinweg aktiv bleiben. Aufgrund der Höhenlage kann davon ausgegangen werden, daß die Glatthangbildung auch rezent stattfindet. Die Täler im Bereich der pliozänen Andesite sind überwiegend mit quartärem Abtragungsschutt dieser Vulkanite gefüllt. Dort, wo die Einzugsgebiete bis in jüngere Vulkanite einschneiden, kommt es seit dieser Einschneidung zu Wechselagerungen und zu Vermischungen der Abtragsprodukte (Oberlauf der Quebrada de las Zorritas in 4800 m Höhe). Der Aufbau der eigentlichen Vollform des Llullaillaco beginnt mit der Magmenförderung von pliozän-pleistozänen Quarz-Biotit-Dazit, deren Verbreitung in Form einer abgedeckten geologischen Karte (jüngere Abrutschmassen und periglaziale Überformungen bleiben unberücksichtigt) in Abb. 3 dargestellt ist. Heute ist davon noch ein Krater im Bereich der westlichen Plateaufläche in ca. 6100 m Höhe (Kraterrand) eindeutig einer Förderphase zuzuordnen. Die Magmenakkumulation der Quarz-Biotit-Dazite erfolgte auf den pliozänen Andesiten. Da die Höhenlage der Andesite im Bereich des Hauptgipfels nicht bekannt ist, können keinerlei zuverlässige Mächtigkeitsangaben der jüngeren Quarz-Biotit-Dazite gemacht werden.

Die Plateaufläche, die von den pliozänen-pleistozänen Quarz-Biotit-Daziten aufgebaut wird, setzt unter jüngeren Vulkaniten in 6400 m Höhe an und fällt auf chilenischer Seite (die argentinische Seite ist durch jüngere Vulkanite in dieser Höhenlage völlig überdeckt) relativ flach bis auf etwa 6000 m ab. Die Mesorelief-formen sind insgesamt durch einen sehr flächenhaften Charakter gekennzeichnet. Die einebnenden Reliefbildungsbedingungen finden ihre korrelativen Sedimente in den Fußflächenbildungen, die in Abb. 3 als quartärer Abtragungsschutt gekennzeichnet sind, auf chilenischer Seite im Nordwesten und Westen des Hauptgipfels. Die Firstlinien der denudativ und in einer jüngeren Reliefbildungsphase fluvial überprägten Fußflächen wurden von GROSJEAN, MESSERLI & SCHREIER (1991) als Moränen kartiert. Dies führte irrtümlicherweise zur Annahme einer dreiphasigen massiven Vergletscherung des Hauptgipfels, für die jedoch keine eindeutigen Hinweise bestehen. Da die Entstehung der Aufbauform des Lullaillaco mit Höhen von über 6000 m frühestens ins Pliozän fällt und die in 4800 - 5000 m Höhe ansetzenden Fußflächen an der Oberfläche aus Abtragungsschutt der Quarz-Biotit-Dazite aufgebaut sind, kann die Ausprägung des flächenhaften Charakters nur im Oberpliozän und Altpleistozän vonstatten gegangen sein. Inwieweit ältere Flächen- und Talbildungssysteme, wie sie von HERVE (1987), ABELE (1989) und FISCHER (1991) nachgewiesen wurden, erneut aktiviert wurden, bleibt ungeklärt, weil die Oberfläche des Abtragungsschuttes der pliozänen Andesite im Bereich des Lullaillaco nicht bekannt ist. Da die Sedimente in den Tälern außerordentlich jung sind und bei Rekonstruktion von kerbförmigen Talformen Sedimentmächtigkeiten von mehreren Zehnermetern angenommen werden müssen, hat während der Feuchtphasen des Pleistozäns, die im Bereich des Lullaillaco sowohl durch ein verstärktes Übergreifen von tropisch-monsunalen Strömungen vom Altiplano während der Warmzeiten als auch durch eine gesteigerte Anzahl von zyklonalen Strömungen während der Kaltzeiten zustande kommen können, durchaus verstärkt fluviale Abtragung stattgefunden.

Bei der Rekonstruktion der Vergletschungsgeschichte in den Hochanden beziehen sich die Autoren immer auf den letzteiszeitlichen Hochstand (STINGL & GARLEFF 1984, GARLEFF & STINGL 1985, HEINE 1985, KESSLER 1985, KUHLE 1985, GARLEFF, SCHÄBITZ, STINGL & VEIT 1991, GRAF 1991, GROSJEAN, MESSERLI & SCHREIER 1991 und MESSERLI et al. 1992). Nur aus der wesentlich feuchteren bolivianischen Ostkordillere liegen detailliertere Informationen über verschiedene Gletscherhochstände und deren Rückzugsphasen vor (JORDAN 1985, RAFIQPOOR 1994). Die nur sehr spärlichen Informationen über das Alt- und Mittelpleistozän im Bereich der Atacama sind durch mehrere Ursachen bedingt:

- Es dürfte sich während des gesamten Pleistozäns um einen sehr trockenen Raum gehandelt haben, bei dem – wenn überhaupt – Gletscherbildungen existierten, deren Exarationsraten relativ gering waren;
- Die spärliche glazigene Formenausprägung ist während der Interglaziale durch intensiv stattfindende periglaziale Formung weitestgehend wieder zerstört worden;

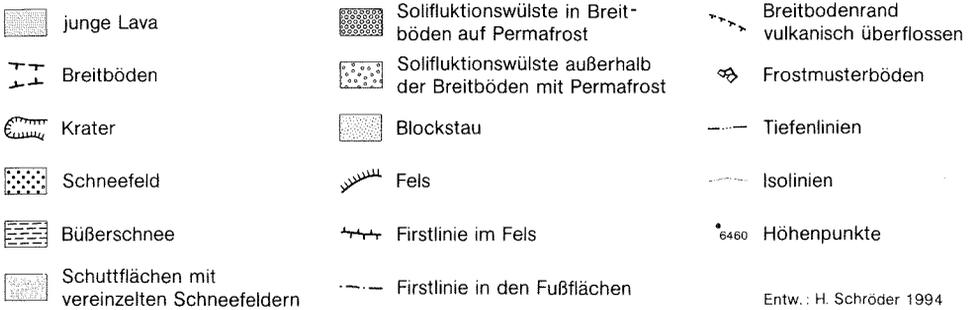
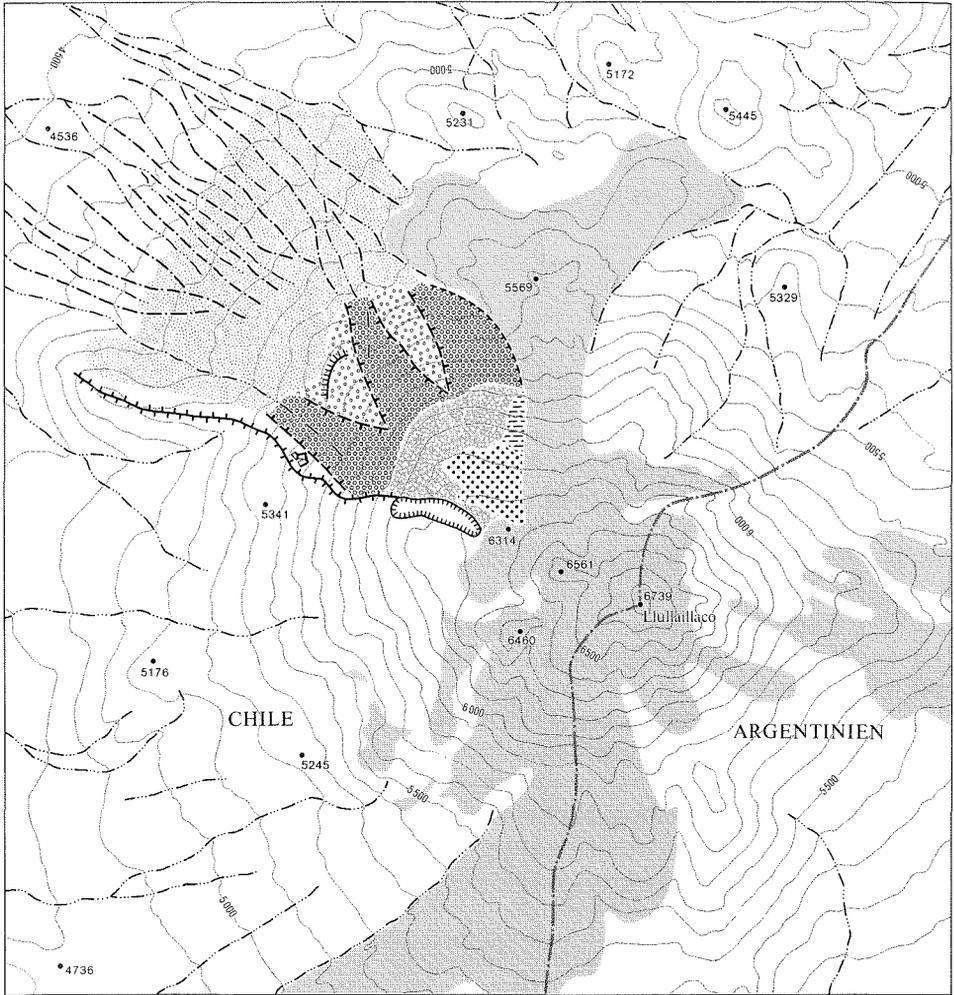


Abb. 13: Breitböden am Nordwestabhang des Lulluillaco

- Die Hangneigungen im Bereich der Vulkane sind oft recht steil, so daß die ablaufenden periglazialen, fluvialen und gravitativen Prozesse verstärkt abliefern;
- Eine Vielzahl von Vulkanen war während des gesamten Pleistozäns aktiv, so daß alle älteren Formen überprägt wurden.

Die einzige heute am Llullaillaco dem Hoch- und Spätglazial zuzuordnende Oberflächenform sind die Breitböden im Sinne von LEHMKUHL (1991/1992) auf der nordwestlichen chilenischen Seite (vgl. Abb. 13). Für LEHMKUHL ist die Breitbodengenese an den kalt-ariden Gletschertyp gebunden. Da am Llullaillaco die konvexe Hangform nicht exariert wurde, muß man wohl eher Firneisfelder im Nährgebiet annehmen. Im Zehrgebiet sind schwache Exarationsleistungen zu verzeichnen, so daß hier die Tendenz zu einer gletscherartigen Bildung verzeichnet werden kann, was ein Hinweis auf die Untergrenze der pergeliden Zone während des Hochglazials sein könnte. Die Firnlinie zwischen Nähr- und Zehrgebiet kann ebenfalls nur am Nordwestabhang ermittelt werden. Sie liegt in einer Höhenlage zwischen 5600 und 5700 m. Die Breitböden enden alle in der gleichen Höhe bei 5100 m. Die Lavamassen vom Llullaillaco II haben den nördlichen Breitboden überflossen und sind dementsprechend jünger. Die dabei entstandene geothermische Wärme könnte die Ursache für das plötzliche Abschmelzen der Eismassen gewesen sein. Auf ein derartiges plötzliches Abschmelzen weisen sowohl die Sedimente in den Tälern als auch die glazifluvialen Formungen der Ausflüsse der Breitböden hin, die dann zu den Tälern vermitteln.

Das Alter der Magmatite von Llullaillaco I mit  $41000 \pm 1000$  Jahren und von Llullaillaco II mit  $5600 \pm 250$  Jahren konnte mit Hilfe des kosmogenen Heliums an der Geowissenschaftlichen Fakultät der Universität Amsterdam bestimmt werden<sup>3)</sup>. Da die Proben aus Höhen von über 5000 bzw. 6000 m stammen, kann von einer sehr hohen Zuverlässigkeit der Methode ausgegangen werden. Es kann sowohl Vegetations- als auch Vergletscherungseinfluß ausgeschlossen werden. Auch expositionsbedingt und klimatisch herrschen optimale Bedingungen für diese Methode. Das Alter von Llullaillaco I mit  $41000 \pm 1000$  Jahren ist morphogenetisch interessant, da dieser Zeitraum nicht ausreichend war, in den Vulkaniten ansatzweise einen Glatthang entstehen zu lassen.

Auf der gesamten argentinischen Seite und im Südwesten auf chilenischer Seite sind keinerlei Spuren hochkaltzeitlicher Gletscherbildungen kartierbar. Von GROSJEAN, MESSERLI & SCHREIER (1991) und MESSERLI et al. (1992) wurden in 4900 m, 5100 m und 5500 m drei schwache Moränenstadien erfaßt. Bei genauerer Kartierung und Analyse der Sedimentstrukturen und der Morphographie zeigte sich, daß es sich um murenartige Abrutschmassen handelt (Abb. 14), die überall dort auftreten, wo wir keine Breitböden vorfinden.

Es liegt also die Vermutung nahe, daß die geothermische Erwärmung bei der Llullaillaco II-Lavenförderung vor  $5600 \pm 250$  Jahren im Bereich der Breitböden



Abb. 14: Schematische Skizze der murenartigen Abrutschmassen auf der chilenischen Seite des Llullaillaco-Südsattels

geringer war und deshalb bei Auftauen des Permafrostes und des Firneises keine murenartigen Abrutschungen stattfanden. Sonst war dies am Llullaillaco überall der Fall, was zur Zerstörung des glazialen Formenschatzes geführt hat. Die Abrutschmassen sind jünger als Llullaillaco I, da sie im Osten auf diese Lavamassen akkumuliert sind.

Seit Llullaillaco II vor  $5600 \pm 250$  Jahren fand eine intensive periglaziale und in höheren Lagen auch spülerosive Überprägung des gesamten Formenschatzes statt. Die liegenden Talsedimente, in denen keinerlei datierbares Material gefunden werden konnte, sind also korrele Bildungen zum Llullaillaco II-Vulkanismus. Die hangenden Sedimente sind auf eine Feuchteschwankung zwischen ca. 2500 und 1600 Jahre B.P. zurückzuführen. Die Mesoreliefformung der Breitböden besitzt also ein maximales Alter von 41000 Jahren. Die periglaziale Oberflächenformung und die Ausprägung des Gewässernetzes auf den Abrutschmassen ist maximal 5600 Jahre alt, wobei die Intensität der Formenausprägung auch durch die geomorphologische Wirksamkeit der Salzsprengung wesentlich gefördert wird (SCHRÖDER, MAKKI & CIUTURA 1996).

## 9 Zusammenfassung

Durch klimatische Meßreihen in der Höhenregion des Llullaillaco und Altersbestimmungen von Sedimenten und Vulkaniten konnten wesentliche Grundzüge der Klimamorphologie und der Morphogenese des höchsten und strahlungsreichsten Periglazials unserer Erde am Llullaillaco (6739 m) geklärt werden. So zeigte sich, daß ein Alter von 41000 Jahren unter den klimatischen Bedingungen der Atacama nicht ausreichend ist, um in den Llullaillaco I-Vulkaniten auch nur ansatzweise eine Glatthanggenese einzuleiten. Die einzigen Mesoreliefformen, die heute noch deutlich das Relief prägen, sind die Breitböden am Nordwestabhang. Die Sedimente der Täler, die Periglazialformen und die Abrutschmassen besitzen ein maximales Alter von 5600 Jahren. Eine Feuchteschwankung zwischen 2500 und 1600 Jahren B.P. läßt sich deutlich nachweisen. Anschließend kann, neben der weiteren Ausprägung des periglazialen Formenschatzes, ein hangdenudativer Materialversatz, der zu einer Überschüttung der Talsedimente geführt hat, beobachtet werden.

## Anmerkungen

- 1) Dipl. Geol. Iris Fleck, Institut für Geologie der FAU Erlangen-Nürnberg, sei für die Unterstützung bei der Analyse der Gesteinsproben recht herzlich gedankt.
- 2) Herrn Professor Kretschmer und Herrn Morgenroth vom Lehrstuhl für Experimentalphysik der FAU Erlangen-Nürnberg sei vielmals für die Durchführung der <sup>14</sup>C-Datierungen gedankt.
- 3) Herrn Dr. Tibor J. Dunai von der Faculty of Earth Sciences der Universität Amsterdam sei vielmals für die Durchführung der Datierungen des kosmogenen Heliums gedankt.

## Literatur

- ABELE, G. 1987: Die nordchilenisch-peruanische Andenwestabdachung. - Eine Landschaft der Extreme. - *Geographische Rundschau* 39 (2): 98-106.
- ABELE, G. 1989: Hygrisches Klima und Talbildung auf der Westflanke der Zentralen Anden. - *Geoökodynamik* 10: 253-276.
- FISCHER, K. 1991: Oberpliozäne-pleistozäne Talbildung auf der Westabdachung der mittleren Anden zwischen 18° und 27° südlicher Breite. - *Bamberger Geogr. Schriften* 11: 69-80.
- GARDEWEG, M., P. CORNEJO & J. DAVIDSON. 1984: Geologia del Volcan Llullaillaco, Altiplano de Antofagasta, Chile. - *Rev. Geol. Chile* 23: 15-31, Santiago de Chile.
- GARDEWEG, M., C.F. RAMIREZ & J. DAVIDSON. 1993: Mapa Geologico del Area del Salar de Punta Negra y del Volcan Llullaillaco. - Servicio Nat. Geol. y Minería, Santiago de Chile 5.
- GARLEFF, K., F. SCHÄBITZ, H. STINGL & H. VEIT. 1991: Jungquartäre Landschaftsentwicklung und Klimageschichte beiderseits der Ariden Diagonale Südamerikas. - *Bamberger Geogr. Schriften* 11: 359-394.
- GARLEFF, K. & H. STINGL 1984: Neue Befunde zu jungquartären Vergletscherungen in Cuyo und Patagonien. - *Berliner Geograph. Abh.* 36: 105-112.

- GARLEFF, K. & H. STINGL 1985: Höhenstufen und raumzeitliche Veränderungen in den argentinischen Anden. - Zbl. Geol. Paläont. Teil I 11/12: 1701-1707.
- GARLEFF, K. & H. STINGL (Hrsg.), 1991: Südamerika. Geomorphologie und Paläoökologie im jüngeren Quartär. - Bamberger Geogr. Schriften 11, 394 S.
- GONZALES-FERRAN, O. 1995: Volcanes de Chile.- Santiago.
- GRAF, K. 1991: Ein Modell zur eiszeitlichen und heutigen Vergletscherung in der bolivianischen Westkordillere. - Bamberger Geogr. Schriften 11: 139-154.
- GROSJEAN, M., B. MESSERLI & H. SCHREIER 1991: Seenhochstände, Bodenbildung und Vergletscherung im Altiplano Nordchiles: Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimageschichte der Atacama. Erste Resultate. - Bamberger Geogr. Schriften 11: 55-108.
- HEINE, K. 1985: Jungquartäre Klimaschwankungen auf der Südhalbkugel - Zbl. Geol. Paläont. Teil I 11/12: 1751-1768.
- HERVE, M. 1987: Movimiento Normal de la Falla Paposo, Zona de Falla Atacama en el Mioceno, Chile. - Rev. Geol. de Chile 31: 31-36, Santiago.
- JORDAN, E. 1985: Holozäne Gletscherschwankungen in den bolivianischen Kordilleren. - Zbl. Geol. Paläontol. Teil I 11/12: 1585-1609.
- KESSLER, A. 1985: Zur Rekonstruktion von spätglazialen Klima und Wasserhaushalt auf dem peruanisch-bolivianischen Altiplano. - Zschr. Gletscherkunde und Glaziologie 21: 107-114.
- KUHLE, M. 1985: Spuren der hocheiszeitlichen Gletscherbedeckung in der Aconcagua-Gruppe (32-35°S). - Zbl. Geol. Paläontol. Teil I 11/12: 1635-1646.
- LEHMKUHL, F. 1991/92: Breitböden als glaziale Erosionsformen - ein Bericht über Vergletscherungstypen im Qilian Shan und im Kunlun Shan (China). - Zschr. f. Gletscherkunde u. Glaziologie 27/28: 51-62.
- LINDER, W. 1993: Interpolation und Auswertung digitaler Höhenmodelle mit Methoden der digitalen Bildverarbeitung. - Das Programmsystem MODELL. - Veichtaer Stud. z. Angew. Geogr. und Regionalwiss. 9: 31-37.
- MARKGRAF, V. 1989: Paleoclimates in central and south America since 18000 B.P. based on pollen and lake-level records. - Quat. Science Rev. 8: 1-14.
- MERCER, J.H. 1985: Changes in the ice cover of temperate and tropical South America during the last 25000 years. - Zbl. Geol. Paläont. Teil I 11/12: 1661-1665.
- MESSERLI, B. et al. 1992: Die Veränderungen von Klima und Umwelt in der Region Atacama (Nordchile) seit der letzten Kaltzeit. - Erdkunde 46: 257-272.
- MESSERLI, B. et al. 1993: Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano during the last 18,000 years: a preliminary synthesis. - Mountain Research and Development 13 (2): 117-127.
- MILLER, A. 1976: The Climate of Chile. - Schwerdtfeger: The Climates of Central and South America: 113-133.
- PORTER, S. 1981: Pleistocene glaciation in the Southern Lake District of Chile. - Quat. Res. 16: 263-292.
- RAFIQPOOR, M.D. 1994: Studium zur Morphodynamik in der Höhenstufe der Apolobamba-Kordillere (Bolivien). = Erdwiss. Forschung XXXI, Stuttgart.
- RICHTER, M. 1996: Klimatologische und pflanzenmorphologische Vertikalgradienten in Hochgebirgen. - Erdkunde 50: 205-237.

- RICHTER, M. & R. SCHRÖDER. 1991: Klimatologische und vegetationskundliche Höhengradienten im Death Valley National Monument. - *Erdkunde* 45: 38-51.
- RICHTER, M. & H. SCHRÖDER. 1996 (im Druck): Remarks on the Paleoecology of the Atacama basing on the latest distribution patterns. - *Bamberger Geogr. Schriften*.
- SCHMIDT, D. 1992: An der höchsten Klimastation der Erde. - *Praxis Geographie* 11: 38-39.
- SCHRÖDER, H. 1996: Das Periglazial des Llullaillaco. Erlangen, 75 S.
- SCHRÖDER, H., M. MAKKI & M. CIUTURA. 1996: Die Zusammensetzung und morphologische Wirksamkeit der Salze in der ariden Höhenregion der Atacama (Chile). - *Mitt. d. Fränk. Geogr. Gesellschaft* 43: 259-273.
- SCHROTT, L. 1994: Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien). = *Heidelberger Geogr. Arb.* 94.
- SCHUT, G.H. 1976: Review of interpolation methods for Digital Terrain Models. Invited paper, Commission III, ISPRAS-Kongreß, Helsinki, 23 S.
- STINGL, H. & K. GARLEFF. 1984: Spätglaziale und holozäne Gletscher- und Klimaschwankungen in den argentinischen Anden. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil I* 11/12: 1667-1677.
- SZEKELY, A. 1986: Vergleichende geomorphologische Untersuchungen an Vulkanen der Tropen und Randtropen - ein Beitrag zur geomorphologischen Höhenstufung. - *Geoökodynamik* 7: 129-160.
- VEIT, H. 1991: Jungquartäre Relief- und Bodenentwicklung in der Hochkordillere im Einzugsgebiet des Rio Elqui (Nordchile, 30°S). - *Bamberger Geogr. Schriften* 11: 81-97.
- VILLEGAN, C. 1988: Expansion of Magellanic Moorland during the Late Pleistocene: Palynological Evidence from Northern Isla de Chiloé, Chile. - *Quat. Res* 30: 304-314.
- VILLEGAN, C. & J. VARELA. 1990: Palynological evidence for increased aridity in the central Chilean coast during the Holocene. - *Quat. Res.* 34: 198-207.
- WEISCHET, W. 1966: Die klimatologischen Entstehungsbedingungen der extremsten Wüste der Erde. - *Freiburger Universitätsblätter* 5 (5): 53-67.
- WEISE, O. R. 1983: Das Periglazial. Berlin, Stuttgart.
- WIESER, T. 1992: Das Digitale Geländemodell 'Polygrid' und seine Anwendungsmöglichkeiten bei Flächenstilllegungs- und Extensivierungsprogrammen für den Raum Querfurt. - Diss. Halle.

## Summary

With the help of climatic measurements at the altitude of the Volcano Llullaillaco and the age determination of the sedimentites and the volcanic rocks it was possible to clarify essential features of the climatic geomorphology and the development of the relief of the highest and the most exposed to radiation of the periglacial of the earth at the Llullaillaco (6739 m). It became evident, that under the climatic conditions of the Atacama an age of 41000 years is not sufficient to initiate even the slightest sign of a development of a rectilinear slope within the Llullaillaco-I-volcanic rocks. The mesoreliefforms which clearly dominate the relief are wide

bottom hollows at the northwestern slope. The sediments of the valleys, the periglacialforms and the mud flows have a maximum age of 5600 years. A variation in humidity between 2500 and 1600 years B.P. can clearly be proven. After that one can observe – apart from the ongoing genesis of the periglacial – a denudation of the slopes, which leads to a accumulation of the sediments in the valleys.