

## DAS RELIEF DER ANDENWESTFLANKE BEI ANTOFAGASTA (NORDCHILE) UNTER DEM EINFLUSS LANGFRISTIGER UND EXTREMER TROCKENHEIT

Mit 3 Abbildungen und 9 Photos

GERHARD ABELE

*Summary:* Morphology of the western slope of the Andes near Antofagasta (Northern Chile) under the influence of extreme and long-term aridity

In the course of the uplift of the Central Andes the very dry climate on their western slope became even drier. Extreme and long-term aridity led to very low erosion rates. The widespread layer of highly soluble nitrates (saltpeter) covering the landforms of the extreme desert in the Central Depression, and the thin but vast sheets of ignimbrites overlying the western slope of the high cordillera have therefore been preserved from the Miocene and Pliocene until today. The insignificant erosion on the western slope of the Andes is related to the lack of accumulation in the Atacama trench immediately west of the North Chilean coast. Therefore near Antofagasta the driest desert and the highest slope on earth (nearly 15 000 m) coincide. There is even an interdependence of both extremes: the higher the cordillera was lifted up, the drier became the climate of its western slope, and the increasing aridity in turn led to a slower erosion and thus to an even higher cordillera.

### 1. *Trockenstes Klima und größter Höhengsprung*

Zwei Extreme prägen die Andenwestflanke bei Antofagasta: der größte Höhengsprung der Erde und eine der trockensten Wüsten, möglicherweise die trockenste Wüste. Während die Berge hier bis nahezu 7000 m aufragen (Llullaillaco 6723 m), greift die in der Subduktionszone zwischen der Nazca- und Südamerika-Platte gelegene Tiefseerinne westlich Antofagasta bis 8066 m hinab (GORSHKOV 1976, S. 293), tiefer als ihre weiter im Norden und Süden gelegenen Abschnitte. Damit ergibt sich ein maximaler Höhenunterschied von fast 15 000 m auf 300 km Horizontalabstand (Abb. 1).

Die Ursachen der großen Trockenheit sind die Stetigkeit der südostpazifischen Antizyklone unter den Zirkulationsbedingungen der Südhemisphäre und die Lage am Ostrand dieses Hochs mit küstenparallelen Winden aus Süden und daher kaltem Auftriebswasser vor der Küste (landabwärtige Bewegung des Wassers infolge der nach links wirkenden Corioliskraft) sowie verstärkt absteigender Luft im Küstengebiet (Divergenzeffekt, vgl. LYDOLPH 1957 sowie

BRYSON u. KUHN 1961). Trockenheitsfördernd ist darüber hinaus vor allem die Höhe und Geschlossenheit der Kordillere, die eine Barriere zur feuchten Ostseite bildet (WEISCHET 1966, S. 6 f.), den Ostrand des Hochs zusätzlich stabilisiert (TREWARTH 1961, S. 28 ff.) sowie den Divergenzeffekt im unteren Teil der Andenwestabdachung entscheidend verstärkt. Wie groß der Einfluß der Anden auf das hygrische Klima ist, zeigt sich bei einer Gegenüberstellung mit dem großklimatisch vergleichbaren südwestafrikanischen Trockengebiet, wo kein derart hoch aufragendes Gebirge vorhanden ist. Dort nehmen die Jahresmittel der Niederschläge von der Küste landeinwärts stetig zu (SCHULZE 1972, S. 512 u. 559), während sie sich in Nordchile mit wachsendem Abstand von der Küste zunächst noch weiter verringern, um in der jenseits der Küstenkordillere gelegenen Längssenke, trotz deren Höhe von meist über 1000 m, ihr Minimum zu erreichen (s. u.).

Diese geomorphologischen und klimatischen Extreme treffen in Nordchile nicht zufällig zusammen. Die junge und starke Hebung bzw. vulkanische Aufhöhung der Anden führte im Bereich der Trockenachse, die im Hinterland von Antofagasta die Kordillere quert, nicht zu so starker Abtragung wie in den nördlich und südlich anschließenden feuchteren Gebirgsabschnitten. Unter dem Einfluß der langfristigen Trockenheit kam es hier einerseits zu geringerer Zerschneidung und Erniedrigung der Kordillere und andererseits zu einer ebenfalls nur geringen Auffüllung der sich unmittelbar vor der Küste absenkenden Tiefseerinne und damit zum großen Höhengsprung. Diese Abhängigkeit belegen HAYES (1974, S. 586) und ZIEGLER et al. (1981, S. 256) durch die gegen die niederschlagsreicheren Abschnitte der Andenwestflanke zunehmende Sedimentmächtigkeit in der Tiefseerinne.

Die trotz fehlender oder spärlicher Vegetation geringe Abtragung im Bereich der Trockenachse ist bedingt durch die außerordentliche Seltenheit der Regenfälle im unteren Höhenbereich, die relativ geringe Ergiebigkeit der regelmäßigen Niederschläge in der Hochkordillere und die Langfristigkeit des Trockenklimas (s. u.).

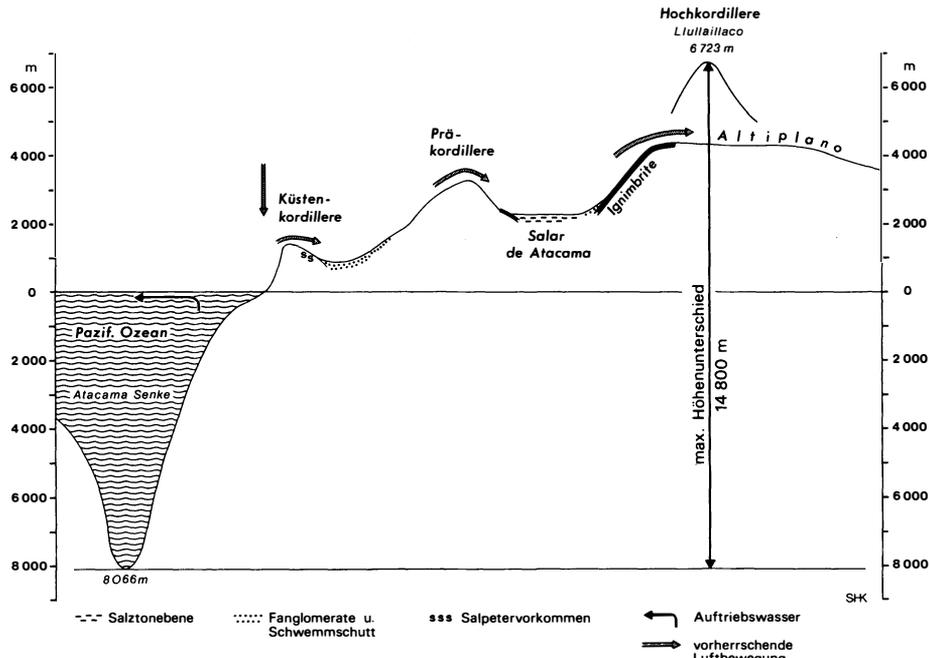


Abb. 1: Schematisches Vertikalprofil der Andenwestflanke bei Antofagasta  
Schematic section of the western slope of the Andes near Antofagasta

## 2. Geologisch-geomorphologisches West-Ost-Profil

Das Zusammenwirken von relativ junger Tektonik oder jungem Vulkanismus einerseits und langfristiger Aridität andererseits bestimmt im Bereich der Trockenachse im Hinterland von Antofagasta nicht nur die Andenwestflanke als Ganzes, sondern auch deren einzelne Formelemente, die hier in ihrer W-E-Abfolge besprochen werden sollen<sup>1)</sup>:

Der geschlossene, bis zu weit über 1000 m hohe Steilabfall der Küstenkordillere zum Pazifischen Ozean entstand nach ZIEGLER et al. (1981, S. 253) im Rahmen der sukzessive fortschreitenden Einbeziehung des Kontinentalrandes in die Absenkungsbewegung der unmittelbar westlich davon liegenden Subduktionszone. Ein solch starkes Zurückweichen sei nur bei langfristig ariden Verhältnissen auf dem anschließenden Festland mit geringem Abfluß und

<sup>1)</sup> Die Geländearbeiten zur vorliegenden Untersuchung wurden im Jahre 1985 durchgeführt. Sie erfolgten mit großzügiger Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft. Für die Untersuchungen in der Hochkordillere und Cordillera Domeyko stellte mir die Forschergruppe „Mobilität aktiver Kontinentalränder“ der FU und TU Berlin ein Geländefahrzeug zur Verfügung. Bei den Fahrten und Begehungen begleitete mich Herr R. LIESEN-FELD.

geringem meerwärtigen Transport von Abtragungsprodukten möglich gewesen. Unter feuchteren Bedingungen wären die Erosionsprodukte zunächst zur Tiefseerinne transportiert, daraufhin tektonisch landwärts verlagert und an den Kontinentalrand angefügt worden (ZIEGLER 1981 et al., S. 253). Die langfristige Absenkung vor der nordchilenischen Küste begünstigte die marine Abrasion und damit die Ausbildung des sehr hohen „Kliffs“ (MORTIMER 1980, S. 7). Nicht nur dessen große Höhe, sondern auch dessen Steilheit und gute Erhaltung sind Folgen des langfristig ariden Klimas. Unter feuchteren Bedingungen wären das „Kliff“ stärker abgeböschert und die Küstenkordillere stärker zerschnitten und erniedrigt worden.

Taleinschnitte, die die Küstenkordillere queren, um am „Kliff“ hoch über dem Meeresspiegel abrupt zu enden, entstanden zu einer Zeit, als die Küste noch weiter im Westen lag (MORTIMER 1980, S. 20). Der Unterlauf der Täler fiel der Subduktion und Abrasion zum Opfer. Die einst größere Breite der Küstenkordillere ist neben der langfristig großen Trockenheit und der jungen Hebung ein zusätzlicher Grund für die große Höhe der Oberfläche des östlich anschließenden Aufschüttungskörpers in der nordchilenischen Längssenke bzw. Pampa del Tamarugal von zumeist über 1000 m. Die im Jungtertiär durch Flüsse von der Prä- und Hochkordillere in der Längssenke abgelag-

gerten Sedimente wurden durch die Küstenkordillere wie durch einen Damm gestaut (MORTIMER u. SARIC 1972, S. 167). Wäre dieser Damm langfristig von wasserreichen Flüssen aus der Hochkordillere gequert worden, so hätten ihn diese tiefer zerschnitten und die Längssenke wäre nicht bis zum heutigen Niveau aufgefüllt worden. Der Rio Loa, der als einziger Fluß der Andenwestabdachung im Bereich der Trockenachse heute noch das Meer erreicht, vermag sich nicht tief in die Küstenkordillere und die Ablagerungen der Längssenke einzuschneiden, denn er ist zu wasserarm und – infolge seines langen S-N-Verlaufs in der Längssenke – nicht gefällsreich genug.

Die östlich der Längssenke aufsteigende Präkordillere bzw. Cordillera Domeyko (3000–4000 m) wird im Bereich der Trockenachse kaum durch Taleinschnitte gegliedert, und dies, obwohl sie – im Gegensatz zur Hochkordillere – nicht jungvulkanisch ist. Eine Folge der Trockenheit ist auch die Erhaltung der jenseits der Cordillera Domeyko gelegenen tiefen Depressionen des Salar de Atacama (2300 m) und Salar Punta Negra, die trotz ihrer Lage am Westfuß der Hochkordillere (bis zu 6700 m) keine Gefällsverbindung zum Meer besitzen. Bei langfristig feuchterem Klima wären sie unter diesen Reliefbedingungen selbst bei starker tektonischer Absenkung aufgefüllt worden. Die Salare in diesen Senken reichen sehr nahe an den Fuß der Hochkordillere heran. Auch dies ist nur bei langfristig geringer Wasserführung und Sedimentation der von der Hochkordillere kommenden Gewässer zu erklären.

Die Hoch- bzw. Westkordillere verdankt ihre große Höhe nicht nur der jungen Hebung und der vulkanischen Aufhöhung, sondern auch dem selbst in der andinen Hochzone relativ trockenen Klima und der demzufolge geringen Zerschneidungstendenz. Die Vulkanite wurden hier eher in normaler Akkumulationsabfolge übereinander abgelagert und in geringerem Maße ineinandergeschachtelt als in den nördlich und südlich anschließenden feuchteren Andenabschnitten. Die geringe Zerschneidung des Gebirgskörpers trug auch zur weniger starken Kanalisierung und daher zur weitflächigen Ausbreitung der Ignimbritdecken bei. Wenn sich im Bereich der peruanisch-bolivianisch-nordchilenischen Hochkordillere und des Altiplano eines der größten Ignimbritvorkommen (ZEIL u. PICHLER 1967, S. 49) sowie das Gebiet mit den meisten und höchsten Stratovulkanen der Erde (ZEIL 1959, S. 219) befindet, so ist dies auf ein Zusammenwirken geologischer Faktoren und günstiger klimatischer Konservierungsbedingungen zurückzuführen. Nach radiometrischen Datierungen blieben hier selbst obermiozäne Ignimbritdecken und

von diesen umgebene Reste von ebenfalls obermiozänen Stratovulkanen erhalten (BAKER 1977, S. 459). Auch die in morphologisch sehr exponierter Lage weitflächig die Westabdachung der Hochkordillere überkleidenden, geringmächtigen mio-pliozänen Ignimbritdecken wurden nicht abgetragen. Maßgebend hierfür war neben dem langfristig trockenen Klima die Wasserdurchlässigkeit der Ignimbrite. Wichtig war hierfür ferner die Tatsache, daß die Hochkordillere während der Förderung der Ignimbrite im Mio-, Plio- und Pleistozän gehoben wurde (RUTLAND u. GUEST 1965, S. 677; vgl. FISCHER 1985, S. 248) und damit erst nach vollendeter Ablagerung des Ignimbritstapels ihre heutige Höhe erreichte.

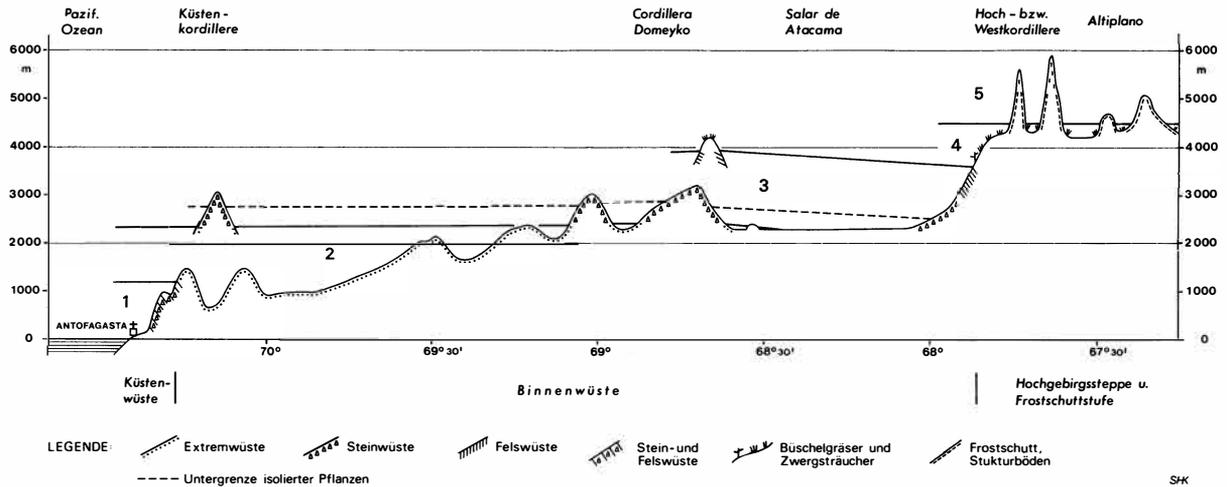
### 3. Die geomorphologischen Höhenstufen

Nirgends auf der Erde können die unterhalb der nivalen Stufe entwickelten geomorphologischen Höhenstufen über eine größere Vertikaldistanz verfolgt werden als in Nordchile, denn durch die große Aridität ergab sich nicht nur der große Höhengsprung an der Andenwestflanke, sondern kommt es auch zur höchstgelegenen klimatischen Schneegrenze. Im Bereich der Trockenachse sind selbst die über 6000 m aufragenden Berge nicht vergletschert (MESSERLI 1966, S. 131).

Wegen der geringen Zerschneidung der Andenwestflanke sind die Höhenstufen hier nicht wie in anderen Hochgebirgen stark miteinander verzahnt, sondern bis in große Höhen als mehr oder weniger parallel zueinander N-S-verlaufende und in W-E-Richtung aufeinanderfolgende Gürtel entwickelt. Nach Formenschatz und geomorphologischen Prozessen können grob folgende fünf Höhenstufen (Abb. 2) unterschieden werden (in Klammern jeweils die Ober- und Untergrenze der Stufe sowie die Jahresmittel des Niederschlags)<sup>2)</sup>:

1. Küstenwüste (unter 1100 m; Antofagasta: 4,9 mm);
2. Untere Binnenwüste (500 bzw. 1100 bis 2000 bzw. 2400 m; Canchones: 0,6 mm);
3. Obere Binnenwüste (2000 bzw. 2400 bis 3700 m; Est. San Pedro: 50 mm);
4. Stufe der abtragungshemmenden Vegetation (3700 bis 4400 m; Inacaliri: 140 mm);
5. Frostschuttstufe (über 4400 m).

<sup>2)</sup> Meereshöhen der Stationen, Beobachtungszeiträume und Quellen der Niederschlagsdaten: Antofagasta, 119 m, 1931–1960, *Pluviometría de Chile* 1966; Canchones, 960 m, 1962–1974, CHONG 1984, S. 12; Estación San Pedro, 3200 m, 1917–1946, WEISCHET 1970, S. 201; Inacaliri, 4100 m, 1970–1979, *Dirección de Aguas, Min. de obras públ.*



Geomorphologische Höhenstufen: 1 Küstenwüste 2 Untere Binnenwüste (Extremwüste) 3 Obere Binnenwüste  
4 Stufe der abtragungshemmenden Vegetation 5 Frostschuttstufe

Abb. 2: Die geomorphologischen Höhenstufen der Andenwestflanke im Hinterland von Antofagasta  
Geomorphological levels of the western slope of the Andes near Antofagasta

3.1. Die Küstenwüste

Die bis zur Obergrenze der Küstennebel ( $\pm 1100\text{ m}$ ) reichende Küstenwüste (Unterscheidung von Binnenwüste vgl. WEISCHET 1966) ist durch salzreiche Hangoberflächen, häufigen Befeuchtungswechsel und dementsprechend starken Anfall von Lockermaterial gekennzeichnet (ABELE 1982). Die dadurch entstehende dünne, aber geschlossene Schuttauflage auf den Hängen ist allerdings bei Antofagasta in den fluvialen Rinnen unterbrochen. Grund hierfür ist die nach Süden zunehmende Ergiebigkeit der sehr seltenen Winterregen. Auch die Salzkrusten, die bei Arica, insbesondere im Valle Azapa und in der Quebrada Vitor (Photo 1), die Hänge weitflächig überkleiden, spielen bei Antofagasta eine geringere Rolle.

Die teilweise von Tafoni perforierten Wände an der Westflanke der Küstenkordillere (PASKOFF 1978/79, S. 20) zeigen, daß das Lockermaterial auch bei Antofagasta zu einem nicht geringen Teil durch Salzverwitterung entsteht. Das sehr steile Gefälle dieses hohen Abfalls, der hohe Anteil von Feinmaterial als Folge der Salzverwitterung und die relativ große Ergiebigkeit der sehr seltenen Regen begünstigen die stark schuttbelasteten Abflüsse und Muren. Deren Ablagerungen bilden die mächtigen Schwemmkegel, Murkegel und Murschwemmkegel am Westfuß der Küstenkordillere (PASKOFF 1978/79, S. 12). Diese werden zwar zum Teil unter den gegenwärtigen Bedingungen in sehr großen zeitlichen Abständen wei-

tergebildet, was jedoch keinesfalls ein junges Alter der Kegel als Gesamtform belegt. So verzahnen sich die Ausläufer eines Schwemmkegels bei Mejillones mit den Sedimenten einer etwa 10 m über dem heutigen Meeresspiegel gelegenen marinen Terrasse, die nach RADTKE (1987, S. 14) dem letzten Interglazial zuzuordnen ist.

Die Nordgrenze der großen Mur- und Schwemmkegel am Westabfall der Küstenkordillere liegt nördlich Tocopilla etwa im Bereich der Mündung des Rio Loa ( $21^\circ 30' \text{ s. Br.}$ ).



Photo 1: Im Küstennebelgebiet der Quebrada Vitor ( $18^\circ 45' \text{ s. Br.}$ ) bewegt sich die Salzkruste eines Hanges in Form eines Salzvorhangs die Aufschlußwand hinab. Aufnahme: G. ABELE, 3. 9. 1985

Salt-induced creeping in an artificial cut in the coastal desert (Quebrada Vitor  $18^\circ 45' \text{ s. L.}$ )

Bis hierher dringen auch unter den heutigen klimatischen Bedingungen die sehr seltenen, aber ergiebigen winterlichen Frontalniederschläge der außertropischen Zyklonen vor. So führten die letzten ergiebigen Starkregen im Jahre 1940 in Tocopilla zu großen Zerstörungen. Im nördlich des Rio Loa gelegenen Iquique hingegen waren diese Niederschläge weit geringer. Auch die in den Südwintern 1983, 1984 und 1985 fallenden relativ starken Regen erreichten nur Tocopilla (*La Prensa de Tocopilla* vom 8. u. 9. 6. 1984 sowie 25. u. 26. 7. 1985), nicht jedoch Iquique. (Die Reihe relativ niederschlagsreicher Jahre setzte sich 1987 fort. Die starken Regen im Juli dieses Jahres führten u. a. in Taltal zu Zerstörungen). Daß der hygrische Gegensatz beiderseits der Rio-Loa-Mündung innerhalb der jüngeren geologischen Vergangenheit über längere Zeiträume vorhanden war, zeigt der von WEISCHET (1970, S. 323f.) herausgestellte Unterschied in der autochthonen Zertalung der Küstenkordillere. Während der Westabfall der Küstenkordillere nördlich der Rio Loa-Mündung kaum einen autochthonen Taleinschnitt aufweist, wird er südlich davon von vielen kurzen und steilen Kerben zerschnitten.

### 3.2. Die untere Binnenwüste (Extremwüste)

In der unmittelbar über der scharfen Obergrenze der Küstenebel folgenden unteren Binnenwüste sind die Salzverwitterung und Schuttproduktion wegen des extremen Feuchtigkeitsmangels sehr gering. Trotzdem konnte sich im Hinterland von Antofagasta eine geschlossene und sehr feinmaterialreiche Lockermaterialauflage bilden (Kernwüste nach MORTENSEN 1927), denn infolge der großen Trockenheit kommt es kaum zu oberflächlicher Abspülung und salzbedingter Solifluktion. Wegen der in weltweitem Vergleich extremen hygrischen und geomorphologischen Bedingungen ist in diesem Teil der Binnenwüste der Begriff Extremwüste gerechtfertigt.

Die geomorphologische Bedeutung der leichten oberflächlichen Verfestigung des Feinmaterials („Staubhaut“), die die Deflation verhindert, wurde von MORTENSEN (1927, S. 24 ff.) herausgestellt. Eine Probe aus dieser sehr dünnen Verfestigung zeigt folgende Korngrößen (in Gewichtsprozent): Ton 26,3%, Schluff 36,7%, Sand 32,7%, Feinkies 4,3%.

Die geringen Wirkungen der salzbedingten Solifluktion und des Windes erklären die auffallend gute Erhaltung der von MORTENSEN (1927, S. 31–39) beschriebenen fluvialen Einschnitte auf den Hängen (Photo 2). Diese bis zu mehrere Meter eingetieften Rinnen werden auch unter den heutigen klimatischen



Photo 2: Frisch wirkende fluviale Einschnitte und Fußflächen in der Extremwüste (NE Antofagasta). Aufnahme: G. ABELE, 18. 9. 1985

Fluvial incisions and pediments in the extreme desert (NE Antofagasta)

Bedingungen bei sehr seltenen Niederschlägen durchflossen. Dies war sicher auch während der relativ starken Regen der Fall, die in den Jahren 1983 und 1984 im Bereich der Salpeter-Oficina Maria Elena fielen (frdl. mdl. Mitt. eines Angestellten der Oficina, der in den 20 Jahren seines Aufenthalts in der Mine sonst nie Regenfälle erlebte).

Die fast völlige Erstarrung des Reliefs der Extremwüste zeigt sich auch in der weitflächigen Überkleidung der Flachformen, aber auch der Hänge und Fußflächen durch einen Salzanreicherungshorizont (caliche), der die weltwirtschaftlich einzigartigen Salpetervorkommen enthält. Die Bildung und Erhaltung dieser sehr leicht löslichen Nitrate war nur unter den langfristigen ariden Bedingungen der Extremwüste („Salpeterwüste“) möglich (ERICKSEN 1983). Feuchtphasen waren hier nicht lang und niederschlagsreich genug, um den Salpeter aufzulösen und das alte Relief, auf dem er nach ERICKSEN (1983) seit dem Miozän angereichert wurde, abzutragen. Wie außerordentlich gering die Überformung der Fußflächen unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen ist, zeigt die gute Erhaltung der beim Salpeterabbau entstandenen Hohlformen, die in geringen Abständen in ihre Oberfläche eingesenkt sind. So sind beispielsweise auf einer Fußfläche bei Sierra Gorda (1650 m), wo der Abbau im Jahre 1926 eingestellt wurde, die meisten Hohlformen bis zu den starken Regen des Jahres 1987 so erhalten geblieben, wie sie vor über 60 Jahren verlassen wurden. Nur bei einigen wenigen Hohlformen waren die Wände von einer ausgetrockneten Schlammschicht überkleistert. Sie lagen im Bereich von seichten Rinnen, die bei seltenen Niederschlägen Wasser führten und dabei die Hohlformen mit Wasser füllten. Hierbei wurde kei-



*Photo 3:* Salpeterlagerstätte auf einer Fußfläche der Extremwüste (Sierra Gorda, NE Antofagasta). Obwohl der Abbau hier 1926 aufgegeben wurde, blieben die dabei entstandenen Trichter bis zum Zeitpunkt der Aufnahme (1985) gut erhalten. Der hier abgebildete Trichter gehört zu den wenigen, die leicht verändert wurden, denn er liegt im Bereich einer Abflußrinne. (Kleiner fluvialer Einschnitt links der Bildmitte). Zu den ersten etwas stärkeren Veränderungen kam es erst 1987 infolge der relativ ergiebigen Regen. Aufnahme: G. ABELE, 16. 9. 1985

Saltpeper deposits on a pediment of the extreme desert (Sierra Gorda NE Antofagasta). Although saltpeper extraction ended in 1926 the pits have been well preserved

ner der Kessel verschüttet. Am Kesselrand lagen allenfalls kleine Deltas, deren Material von Einschnitten am Rande der Hohlform selbst stammte (Photo 3). Erst die starken Regen des Jahres 1987 führten dazu, daß nunmehr fast alle Hohlformen derartige Zerschneidungs- und Aufschüttungsformen zeigen. Stärker als die Fußflächen der Extremwüste wurden die im etwas feuchteren Bereich der unteren Binnenwüste gelegenen Fußflächen in Peru überformt. Beispielsweise unterbrechen viele Zehner von Metern breite junge Abflußbahnen die auf Fußflächen angelegten Scharrbilder von Nazca (s. Photo 4; Entstehungszeit dieser Lineas präspanisch, möglicherweise während der Nazca-Kultur vor über 1000 Jahren).

Die sehr schwache Morphodynamik in der Extremwüste erklärt auch die gute Erhaltung des im Bereich der Atacama-Störung in der Küstenkordillere bei Antofagasta entstandenen Höhensprungs, wo Fußflächen und Hänge um bis zu 10 m vertikal versetzt wurden.

Eine Folge der langfristig sehr großen Trockenheit der Extremwüste ist die Tatsache, daß autochthone Wasserläufe kein eigenständiges Talsystem entwickelt haben. Die bei außergewöhnlich seltenen Niederschlägen durchflossenen Entwässerungsbahnen



*Photo 4:* Junge Abflußbahnen unterbrechen die Lineas bei Nazca. Aufnahme: G. ABELE, 30. 8. 1985

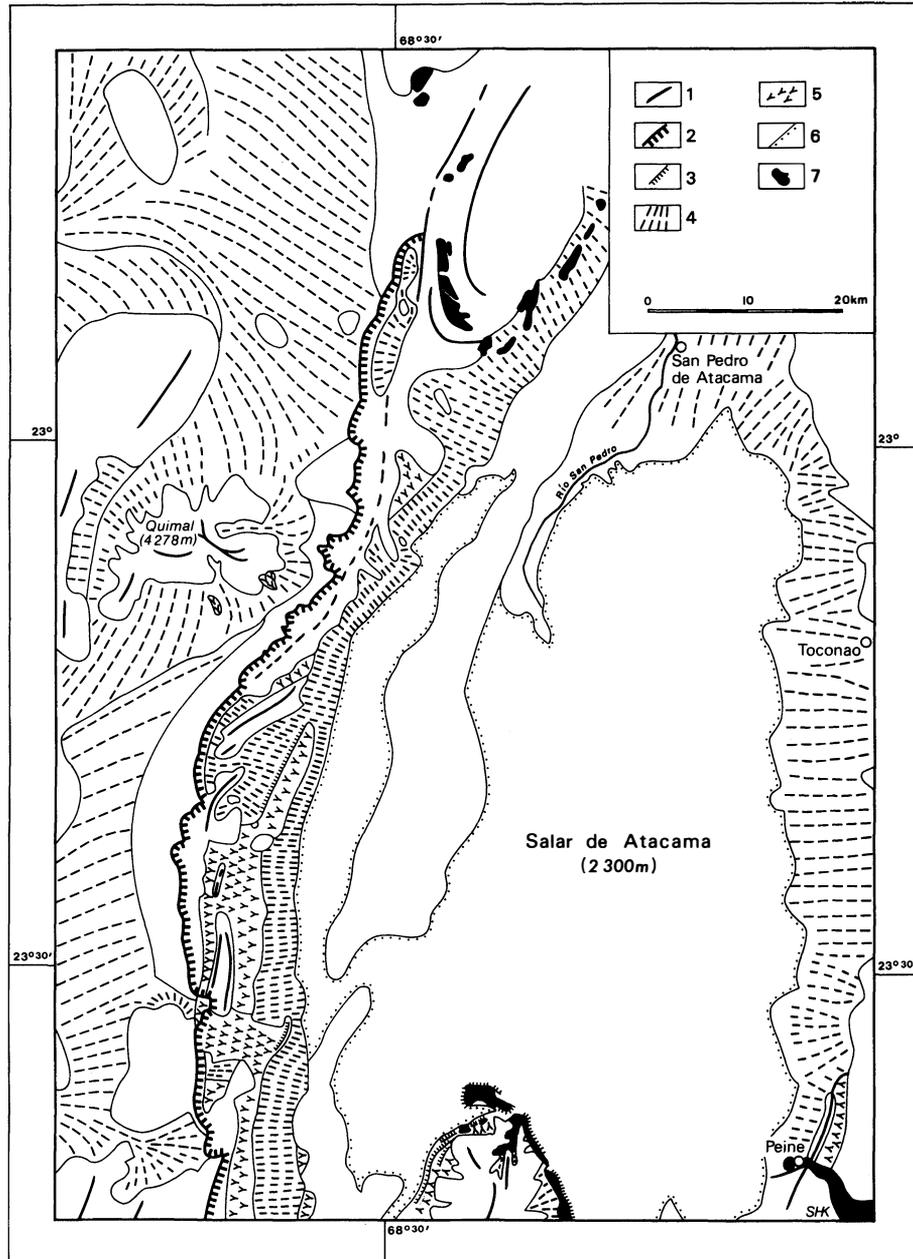
Young channels crossing the lineas of Nazca

tasten den schon vorhandenen Tiefenzonen an der Verschneidungslinie zweier Fußflächen nach und werden auch in ihrer Höhenlage durch diese bestimmt. Nur an wenigen Stellen wurden Fußflächen durch seitliche Erosion unterschritten (Photo 2).

### 3.3. Die obere Binnenwüste

Im Hinterland von Antofagasta erreicht die Extremwüste ihre Obergrenze bei etwa 2000 bis 2400 m. Im darüber gelegenen Bereich wird das Feinmaterial durch die etwas häufigeren und - da die oberflächliche Verfestigung nunmehr fehlt - auch ausgeblasen. Das gröbere Material bleibt zurück und bedeckt die mäßig steilen Hänge weiterhin als geschlossene Decke (Steinwüste). Auf steileren Hängen fehlt auch die Grobschuttauflage (Felswüste). Der Anteil der Felswüste wird gegen die obersten Lagen der Binnenwüste immer größer.

Obwohl in der oberen Binnenwüste die Niederschläge etwas höher sind als in den tieferen Stockwerken, haben sich die Formen auch hier sehr langsam entwickelt. Dies ergibt sich aus der weitflächigen Versiegelung des Hochgebirgsreliefs durch geringmächtige miozäne und pliozäne Ignimbitdecken. Die Überlagerung eines alten Reliefs durch Ignimbit wurde von ZEIL u. PICHLER (1967, S. 55) sowie FISCHER (1985, S. 252) erwähnt. Die Auflagerungsflächen der verschiedenaltigen Ignimbitdecken geben verschiedene „Momentaufnahmen“ des jungtertiären Reliefs wieder. Dies gilt beispielsweise für den Tucúcaro-Ignimbit, der nach RAMIREZ u. GARDEWEG (1982) ein radiometrisches Alter von  $3,2 \pm 0,3$  Mill. Jahren besitzt und im Süden des Salars



- 1 Bergkamm 2 scharfe Geländekante mit hohem Steilabfall 3 scharfe Geländekante mit niedrigem Steilabfall 4 Fußfläche und Schwemmkegel, nicht zerschnitten 5 Fußfläche, zerschnitten 6 Grenze des Salar 7 Ignimbrit

Abb. 3: Fußflächen und Ignimbrite im Bereich der Cordillera Domeyko und des Salar de Atacama  
Pediments and ignimbrites in the Cordillera Domeyko and Salar de Atacama area

de Atacama in die Täler der Cerro Lila- „Halbinsel“ eingedrungen ist (Abb. 3). Trifft diese zeitliche und räumliche Zuordnung der Ignimbrite zu, so ist erstaunlich, wie stark das pliozäne Relief dem heutigen entspricht und wie gering demnach die Abtragung

während des Pleistozäns war. Bei 2500 m, also an Grenze zur Extremwüste, werden selbst kleine Tälerchen, die nur wenige Meter in die Hänge eingetieft sind, in voller Breite und Tiefe vom Ignimbrit eingenommen (Photo 5). Zwar mag die Oberfläche der



*Photo 5:* Ein pliozäner Ignimbrit (hell) erfüllt selbst die kleinsten Tälchen in der oberen Binnenwüste und belegt die geringe Umgestaltung des Reliefs im Pleistozän (Cerro Lila-„Halbinsel“ im Süden des Salar de Atacama). Aufnahme: G. ABELE, 8. 10. 1985

Pliocene ignimbrites (light colour) fill even small valleys in the hills south of Salar de Atacama



*Photo 6:* Weitflächig ausgebreiteter pliozäner Ignimbrit (dunkel) wird im oberen Teil einer Fußfläche von jüngeren Aufschüttungen überlagert (Ostflanke der Cerro Lila-„Halbinsel“). Aufnahme: G. ABELE, 24. 10. 1985

Pliocene ignimbrites cover a pediment and are covered by younger sediments themselves (south of Salar de Atacama)

Hänge und des Ignimbrits gemeinsam etwas abgetragen worden sein, die enge Anpassung des Ignimbrits an die Vorformen verbietet jedoch die Annahme einer starken nachträglichen Überformung des Reliefs. Das leicht konkave Profil der Ignimbritoberfläche im Talquerschnitt war schon unmittelbar nach Ablagerung der Glutwolken vorhanden. Neu entstanden sind die bis zu 10 m tiefen und 30 m breiten Entwässerungsrinnen auf der Ignimbritoberfläche.

Die innige Verzahnung des Ignimbrits mit dem Talrelief des Cerro Lila gibt günstige Möglichkeiten für eine Korrelation zwischen Höhenlage, Steilheit und Konfiguration des Geländes einerseits und Abtragungintensität bzw. Mächtigkeit der Ablagerungen auf den Ignimbriten andererseits.

Eine flache Kuppe, die die Ignimbritoberfläche um etwa 10–15 m überragt, bildet auf den Ignimbriten eine maximal 20 cm mächtige Hangschuttdecke aus, die nach wenigen Metern in einen Schuttschleier übergeht. Dieser läßt sich etwa 35 m vom Fuß der Kuppe weg verfolgen. Daß diese Hangschuttauflage auf der Ignimbritoberfläche einst mächtiger war und später abgetragen wurde, ist zwar nicht auszuschließen, allerdings liegt weiter hangabwärts nirgends mehr Fremdmaterial auf dem Ignimbrit. Am Ausgang eines steilen Tälchens von einem etwa 100 m hohen Hügel ist der Ignimbrit auf kurze Erstreckung von 2–3 m mächtigen fluvialen Aufschüttungen überlagert. Eine weitflächigere, bis zu mehrere Meter mächtige Decke von fluvialen Akkumulationen bildete sich auf den Ignimbriten am Ausgang von Tälern, deren Einzugsgebiet fast bis 3000 m hinauf-

greift und damit die Ignimbritoberfläche um 400–500 m überragt (Photo 6).

Am Rande der Cerro Lila-„Halbinsel“ brechen die Ignimbrite in bis zu drei hintereinander gestaffelten Steilstufen gegen den Salar ab. Diese Stufen sind durch Absenkungen im Salarbereich zustande gekommen. Durch eine Tieferlegung der Salaroberfläche ergaben sich im Bereich der Cerro Lila-„Halbinsel“ außerdem die Steilstufen am Fuße der Fußflächen und deren fluviale Zerschneidung. Auch die Ignimbrite östlich und nördlich des Salar de Atacama überlagern ein altes Relief oder greifen in alte Täler ein. Dies gilt beispielsweise für den Patao-Ignimbrit (radiometrisches Alter nach RAMIREZ u. GARDEWEG 1982:  $3,1 \pm 0,7$  Mill. J.), der Einsattelungen eines der Hochkordillere vorgelagerten Höhenzuges nach Art von Transfluenzen überquert.

Die von DINGMAN (1963, S. 23) in einer salarwärts geeigneten Tiefenzone westlich San Pedro de Atacama (Quebrada del Diablo) kartierten Glutwolkenablagerungen (Abb. 3) gehören nach MARINOVIC u. LAHSEN (1984) zum Sifón-Ignimbrit, der ein radiometrisches Alter von  $8,5 \pm 0,25$  Mill. Jahren besitzt (BAKER 1977, S. 458). Besteht diese zeitliche und räumliche Zuordnung zu Recht, so waren die Tiefenzone und das Salarbecken als deren Erosionsbasis im Miozän schon vorhanden, aber weniger als heute in ihre Umgebung eingesenkt. Eine starke tektonische Absenkung des Salarbeckens erfolgte nach Ablagerung des Sifón-Ignimbrits, denn erstens wurde dieser nachträglich salarwärts verkippt und zweitens wurden in seine Oberfläche etwa 100 m tiefe, salarwärts gerich-

tete Schluchten eingetieft. Seit Ablagerung des Sifón-Ignimbrits ist die Landschaft um den Salar de Atacama tektonisch und erosiv weit stärker umgestaltet worden als seit Bildung des Patao- und Tucúcaro-Ignimbrits. Dies zeigt sich auch im Bereich der Hügel nordwestlich der Cuesta Barros Arana: Eine Anpassung des Sifón-Ignimbrits an die Konfiguration des Vorreliefs ist dort nur noch in Ansätzen zu erkennen, denn nach Ablagerung des Ignimbrits wurde dieser zusammen mit dem Vorrelief durch ein relativ dichtes Netz bis zu 20 m tiefer Tälchen zerschnitten.

Die Fußflächen der oberen Binnenwüste werden unter den heutigen klimatischen Bedingungen weitergebildet. Unzerschnitten können sie im Bereich der besonders trockenen Beckenzonen der Cordillera Domeyko bis in Höhen von über 3000 m verfolgt werden. Eine Zerschneidung der Fußflächen kommt vor allem dort zustande, wo sich durch tektonische Bewegungen ein Gefälle ergibt, das die Abflüsse zum Einschneiden zwingt. Dies gilt beispielsweise für die oberen Teile der Fußfläche auf der Ostabdachung der Cordillera Domeyko (Photo 7). Stellenweise sind hier drei Fußflächengenerationen ineinandergeschachtelt (Photo 8). Am salarwärtigen Ende der zerschnittenen Fußflächen ist häufig eine Verwerfung oder Flexur zu erkennen.

Sicher wurde auch im Becken des Salar de Atacama die Zerschneidung der Fußflächen durch die wechselnden Klimaverhältnisse beeinflusst, primär hängt sie hier jedoch von der Tektonik ab. Dies ergibt sich schon aus der Tatsache, daß stellenweise nicht die oberen, sondern die mittleren oder unteren Teile der Fußflächen zerschnitten sind, so zum Beispiel in

den Aufwölbungszonen an der Westabdachung der Cerro Lila- „Halbinsel“.

Trotz der rezenten Weiterbildung der Fußflächen in der oberen Binnenwüste ist das Alter ihrer Anlage bzw. Ablagerungen überraschend hoch: So liegt der pliozäne Tucúcaro-Ignimbrit (s. o.) weitflächig auf den Fußflächen der Ostflanke der Cerro Lila- „Halbinsel“ und wird seinerseits nur in den oberen Teilen von jüngeren fluvialen Sedimenten bedeckt (Photo 6). Unklar ist, ob die sehr großen Ignimbritareale in den unteren Teilen der Fußflächen nie schotterbedeckt waren oder ob sie nach einer Verschüttungsphase wieder freigelegt wurden. Im Norden des Salarbeckens läßt der ebenfalls weitflächig verbreitete Sifón-Ignimbrit (s. o.) erkennen, daß die Fußfläche an der Ostabdachung der Cordillera Domeyko zumindest dort schon im Miozän entwickelt war, denn im Bereich der Quebrada del Diablo und der Quebrada Tambores liegt er konkordant auf Fußflächenschottern auf. Die nachträgliche tektonische Verstellung und fluviale Abtragung und Überschüttung war bei diesem älteren Ignimbrit jedoch weit stärker als beim Tucúcaro-Ignimbrit.

Im Landschaftsbild der Cordillera Domeyko sind in groben Zügen selbst noch ältere Fußflächen erkennbar. Jenseits des steilen Westrandes des Salar de Atacama-Beckens beginnt an auffallend scharfer Kante ein sehr weites Flachrelief, das leicht nach Südwesten gegen das Pampa Elvira-Becken abfällt (Abb. 3). Der oberste Teil des asymmetrischen Bergzuges zwischen den beiden Becken besteht auf großen Strecken aus einem mächtigen Schotterkörper, der an der scharfen Kante steil zum Salarbecken hin ab-



Photo 7: Zerschnittener oberer Teil einer Fußfläche an der Ostabdachung der Cordillera Domeyko zum Salar de Atacama. Aufnahme: G. ABELE, 18. 10. 1985

The upper part of the pediment at the eastern slope of Cordillera Domeyko is dissected by many small valleys



Photo 8: Ineinandergeschachtelte Fußflächenniveaus an der Ostflanke der Cordillera Domeyko. Aufnahme: G. ABELE, 18. 10. 1985

Different levels of pediments on the eastern slope of Cordillera Domeyko



Photo 9: Das Flachrelief der Cordillera Domeyko grenzt mit scharfer Geländekante an den Steilabfall zum Salar de Atacama. Mächtige Schotterlager liegen im Bereich der Geländekante mit deutlich ausgeprägter Winkeldiskordanz auf der gefalteten Formación Purilactis. Aufnahme: G. ABELE, 4. 11. 1985

Thick layers of gravels overlies the folded Formación Purilactis in angular unconformity

gebösch ist. RAMIREZ u. GARDEWEG (1982, S. 28ff.) rechnen diese Schotter zur Tambores-Formation, die sich im Salar de Atacama-Becken mit den oligozänen oder untermiozänen Evaporiten der San Pedro-Formation verzahnen (MARINOVIC u. LAHSEN 1984, S. 80). Selbst wenn diese Datierungen bzw. Parallelisierungen noch nicht völlig gesichert sind, so lassen doch die kantengerundeten Gerölle, die den Sedimenten der heutigen Fußflächen ähneln, auf eine Ablagerung unter ariden Bedingungen schließen. Die Schotter überlagern die gefaltete Purilactis-Formation in einer deutlich ausgebildeten Winkeldiskordanz (Photo 9). Diese weit verfolgbare Kappungsfläche kann nur als Pediment angelegt worden sein. Allerdings fehlen heute sowohl das hierfür nötige Gefälle als auch eine Verbindung mit einer Aufragung, von der die Pedimentbildung ausging. Das Pediment war zur Zeit seiner Anlage stärker geneigt, möglicherweise zu den im Gebiet des heutigen Salar de Atacama gebildeten Evaporiten. Der steile Ostabfall der Cordillera Domeyko konnte damals noch nicht existiert haben. Dies bedeutet, daß das Gebiet der Pampa Elvira und des Salars de Atacama noch nicht durch einen Rücken getrennt waren, wie sie es heute sind. Trotzdem muß auch damals ein stärkeres Relief vorhanden gewesen sein, denn in den Schottern sind stellenweise grobe Komponenten enthalten. Am Fuße des Quimal (4278 m), der heute noch die umliegende Fläche um etwa 1000 m unvermittelt überragt, erreichen sie etwa 1 m Durchmesser. Daher hat damals wohl ein Vorläufer des heutigen Quimal existiert.

Da das Becken des Salar de Atacama stärker absank als das der Pampa Elvira, bildete sich der schon erwähnte asymmetrische Rücken. Auf der steilen Ostseite des Rückens belegt die Ineinanderschichtung der verschiedenen Fußflächenniveaus die phasenhafte Absenkung des Salar de Atacama-Beckens. Durch rückschreitende Erosion wurde die scharfe Oberkante der Steilseite nach Westen verlagert, und die in die Schotterflächen nördlich des Quimal eingesenkten Rinnen verloren ihre Oberläufe.

### 3.4. Die Stufe der abtragungshemmenden Vegetation

Die ersten Zwergsträucher kommen im zentralen Bereich der Cordillera Domeyko erst ab etwa 2900 m vor. Dagegen gedeihen die untersten Zwergsträucher im Salar de Atacama-Becken schon bei etwa 2600 m, denn mit zunehmender Annäherung an die Hochkordillere fällt, bezogen auf dieselbe Höhe, mehr Niederschlag (Abb. 2). Dichter und abtragungshemmend wird die Vegetation erst in der Hochkordillere selbst. Daher kommt es im Stockwerk der Zwergsträucher (3700–3900 m) und Büschelgräser (3900–4400 m) wieder zu einer geschlossenen Feinmaterialauflage.

### 3.5. Die Frostschuttstufe

Die Frostschuttstufe besitzt im Bereich der Trockenachse eine sehr große Vertikalerstreckung, denn selbst die höchsten Gipfel sind nicht vergletschert. Über eine große Vertikalspanne erstreckt sich auch der Bereich großer Frostwechselhäufigkeit (LAUER 1979, S. 120ff.), denn durch die Bewölkungsarmut und Trockenheit der Luft werden bei Tag infolge der starken Einstrahlung selbst in großen Höhen noch Temperaturen über dem Gefrierpunkt erreicht. Bei Nacht hingegen kommt es infolge der starken Ausstrahlung selbst in mittleren Höhenlagen zu Frösten. Dementsprechend sind Strukturböden und Solifluktuationsformen über einen großen Höhenbereich verteilt. Sie greifen einerseits bis in die Vegetationsstufe hinab (Strukturböden ab etwa 4300 m) und erreichen andererseits selbst die Gipfelhöhen. So konnten bei einem Aufstieg auf den Vulkan San Pedro knapp unter dem Gipfel bei 6120 m noch Streifenböden festgestellt werden.

Der in den Hochlagen der nordchilenischen Anden weit verbreitete Büßerschnee ist eine Folge der hohen Einstrahlungsintensität. Wegen der geringen Dicke der winterlichen Schneedecke werden diese Ablationsformen allerdings nicht so hoch wie in den Subtropen.

#### 4. Die wechselseitige Abhängigkeit von Höhe und Aridität der nordchilenischen Andenwestflanke

Bei der tektonischen Hebung und vulkanischen Aufhöhung der Anden kam es an ihrer Westflanke nahe der Trockenachse zu einer weit geringeren Zunahme der Zerschneidung als in den feuchteren Gebirgstteilen weiter im Norden und Süden, denn je höher die Kordillere aufstieg, desto trockener wurden hier die mittleren und unteren Höhenbereiche. Die sich aus der geringen Abtragung ergebende größere Höhe und Geschlossenheit der Kordillere steigerte die Trockenheit infolge der stärkeren Barrierewirkung, der zusätzlichen Stabilisierung der südostpazifischen Antizyklone, insbesondere ihres Ostrandes, des daher noch stetiger gewordenen küstenparallelen Windes aus Süden und des dadurch ebenfalls geförderten Auftriebs- und Divergenzeffekts (s. o.). (Die trockenheitsfördernden Auswirkungen des durch die Erhöhung der Kordillere und des Altiplano vergrößerten Divergenzeffekts beschränken sich allerdings auf das Küstengebiet und die unteren Teile der Andenwestflanke.) Damit ergab sich ein Selbstverstärkungseffekt, bei dem sich Aridität und Höhe sowie Geschlossenheit des Gebirgskörpers gegenseitig förderten. Ein solches positives „feedback system“ erwähnen ZIEGLER et al. (1981, S. 256), ohne allerdings dessen Ursachen zu erläutern.

War es im Westen das langfristig aride Klima, das die Hoch- oder Westkordillere vor stärkerer Abtragung schützte, so trug hierzu im Osten die hohe Lage des seinerseits durch die Ostkordillere gestützten Altiplano bei. Dieser bot der Westkordillere nicht nur eine hohe Erosionsbasis, sondern trug – zusammen mit der Ostkordillere – auch zur Abschirmung der feuchteren Luftmassen der Andenostabdachung bei. Luftbewegungen aus Osten spielen in der Westkordillere gegenüber den im Tagesverlauf regelmäßig recht kräftig werdenden altiplanowärtigen Westwinden ohnehin eine geringe Rolle. Würde sich östlich der Westkordillere ein tieferes Gebiet befinden, so wäre sie von dort aus stärker zerschnitten worden, denn dann könnten sich in tieferem Niveau wärmere Luftmassen mit größerer absoluter Feuchte gebirgswärts bewegen und zu entsprechend hohen Niederschlägen führen. Demgegenüber besitzen Luftmassen, falls sie über den unzerschnittenen Altiplano bis zur Westkordillere vorstoßen, tiefere Temperaturen und daher eine geringere absolute Feuchte. Entsprechend gering sind in diesem Fall die für die Tropen maßgebenden Konvektionsniederschläge. Dies steht in Einklang mit der in den feuchttropischen Gebirgen allgemein zu beobachtenden Abnahme der Nieder-

schläge oberhalb einer im unteren oder mittleren Höhenbereich gelegenen Maximalstufe (WEISCHET 1965, LAUER 1976). Da die Abnahme der Niederschläge nach oben nicht durch eine entsprechend starke Abnahme der Verdunstung kompensiert wird (BLÜTHGEN u. WEISCHET 1980, S. 616), ist auch der Abfluß aus den Hochlagen und damit die Zerschneidung relativ gering. Je höher demnach die Westkordillere und der Altiplano gehoben bzw. aufgeschüttet wurden, desto mehr trug die Hochlage selbst zu ihrer eigenen Konservierung bei, dies allerdings erst oberhalb der Maximalstufe der Niederschläge.

Die Höherschaltung der zentralen Anden führte einerseits zwar zu einer Versteilung des Reliefs und Förderung der Abtragungstendenz, andererseits aber gebietsweise zu größerer Trockenheit und einer Förderung der Konservierungstendenz. Daher ist bzw. war die Morphodynamik im Bereich der Trockenachse trotz zunehmender Gebirgshöhe über lange Zeiträume außerordentlich gering. Belege hierfür sind die weitflächige Überkleidung der Formen der Extremwüste durch die seit Beginn des Jungtertiärs gebildeten Salpeterorkommen und die ebenfalls weitflächige Versiegelung der Westflanke der Hochkordillere durch geringmächtige mio-pliozäne Ignimbritdecken (s. o.). Die sehr alten Talsysteme, deren Reste noch an der Andenwestflanke zu erkennen sind und deren Unterläufe die Küstenkordillere in großen Abständen querend, bildeten sich in feuchterem Klima.

Die Zerschneidung der Kordillerenflanken wurde während der Pluviale sicher etwas verstärkt. Zeiten höheren Niederschlags und/oder geringerer Verdunstung werden durch Spuren pleistozäner Seen belegt; beispielsweise zeigt die Laguna Lejía (4300 m) eine 15 m über dem heutigen Seespiegel gelegene Terrasse. In der heute trockenen Hohlform der Pampa Varela (4000 m) südlich der Laguna Miscanti bezeugen viele übereinander gestaffelte Strandwälle die einstigen Seespiegelstände. (Weitere Beispiele s. STÖRTZ u. ERICKSEN 1974, S. 51–57.) Auch in der heutigen Extremwüste können Seen nachgewiesen werden (z. B. Lago Soledad; BRÜGGEN 1950, S. 151f.), doch ist deren Existenz noch kein zwingender Beweis für sehr viel höhere Niederschläge im heutigen Wüstengebiet, denn ihre Zuflüsse erhielten ihr Wasser zum großen Teil von den Hochlagen der Kordillere. Selbst wenn die Niederschläge in der derzeitigen Extremwüste das Mehrfache der heutigen erreichten, herrschte dort unter dem kombinierten Einfluß des Großklimas und des Reliefs immer noch hohe Aridität.

Auch im Tertiär war das Klima in Nordchile über lange Zeiträume trocken. Dies beweisen u. a. die von

MARINOVIC u. LAHSEN (1984, S. 80) in das Unter-miozän, ja evtl. Oligozän gestellten Evaporite im Salar de Atacama-Becken. Nach CHONG (1984, S. 31f.) kommen in Nordchile selbst jurassische Evaporite vor. Die demnach bis in das Mesozoikum zurückreichende Aridität ist durch die weitgehend breitenkreisparallele Bewegung der Südamerika-Platte zu erklären (ZIEGLER et al. 1981, S. 235). Dadurch blieb Nordchile ebenso wie andere Teile Südamerikas langfristig eher in derselben Klimazone als die Kontinente der Alten Welt.

### Literatur

- ABELE, G.: Geomorphologische und hygrische Höhen-zonierung des Andenwestabfalls im peruanisch-chilenischen Grenzgebiet. In: *Erdkunde* 36, 1982, S. 266-278.
- BAKER, M. C. W.: Geochronology of upper Tertiary volcanic activity in the Andes of North Chile. In: *Geologische Rundschau* 66, 1977, S. 455-465.
- BLÜTHGEN, J. u. WEISCHET, W.: *Allgemeine Klimageographie*. Berlin, New York 1980.
- BÖRGEL, R.: *Geomorfología. Geografía de Chile, tomo II*. Santiago 1983.
- BRÜGGEN, J.: *Fundamentos de la geología de Chile*. Santiago 1950.
- BRYSON, R. A. u. KUHN, P. M.: Stress-differential induced divergence with application to littoral precipitation. In: *Erdkunde* 15, 1961, S. 287-294.
- CHONG, G.: Die Salare in Nordchile - Geologie, Struktur und Geochemie. *Geotektonische Forschungen* 67. Stuttgart 1984.
- DINGMAN, R. J.: Cuadrángulo Tular, Prov. de Antofagasta. *Carta Geológica de Chile 1:50 000*. Santiago 1963.
- ERICKSEN, G. E.: Meditaciones sobre el origen de los depósitos chilenos de nitrato. In: *Minerales* 38, No. 163, 1983, S. 5-15.
- FISCHER, K.: Grundzüge der jungtertiären Geomorphogenese der mittleren Anden. In: *Erdkunde* 39, 1985, S. 248-259.
- GORSHKOV, S. G.: *World Ocean Atlas, Vol. 1, Pacific Ocean*, Oxford 1976.
- HAYES, D. E.: Continental Margin of Western South America. In: *The Geology of Continental Margins*. Hrsg. v. C. A. BURK u. C. L. DRAKE. New York 1974, S. 581-590.
- HOLLINGWORTH, S. E.: Dating the Uplift of the Andes of Northern Chile. In: *Nature* 201, 1964, S. 17-20.
- LAUER, W.: Klimatische Grundzüge der Höhenstufung tropischer Gebirge. In: 40. Dt. Geographentag, Innsbruck 1975, Tagungsber. u. Wiss. Abh. Wiesbaden 1976, S. 76-90.
- : Die hypsometrische Asymmetrie der Páramo-Höhenstufe in den nördlichen Anden. In: *Innsbrucker Geographische Studien* 5, 1979, S. 115-130.
- LYDOLPH, P. E.: A comparative analysis of the dry Western Littorals. In: *Ann. Assoc. Am. Geographers* 47, 1957, S. 213-230.
- MARINOVIC, N. u. LAHSEN, A.: *Carta Geológica de Chile, Escala 1:250 000, Hoja Calama, Región de Antofagasta*. Santiago 1984.
- MESSERLI, B.: Die Schneegrenzhöhen in den ariden Zonen und das Problem Glazialzeit - Pluvialzeit. In: *Mitt. d. Naturf. Ges. Bern, NF* 23, 1966, S. 117-145.
- MORAGA, A., CHONG, G., FORTT, A. u. HENRIQUEZ, H.: *Estudio geológico del Salar de Atacama, Provincia de Antofagasta. Instituto de investigaciones geológicas, Boletín* 29. Santiago 1974.
- MORTENSEN, H.: Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. In: *Abh. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen*, Berlin 1927.
- MORTIMER, C.: Drainage evolution in the Atacama desert of northernmost Chile. In: *Revista Geológica de Chile* 11, 1980, S. 2-28.
- MORTIMER, C. u. SARIC, N.: Landform evolution in the coastal region of Tarapacá Province, Chile. In: *Revue de Géomorphologie dynamique* 4, 1972, S. 162-170.
- : Cenozoic Studies in northernmost Chile. In: *Geologische Rundschau* 64, 1975, S. 395-420.
- NARANJO, J. A. u. PASKOFF, R. P.: Estratigrafía de los depósitos cenocóicos de la región de Chiuchiu Calama, desierto de Atacama. In: *Revista Geológica de Chile* 13-14, 1981, S. 79-85.
- OCHSENIUS, C.: Atacama: The Hologenes of the Pacific Coastal Desert in the Context of the Tropical South American Quaternary. In: *Striae* 17, 1982, S. 112-131.
- PASKOFF, R.: Sobre la evolución geomorfológica del gran acantilado costero del Norte Grande de Chile. In: *Norte Grande, Inst. de Géogr., Univ. Católica de Chile* 6, 1978/79, S. 7-22.
- Pluviometría de Chile*. Oficina Meteorológica de Chile, II parte, fasc. II, Santiago 1966.
- RADTKE, U.: Marine terraces in Chile (22°-32°S) - Geomorphology, chronostratigraphy and neotectonics. In: *The Quaternary of South America and Antarctica Peninsula, 1987 (im Druck)*.
- RAMIREZ, C. F. u. GARDEWEG, M. P.: *Carta Geológica de Chile, Escala 1:250 000, Hoja Toconao, Región de Antofagasta, Santiago* 1982.
- RUTLAND, R. W. R., GUEST, J. E. u. GRASTY, R. L.: Isotopic Ages and Andean Uplift. In: *Nature* 208, 1965, S. 677f.
- SCHULZE, B. R.: South Africa. In: *World Survey of Climatology, vol. 10, Climates of Africa*, Hrsg.: J. F. GRIF-FITHS. Amsterdam, New York, 1972, S. 501-586.
- STOERTZ, G. E. u. ERICKSEN, G. E.: *Geology of Salars in Northern Chile. Geol. Survey Prof. Paper* 811. Washington 1974.
- TREWARTHA, G. T.: *The Earth's Problem Climates*. Madison 1961.

- TROLL, C.: Studien zur vergleichenden Geographie der Hochgebirge der Erde. In: Erdkundliches Wissen 11, Wiesbaden 1966, S. 95-126.
- WEISCHET, W.: Der tropisch konvektive und außertropisch advective Typ der vertikalen Niederschlagsverteilung. In: Erdkunde 19, 1965, S. 6-16.
- : Zur Klimatologie der nordchilenischen Wüste. In: Meteorologische Rundschau 19, 1966, S. 1-7.
- : Chile, seine länderkundliche Individualität und Struktur. Darmstadt 1970.
- ZEIL, W.: Junger Vulkanismus in der Hochkordillere der Provinz Antofagasta (Chile). In: Geologische Rundschau 48, 1959, S. 218-232.
- ZEIL, W. u. PICHLER, H.: Die känozoische Rhyolith-Formation im mittleren Abschnitt der Anden. In: Geologische Rundschau 57, 1967, S. 48-81.
- ZIEGLER, A. M., BARRETT, S. F. u. SCOTESE, C. R.: Paleoclimate, sedimentation and continental accretion. In: Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 301, 1981, S. 253-264.

## JÜNGERE VERÄNDERUNGEN IM INNERN DER AGGLOMERATION SYDNEY Ursachen, Prozesse und Folgen des Wandels von Bevölkerungs-, Sozial- und Wohnstrukturen\*)

Mit 12 Abbildungen

REINHOLD GROTZ

*Summary:* Recent changes in the inner city of the Sydney agglomeration - causes, processes and consequences of change in population-, social and housing-structures

Australia's urban system is dominated by the capitals of the federal states. Regional planning and town planning used to be occupied chiefly with the problems arising from the rapid growth of these conurbations. In recent decades, however, the problems of inner transformations also require their attention. This change is particularly noticeable in the inner cities, where the consequences of Australia's increasing integration into the world economy and increasing disparities in social structures are evident.

In Sydney it was not only the CBD that experienced a thorough transformation, but a remarkable exchange took place within the population itself. Its causes are to be found, inter alia, in processes of suburbanization, in changes in the immigration and housing policies, as well as in changed perceptions of housing. Thanks to a number of favourable conditions, however, no slums were formed in the inner city. At a time when the number of inhabitants is decreasing, gentrification takes a growing proportion of highly qualified and well earning young people into these working class residential areas near the centre; these offer a desirable location and a historically valuable stock of buildings. The consequences are high rents and high house prices, which have in the long term a polarizing effect. Low income groups are forced out of these areas into outlying districts.

### 1. Einführung

Es gibt wenige Staaten auf der Erde, deren Bevölkerung in ebenso hohem Maße verstädtert ist wie die Australiens. Nur 14% der auf etwa 16 Mio Personen angewachsenen Bevölkerung leben in ländlichen Siedlungen mit weniger als 1000 Einwohnern. Selbst im Vergleich zu anderen Neusiedelländern schritt die Urbanisierung in Australien sehr rasch voran: Bereits um 1890, also noch in der Kolonialzeit, betrug der Urbanisierungsgrad 66%. Dieser Wert wurde in den USA erst 30 Jahre, in Kanada sogar erst 60 Jahre später erreicht (HOFMEISTER 1986 a, 301).

Da die Merkmale des australischen Städtewesens gut dokumentiert sind (BURNLEY 1980, HOFMEISTER 1986 a, LAMPING 1986, LOGAN u. a. 1981, NEUTZE 1977, u. a.), genügen an dieser Stelle nur wenige Hinweise dazu. In vieler Hinsicht ist das Verteilungsmuster der Städte ein klassisches Beispiel für die koloniale Erschließung eines Kontinents. Das föderative

\*) Der Autor dankt der Firma *Jones Lang Wootton* in Sydney sowie Dr. CARDEW, Dr. LANGDALE und Dr. RICH von der Macquarie University für die Überlassung von Daten bzw. die Gewährung einer Nachdruckerlaubnis.