

Zonificación altitudinal morfológica e higríca de la vertiente andina occidental en la región limítrofe chileno-peruana

GERHARD ABELE

Universidad de Maguncia, República Federal de Alemania

RESUMEN

En una comparación a nivel mundial el sector litoral a ambos lados del límite chileno-peruano pertenece a una de las costas más secas. Debido a estas condiciones extremas de ubicación resulta particularmente ilustrativo realizar un perfil vertical en el hinterland de Arica. Partiendo desde los niveles superiores hacia abajo se pueden distinguir los siguientes pisos altitudinales geomorfológicos, que tienen una intensa dependencia de las características higrícas (en parte también de las térmicas) (compare cuadros 1c y 1d):

7. *PISO NIVAL (Nivale Stufe) (por encima de 5800-5900 m).*
6. *PISO DE FORMAS PERIGLACIALES (Stufe des periglazialen Formenschatzes) (sobre 4500 m). La influencia de las alternancias de heladas determina la disponibilidad de amplias superficies con escombros. Estos se desplazan arealmente por gravitación ladera abajo, generando laderas planas no disectadas y formas suaves de terreno.*
5. *PISO DE LA VEGETACION QUE DIFICULTA LA EROSION (Stufe der abtragungshemmenden Vegetation) (sobre 3100-3300 m). Las precipitaciones medias anuales son aquí todavía lo suficientemente abundantes para posibilitar el crecimiento de una cubierta vegetal medianamente densa. Ella impide una erosión más intensa.*
4. *PISO DE INTENSA EROSION EN CAÑADAS (Stufe der maximalen Hangzerschneidung) (sobre 2000 m). En las alturas intermedias las precipitaciones medias anuales disminuyen intensamente, de manera que no se desarrolla una cubierta vegetal. Por el contrario, las precipitaciones máximas son casi mayores a las de pisos altitudinales superiores. Por esta razón se genera un disectamiento extraordinariamente intenso de las laderas en virtud del terreno muy inclinado.*
3. *PISO DE DEBIL EROSION EN CAÑADAS (Stufe der geringen Hangzerschneidung). La disminución del disectamiento de las laderas desde su nivel máximo hacia abajo está determinada por el intenso descenso de las precipitaciones máximas. En el límite inferior de este piso, ubicado a los 1100 m, el modelado actual de las laderas es extraordinariamente débil.*
- 1/2. *PISO DE LAS NEBLINAS COSTERAS (Stufe der Küstennebel) (bajo 1100 m). Las precipitaciones medias anuales y las precipitaciones máximas que se pueden registrar con los métodos convencionales de medición son muy escasas en este piso inferior. La humedad temporal de las neblinas contribuye en ciertos lugares a mojar las laderas. El alto contenido de sal del material superficial de las laderas, el frecuente cambio entre humedecimiento y disecamiento genera la disponibilidad de un material fino en grandes superficies (efecto de resquebrajamiento por el crecimiento de los cristales y/o por hidratación), que se desplaza por gravitación ladera abajo. El resultado morfológico son laderas planas, no disectadas y formas suaves de terreno. Estas formas, así como las guirnaldas de tillandsias y las estrías de material grueso y fino orientadas en el sentido de la ladera, muestran una llamativa similitud con las formas del ámbito periglacial ("Glatthänge", terrazas de soliflucción y suelos estríados). Las laderas planas, no disectadas de la región de las neblinas litorales, no deben su fisionomía, sin embargo, a una intensa tendencia al aplanamiento de las laderas. Esta tendencia es con seguridad más escasa que aquella de la región periglacial. Es, ante todo, el extremado déficit de lluvias intensas y la extraordinariamente débil e incluso ausente tendencia al disectamiento que posibilita la formación de laderas planas. Sin embargo, estas condiciones extremas no están dadas en todo el ámbito del desierto litoral chileno-peruano. Hacia el norte son las precipitaciones convectivas estivales y más al sur las precipitaciones frontales invernales, que caen a intervalos amplios, las que refuerzan la tendencia al disectamiento de las laderas.*

ZUSAMMENFASSUNG

Der Küstenabschnitt beiderseits der peruanisch-chilenischen Grenze gehört zu den trockensten Küsten im weltweiten Vergleich. Auf Grund dieser extremen Standortbedingungen ist ein hygrisches und geomorphologisches Vertikalprofil im Hinterland von Arica besonders aufschlussreich. Von oben nach unten können folgende in starkem Masse von den hygrischen (und zum Teil auch thermischen) Bedingungen abhängige geomorphologische Höhenstufen unterschieden werden (vgl. Abb. 1 c und 1 d):

7. *Nivale Stufe (piso nival) (oberhalb 5800-5900 m).*
6. *Stufe des periglazialen Formenschatzes (piso de formas periglaciales) (über 4500 m). Unter dem Einfluss der sehr häufigen Frostwechsel kommt es zu einer flächenhaften Bereitstellung von Frostschutt bei dessen ebenfalls flächenhafter gravitativer Hangabbewegung glatte unzerschnittene Hänge und weiche Geländeformen entstehen.*

5. *Stufe der abtragungshemmenden Vegetation (piso de la vegetación que dificulta la erosión) (oberhalb 3100-3300 m). Die Jahresdurchschnittsniederschläge sind hier hoch genug um eine mässig dichte Vegetationsdecke aufkommen zu lassen. Diese verhindert eine stärkere Abtragung.*
4. *Stufe der maximalen Hangzerschneidung (piso de intensa erosión en cañadas) (über 2000 m). Gegen den mittleren Höhenbereich nehmen die Jahresdurchschnittsniederschläge stark ab, so dass eine Vegetationsdecke mehr entwickelt ist. Im Gegensatz dazu sind hier die Maximalniederschläge eher höher als in den darüberliegenden Stockwerken. Im sehr steil geneigten Gelände kommt es daher zu ausserordentlich starker Hangzerschneidung.*
3. *Stufe der geringen Hangzerschneidung (piso de débil erosión en cañadas). Die von ihrer Maximalzone nach unten geringer werdende Hangzerschneidung ist durch die starke Abnahme der Maximalniederschläge bedingt. An der Untergrenze dieser Stufe bei 1100 m ist die rezente Gestaltung der Hänge ausserordentlich gering.*
- 1/2. *Stufe der Küstennebel (piso de las neblinas costeras) (unter 1100 m). Die durch die konventionellen Messmethoden erfassbaren Jahresdurchschnittsniederschläge und Maximalniederschläge sind in diesem untersten Stockwerk sehr gering. Das zeitweise Nebelhässen trägt jedoch örtlich zu einer Befeuchtung der Hänge bei. Bei dem hohen Salzgehalt der Hangoberfläche führt der häufige Wechsel zwischen Befeuchtung und Austrocknung zu einer flächenhaften Bereitstellung von feinem Lockerschutt (Sprengwirkung durch Kristallwachstum und/oder Hydratation), der sich gravitativ hangab bewegt. Das morphologische Ergebnis sind glatte, unzerschnittene Hänge und weiche Geländeformen. Diese Formen sowie die Tillandsiengirlanden und hangab gerichteten Grob- und Feinmaterialstreifen zeigen eine auffallende Ähnlichkeit mit den Formen des Periglazialbereichs (Glatthänge, Solifluktionsterrassen und Streifenböden). Die glatten, unzerschnittenen Hänge des Küstennebelgebiets verdanken ihrer Gestalt jedoch nicht etwa einer starken Hangglättungstendenz. Diese ist sicher weit geringer als die des Periglazialgebiets. Es ist vielmehr der extreme Mangel an Starkregen und die damit verbundene ausserordentlich geringe oder fehlende Zerschneidungstendenz, die die Ausbildung der glatten Hänge gestattet. Diese Extrembedingungen sind jedoch nicht im Bereich der ganzen peruanisch-chilenischen Küstenwüste gegeben. Weiter nördlich sind es die sommerlichen Konvektionsniederschläge, weiter südlich die winterlichen Frontalniederschläge, die in grossen zeitlichen Abständen fallen und die Tendenz zur Hangzerschneidung verstärken.*

En el hinterland de Arica (Chile, 18°30' latitud sur) el ascenso desde el Océano Pacífico hacia el Altiplano (4300 m.) se produce en una distancia horizontal de apenas 90 kms. Las cimas de los volcanes de la cordillera occidental, que alcanzan aquí a más de 6000 m de altura (Volcán Parinacota 6350 m), se ubican a sólo 125 km de distancia del mar, de manera que se produce un salto altitudinal que se alcanza sólo en contados lugares de la vertiente andina occidental. Por consiguiente, los pisos altitudinales climáticos, vegetacionales y geomorfológicos adquieren un ordenamiento muy estrecho en Arica. Esta sucesión en un espacio muy reducido se refuerza, adicionalmente, por la sequía extremadamente intensa que impone la alta subtropical al oeste de los Andes, además de la influencia de la corriente de Humboldt en la región costera.

La tarea principal de la presente investigación¹ es la presentación de la impresionante zonificación morfológica altitudinal de la vertiente occidental de los Andes. Esta zonificación está determinada, principalmente, por la estructura altitudinal higríca y, por consiguiente, ella constituye un aspecto sobre el cual se pone el acento en esta investigación.

El hinterland de Arica se presta particularmente para efectuar un análisis de la estructura vertical de

este tipo por diversas razones. En primer lugar, la secuencia de los pisos altitudinales no se ve complicada aquí por la anteposición de una cordillera de la costa y una depresión intermedia frente a la vertiente occidental de los Andes. Ella sucede casi exclusivamente en el Norte Grande de Chile y también es el caso de ciertos sectores en Perú. En segundo término, el camino de Arica a Bolivia permite un fácil acceso a las alturas medias y superiores. El tercer motivo, y el más importante, es la secuencia vertical relativamente densa de estaciones meteorológicas, casi inexistentes en otros sectores del Norte Grande de Chile.

Hasta ahora existen las siguientes zonificaciones altitudinales climáticas y geomorfológicas de la vertiente andina occidental del Perú y Chile septentrional. Desde el punto de vista climático, WEISCHET (1966) desarrolló la diferencia sustancial existente entre el desierto litoral expuesto totalmente al dominio de las neblinas costeras y el desierto interior que no solamente se ubica tierras adentro, sino también por encima del desierto costero. La zonificación geomorfológica clásica del desierto septentrional de Chile de MORTENSEN (1927) se refiere casi exclusivamente a la expansión horizontal en el desierto central y en el desierto medio y marginal. Basándose en la detallada información de MORTENSEN, HOVERMANN (1965, p. 10 y ss) plantea los siguientes tres pisos altitudinales: por encima del desierto central que alcanza como máximo 2000 m de altura se ubica el desierto medio, que generalmente da paso al desierto de altura por encima de los 3000 metros sobre el nivel del mar. WEISCHET (1970, p. 310 y

(1) Los trabajos de terreno se realizaron en el año 1977 y otro viaje en el año 1978 auspiciado por la Fundación Alemana para la Investigación (DFG). Agradezco cordialmente a R. Riesco la traducción al español del texto original.

ss) sostiene que por encima del nivel desértico central, caracterizado por una rigidez de formas, se ubica un piso superior que está tipificado por cárcavas de escurrimiento. Al sur del Perú DOLLFUS, GABERT y LAHARIE (1970, p. 283-293) distinguen la región de las neblinas costeras con formas suaves (hasta 1100-1300 m), la región de pleno desierto denominada de las "pampas", sin una red jerarquizada de valles, y la región con precipitaciones estivales que aumentan en altura y con erosión selectiva y que tuvo actividad sobre todo durante las épocas pluviales (sobre 1600-1800 m). DOLLFUS (1965) desarrolla una zonificación altitudinal geomorfológica en su muy extensa monografía geomorfológica del hinterland de Lima.

En la presente investigación se realizará primeramente una estructuración higríca vertical en la cual, a raíz de la base de datos relativamente favorable, se consideran no solamente las precipitaciones medias anuales, sino también las precipitaciones máximas que tienen gran importancia desde el punto de vista morfológico. Se intenta sobre esta base explicar las características principales de los pisos altitudinales morfodinámicos definidos en el hinterland de Arica.

Perfil Vertical de las Precipitaciones Medias Anuales

Como es de esperar, cada piso altitudinal muestra, en un corte vertical, montos muy bajos de precipitación (compare cuadro 1a).² Las lluvias son particularmente escasas bajo los 2500 m de altitud. Entre 2500 y 3000 m las precipitaciones ascienden bruscamente de alrededor de 30 a 200 mm y en el Altiplano alcanzan cerca de 300 mm.

La intensa desventaja higríca del pie occidental andino se explica por la gran altura de la barrera montañosa continua al este; la extraordinaria posición estacionaria del centro de alta presión del Pacífico Oriental; la concordancia entre el margen oriental de este centro de alta presión y la línea de costa y por el enfriamiento del aire por encima de las aguas frías de surgencia de la corriente de Humboldt (WEISCHET 1966, p. 1 y 6).

Mientras que a alturas inferiores a 1500 m en sectores húmedos de los Andes tropicales se registran precipitaciones medias anuales superiores

que en alturas mayores (WEISCHET 1969, p. 290 y ss.), ellas son aquí más escasas bajo los 1500 m. Recién las alturas sobre los 2000 m son alcanzadas muy de vez en cuando por precipitaciones estivales, progresivamente más regulares en altura y que explican estos mencionados aumentos de la precipitación media anual hacia el Altiplano y paralelamente una densificación de la vegetación (compare cuadro 1b)³

Los primeros anticipos de vegetación corresponden a cactáceas aisladas que surgen a alrededor de los 2000 m de altitud (no se contempla en esta ocasión la cubierta de plantas que florece como consecuencia de las precipitaciones episódicas). Recién a partir de los 3100-3300 m convergen las plantas individuales para formar una cubierta vegetal discontinua. En este sentido llama la atención que a mayor distanciamiento de la cordillera occidental, la vegetación sea menos densa que en los sectores de igual altura en lugares más próximos a la cordillera. Esto resulta evidente en el contraste existente entre las elevaciones escasamente cubiertas que alcanzan hasta 3400 m, en la prolongación septentrional de la Pampa de Oxaya y el sector que sigue hacia el oriente que es de igual altura, pero de vegetación más densa (por ejemplo, en Zapahuira).

Este mismo contraste oeste-este lo muestran también los datos de precipitación. En Puquios (3728 m), ubicado a 27 km al oeste del punto de culminación de la cordillera occidental, se registra un promedio anual de solamente 107,5 mm de precipitación (compare cuadros 1a y 2). Por el contrario, la estación Belén (3240 m), ubicada a casi 500 m más bajo, pero solamente a 9 km al oeste de la cordillera occidental, registra más del doble de la cantidad (237,7 mm).

Una particularidad en el perfil higríco vertical es el piso relativamente húmedo bajo los 1100 m de altura. Guarda relación con el nivel de las neblinas costeras que se originan debido a la inversión entre el aire frío en contacto con las aguas de surgencia y el aire cálido estacionado por encima. El predominio de la humedad —producto de las neblinas y la garúa— se registra durante el invierno, que es el período de la formación más intensa de nieblas. De esta forma, las precipitaciones de este piso altitudinal guardan una oposición impresionante con las precipitaciones estivales convectivas del sector altitudinal superior. Sin embargo, los montos de precipitación del área de las neblinas costeras no se pueden comparar en forma indiscriminada con los restantes datos del perfil altitudinal, ya que las finas gotitas transpor-

(2) Los valores medios y máximos de varias estaciones meteorológicas se basan desgraciadamente en períodos de observación breves y discontinuos (compare anexo), de modo que ellos no son comparables de modo indiscriminado. Ellos permiten realizar algunas de las siguientes afirmaciones solamente con ciertas restricciones, pero que como tendencia son acertadas.

(3) El perfil altitudinal de la cobertura vegetal (cuadro 1b) no se basa en los registros, sino que debe ser entendido solamente como un esquema.

tadas por el viento son registradas de modo insuficiente por los métodos convencionales de medición de precipitación. La vegetación de "loma" que depende de las nieblas costeras representa un buen indicador para el grado de humedad que afecta este piso altitudinal. Esta vegetación tiene un límite superior que coincide impresionantemente con el nivel máximo de la inversión (1100 m) (compare cuadro 2). En aquellos lugares en donde este nivel limita en la muralla que constituye la Cordillera de la Costa, el área de las neblinas costeras se restringe a una banda paralela al litoral y de sólo pocos kilómetros de ancho. Por el contrario, en sectores más bajos las nieblas pueden penetrar bastante al interior (WEISCHET 1966, pág. 4), p.e. en el Valle de Azapa en donde se pueden encontrar tillandsias aproximadamente a 1100 m de altitud y hasta 50 km de distancia del mar. La vegetación de loma alcanza su máximo sobre 500 m y a partir de allí va disminuyendo gradualmente hasta el nivel del mar. Ello testimonia un descenso gradual en la cantidad de humedad y garúa.

Además de la altitud, también la exposición tiene una importancia decisiva en la oferta de precipitación en las áreas litorales. Los vientos que soplan (predominantemente del suroeste) traen la humedad preferentemente hacia las laderas de barlovento. De esta forma, se puede explicar que Atiquipa (255 m de altitud y en el extremo sur del Perú, alrededor de 550 kms al N.W. de Arica), ubicada en la ladera sur occidental de una penetración montañosa hacia el mar, reciba 95,3 mm de precipitación promedio anual, mientras que en Yauca, ubicada a 22 km de distancia y a sólo 200 m más bajo, no registra precipitación alguna durante un período de observación de diez años (compare cuadro 2).

La intensidad de la oferta de humedad de las exposiciones extremas de ~~suroeste~~ ^{barlovento} tiene, a diferencia de las áreas circundantes, un testimonio en el desarrollo de una densa vegetación de loma (en parte crecimiento arbóreo) y en la formación de suelo (p.e. por encima de Atiquipa y Mollendo, además de Punta El Cura, al oeste de Tacna).

El escaso promedio anual de precipitación de Arica —ubicada en el margen septentrional de la Cordillera de la Costa— se explica también por el efecto de ~~barlovento~~ ^{estivo}. Mollendo, ubicado sólo a 250 km al noroeste, es mucho más húmedo debido a su exposición suroeste (compare cuadros 2 y 3). Sin embargo, la extrema pobreza de precipitaciones de Arica en comparación con todas las otras estaciones litorales peruanas y chilenas, se ve solamente acentuada por este factor local. En primer término, esta característica queda definida por razones macroclimáticas. Arica se encuentra en

un sector de la costa que no es alcanzado ni por las precipitaciones frontales invernales de la zona extratropical de los vientos del oeste, como tampoco por las precipitaciones convectivas estivales tropicales. Quizás los frentes de los ciclones extratropicales puedan penetrar en dirección al ecuador por el lado occidental de los Andes más al norte del Trópico de Capricornio en contados casos durante el invierno austral, a pesar del anticiclón del Pacífico oriental. No obstante, mientras más al norte se ubique la estación, más rara resulta la probabilidad de una penetración. Con intervalos de muchos años se registraron precipitaciones frontales en Taltal (25°25'S.), Antofagasta (23°26'S) y Tocopilla (22°05'S.). Sin embargo, Arica queda fuera del área de alcance de ellas. Las precipitaciones medias anuales disminuyen gradualmente desde el sur hasta Arica, mientras que al norte de esta ciudad comienzan, a la inversa, a aumentar paulatinamente (compare cuadro 3). Sin embargo, en este último caso no son precipitaciones frontales invernales, sino lluvias tropicales convectivas que alcanzan en el verano la costa en intervalos de muchos años.

Arica no solamente tiene un promedio anual de precipitaciones bajo, sino también un número extremadamente pequeño de días de lluvias al año. Esta observación se mantiene aún usando el valor límite de 0,1 mm de precipitación que propician las estadísticas chilenas (compare cuadro 1b). Desgraciadamente, no se cuenta con valores equivalentes para exposiciones más húmedas en el área de las neblinas litorales, ya que allí el número de días con precipitación sería con seguridad mucho mayor. En el piso altitudinal ubicado sobre la inversión, el número de días con precipitación es muy escaso y como es de esperar, a partir de alturas intermedias comienza nuevamente a aumentar en dirección al Altiplano.

Perfil vertical de las Máximas Precipitaciones

A diferencia de los promedios anuales de precipitación, los valores máximos de lluvia en 24 horas⁴ no alcanzan su culminación en el Altiplano, sino en alturas intermedias (compare cuadro 1a). Ello origina importantes consecuencias morfológicas.

(4) En lugar de precipitaciones máximas en 24 horas se hablará a futuro en forma simplificada de precipitaciones máximas. La abundancia de las precipitaciones intensas no está contemplada en la estadística de lluvias y de ahí que deba recurrirse como ayuda a la precipitación máxima en 24 horas. En los pisos intermedios y superiores su valor no debiera divergir demasiado del aquel de las lluvias intensas, ya que aquí las precipitaciones caen generalmente como lluvias

Es así como Belén (3240 m) registra 42 mm, teniendo así un monto mayor que todas las otras estaciones ubicadas a 800-1300 m más alto en el Altiplano (Chapiquiña, Chungará, Parinacota, Chucuyo y Visvirí 21-37 m). Aún más impresionante es la oposición entre Arequipa (2518 m; 59 mm); ubicada alto al norte de la región de estudio, pero también en la vertiente andina seca, y el aeropuerto El Alto en La Paz (4105 m; 24 mm), ubicado en el sector húmedo del Altiplano⁵. Con ello, se evidencia la misma tendencia en las precipitaciones máximas de la vertiente andina seca por encima de niveles intermedios que aquella observada por WEISCHET (1965, p. 9 y ss) en relación a los valores medios de precipitación en las vertientes húmedas de las montañas tropicales. [Esta] precipitación como consecuencia de la menor oferta de vapor de agua en el aire a mayores alturas.

Al aumento de la abundancia de las precipitaciones máximas desde el altiplano hacia los niveles intermedios se le contraponen una disminución de la frecuencia de las lluvias intensas, como consecuencia de las ya mencionadas condiciones climáticas particulares de la vertiente andina peruana meridional y de Chile septentrional. Por este motivo, se registran aquí en alturas intermedias, al contrario de lo que sucede en las vertientes andinas húmedas, precipitaciones anuales promedio inferiores a las del Altiplano. Por debajo de las alturas intermedias, las precipitaciones máximas disminuyen rápidamente como consecuencia de las características climáticas particulares ya mencionadas (¿Son tal vez los fenómenos que originan precipitaciones abundantes tan extraordinariamente escasos aquí que los períodos de observación, p.e. Arica desde 1903, no resultan suficientemente largo?).

Esta comparación vertical muestra paralelos, pero también significativas diferencias con respecto al perfil horizontal del promedio anual de precipitación y precipitaciones máximas a lo largo de la costa peruano-chilena (compare cuadro 3). Al sector central de la zona seca le sigue hacia el norte y hacia el sur un área en la cual las precipitaciones promedio anuales y precipitaciones máximas aumentan, pero a diferencia de la zona intermedia de la vertiente andina occidental, las precipitaciones promedios anuales (p.e. Antofagasta: precipitación promedio anual 3,6 mm; precipitación máxima 38

mm y Chiclayo 30,5 mm y 105,4 mm; respectivo). Recién más al norte en Ecuador y hacia el sur en el Norte Chico de Chile se desplaza esta relación nuevamente en favor de las precipitaciones promedio anuales. Esta diferencia entre perfil vertical y horizontal es también una consecuencia del menor contenido de vapor de agua del aire a mayor altura que limita la abundancia de las precipitaciones máximas.

Otra diferencia entre el perfil vertical y aquel que parte de Arica hacia el polo en sentido horizontal consiste en la génesis de las precipitaciones. Mientras los pisos altos al este de Arica son alcanzados por lluvias convectivas estivales, la costa al sur de Arica está expuesta a la penetración de frentes de la zona extratropical de los vientos del oeste. Las precipitaciones estivales relativamente regulares de los pisos altitudinales altos evidencian un desigual patrón espacial de distribución, típico de las lluvias de convección. A menudo se registran aquí en un mismo día montos muy diferentes de precipitación en estaciones separadas pocos kilómetros unas de otras. Se origina de tal manera un mosaico de distribución de precipitaciones extraordinariamente pequeño (compare cuadro 4a). Por el contrario, las precipitaciones frontales que penetran a intervalos mayores y muy irregulares de tiempo contra la costa chilena septentrional abarcan, en general, un territorio de varias centenas de kilómetros (compare cuadro 4b). En casos extremos, se originan precipitaciones intensas muy abundantes —como en el año 1940— cuando fueron arrasados sectores de Taltal y Tocopilla⁶.

Los Pisos Altitudinales Morfológicos

La vertiente andina occidental, a la latitud de Arica, está compuesta mayoritariamente de lavas volcánicas ácidas a intermedias, ignimbritas y tobas cretácicas, terciarias y cuaternarias, intercaladas con sedimentos clásticos (areniscas, conglomerados). El límite superior de esta secuencia se ubica en los estrato-volcanes andesíticos que se construyeron en el Altiplano en el cuaternario (KATSUI y GONZALEZ-FERRAN 1968 y GONZALEZ-FERRAN 1974). Entre ellos se encuentra el Guallatiri (6060 m) actualmente aún activo. El abrupto tectónico de los Andes está compuesto por dos sectores, que son separados por la Pampa de Oxaya, que corresponde a una zona de comba-

convectivas cortas. Sin embargo, el valor interpretativo de algunas estaciones se explica a raíz de los pocos años de observaciones registradas (compare anexo).

- (5) En el ámbito húmedo de la vertiente andina esta disminución de las precipitaciones máximas con la altura se puede reconocer aún más claramente (p.e. en Ecuador: Guayaquil 155 mm e Izoabamba, 3058 m, 57 mm).

- (6) Fuente: El Mercurio de Antofagasta del 14, 15 y 16 de junio de 1940. El significado de estas ocasionales precipitaciones internas para los conos de barro en la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa entre Tocopilla y Antofagasta será estudiado desde otra perspectiva.

miento tectónico, y, además, por su prolongación hacia el norte (3300-3500 m). La zona plana ubicada al pie del sector inferior del acantilado (± 1500 m) se inclina paulatinamente hacia el mar en Arica. La Pampa del Tamarugal es su continuación hacia el sur y está separada del mar por la Cordillera de la Costa, que comienza a aumentar de altura al sur de Arica. La vertiente andina occidental y la zona plana inferior son disectadas por los valles de los ríos alóctonos Río Lluta y Río Camarones, así como la Quebrada de Azapa. El Río Camarones se ha encajado también en la Cordillera de la Costa.

Al estudiar la composición morfológica de la vertiente occidental es conveniente comenzar con los pisos altitudinales superiores (compare cuadro 1d), ya que desde esta perspectiva se puede entender la postura de excepción que adquiere el sector costero.

Sólo algunos altos estratovolcanes (Nevados de Payachata con el Volcán Parinacota, 6350 m, el Volcán Pomerape, 6240 m, además del Volcán Guallatiri, 6060 m) alcanzan hasta el piso nival (piso 7) que será analizado aquí brevemente. El límite de las nieves perpetuas se ubica en las montañas alrededor de la Laguna de Chungará, a 5800-5900 m, según el método de la cima (PARTSCH, 1882) y es similar al valor entregado por HASTENRATH (1971, p. 257) (inferior a 6000 m).

En el antiguo Volcán Guani-Guani, que tiene una altura de 5200 m y en cuyo flanco occidental tiene un circo glacial, se observan huellas de un piso nival que alcanzaba niveles inferiores. Abajo de la salida del circo glacial se encuentran morrenas claramente formadas a 4600 m. A una altura ~~media fundamental de 4500 m~~ ^{4300 o 45000} se puede reconstituir una antigua línea de las nieves perpetuas de acuerdo al método de HOFER (1879), que se ubica alrededor de 1000 m bajo la actual.

El piso de formas periglaciales (piso 6) está caracterizado —como era de esperar— por laderas planas, formas redondeadas, suelos estriados (p.e. en Guani-Guani a 5000 m) y terrazas de soliflucción (p.e. por encima de la Laguna Chungará a 4800 m). Existen muchas investigaciones (entre otras TROLL 1944 y GRAF 1973) acerca de los mecanismos morfológicos activos en este piso altitudinal y sobre la frecuencia de heladas, que resulta fundamental. De tal forma, éstos serán analizados solamente en la medida que sean necesarios para completar el perfil vertical. La influencia de la erosión de cárcavas es muy inferior a la de los pisos inferiores. La razón fundamental de ello es la preparación areal de material suelto a través de las alternancias térmicas sobre y bajo 0°, y que le permite desplazarse gravitacionalmente ladera abajo. Las tendencias lineales de erosión son

minimizadas de entrada. Existen causas secundarias, pero no decisivas para la casi total ausencia de cañadas y que corresponden al poco monto de las precipitaciones máximas a grandes alturas (v. arriba). Además, en el sector periglacial superior una parte de las precipitaciones cae en forma de nieve, de manera tal que a su derretimiento escurre menor cantidad de agua por unidad de tiempo en comparación con una lluvia intensa (evaporación intensa).

A 4500 m ya casi no se pueden detectar terrazas de soliflucción y por tal razón debemos asumir una altura mayor para el límite inferior del piso periglacial.

El piso altitudinal —caracterizado por una vegetación que dificulta la erosión (piso 5)— irrumpe desde el Altiplano hacia la vertiente andina occidental. A pesar de la fuerte pendiente los procesos actuales de erosión son de una intensidad moderada. Casi no existen testimonios de formas debidas a la dinámica de las heladas. Ello no se debe solamente a la disminución de la frecuencia de heladas en los pisos inferiores, sino también al hecho de que ellas se registran en este piso altitudinal inferior, sobre todo en invierno, en un período del año en que el déficit de agua no posibilita una formación de hielo. La erosión de cañadas muy activa del piso adyacente inferior se limita a unas pocas cárcavas preferenciales como consecuencia de una vegetación relativamente densa. El límite inferior de esta cubierta vegetal que cohibe la erosión se ubica entre 3100-3300 m.

El piso de intensa erosión de cañadas (piso 4) presenta una impresionante diferencia con el piso vecino superior e inferior caracterizado por una erosión menor de las laderas. La intensa disectación de las laderas por cárcavas y cañadas (compare fotografía 1) se basa sobre todo en una relación inversa entre la cubierta vegetal que va disminuyendo hacia abajo de acuerdo a la menor precipitación media anual, y la abundancia de las precipitaciones máximas que más bien aumentan desde lo alto hacia los niveles intermedios. La erosión lineal se ve incrementada, además, por la intensidad de estas precipitaciones de breve duración, por la extraordinaria pendiente de la vertiente andina occidental y por el fuerte desplazamiento tectónico en la zona de falla a lo largo de la cual fueron solevantados los Andes. Los abundantes escombros de material existentes son tomados por las repentinas masas de agua que irrumpen hacia el valle y son concentradas en los valles topográficamente más encajados, para ser luego transportadas hacia abajo en forma de avenida. En la Quebrada Cardones —un valle lateral al sur del Valle de Lluta— la corriente de escombros mide en ciertos lugares del fondo del valle varias centenas de metros de ancho y erosiona fuertemente en

ZONIFICACION MORFOLOGICA E HIGRICA

ambos costados los sectores inferiores de las laderas. Muchas avenidas se detienen recién en la desembocadura de la Quebrada de Cardones en el Valle de Lluta, después de haber recorrido hasta 35 km. El poderoso cono de deyección a la salida del valle está compuesto de bancos de barro no estratificados y no clasificados de hasta de 1 m de espesor (compare fotografía 2). Ello demuestra que las avenidas se deslizan hacia el valle a veces como corrientes de barro. El material fino necesario para la movilización de las corrientes de barro proviene en parte de las cenizas volcánicas de grano fino del curso superior de la Quebrada Cardones. La presencia simultánea de sedimentos estratificados y no estratificados en las terrazas en la Quebrada Cardones muestra, sin embargo, que las avenidas —al igual que en otros sectores del Norte Grande— descienden en parte como masas de agua cargadas intensamente de escombros y a veces lo hacen en forma de corrientes de barro. La gran inercia que desarrollan en su desplazamiento lo testimonian los bloques de más de 2 m de diámetro que son trasportados hasta la salida del valle (compare fotografía 2). En la última gran avenida en la Quebrada Cardones en el año 1972⁷ la carretera a Bolivia, que había sido terminada recientemente, fue completamente destruida en varios lugares (compare fotografía 3). Las recientes avenidas muestran que la erosión de las laderas del piso 4 es concordante con las actuales características climáticas. Formas preexistentes desarrolladas durante fases climáticas más húmedas (compare DOLLFUS 1970, p. 292) continúan siendo, por consiguiente, retocadas. A través del colorido fresco y claro de las cárcavas y cañadas autóctonas se puede determinar el área que, no hace mucho tiempo, fue afectada por lluvias intensas. En el área de la Quebrada Cardones este ámbito alcanza hasta 2000 m hacia abajo y forma así el límite inferior del cuarto piso altitudinal representando, además, el nivel más bajo en que crecen cactus.

El piso altitudinal de débil erosión en cárcavas y cañadas (piso 3) muestra, no obstante, claros indicios de erosión de las laderas. Sin embargo, teniendo en consideración las esporádicas precipitaciones y especialmente los bajos montos de precipitación máxima, surge la interrogante si acaso se trata aquí de formas antiguas. En contra de esta posibilidad hablan las corrientes de barro al noreste de Cabuza (Quebrada Azapa) y al oeste de la Quebrada de Cardones que, de acuerdo a su forma y color, tienen un aspecto fresco y cuya área de captación no pudo haber estado a una altura superior a 1500 m. El área de captación de un pequeño cono de barro en Chapisca en el

margen meridional del Valle de Lluta alcanza como máximo también hasta 1500 m y sus bancos de barro superiores se correlacionan con depósitos culturales no datados⁸. Esto demuestra que se han producido corrientes de barro desde la ocupación misma del Valle de Lluta. Sin embargo, se trata de sucesos más moderados en comparación con las avenidas del piso superior. En concordancia al descenso paulatino de las precipitaciones hacia el valle, cada vez son más escasas las huellas de reciente erosión en las laderas. De tal forma el relieve casi no sufre modificaciones en el nivel del límite inferior del piso 3 a alrededor de 1100-1200 m de altura.

En impresionante oposición a ambos pisos de erosión en cárcavas y cañadas (pisos 3 y 4) se encuentran los dos pisos que le siguen a continuación hacia abajo. Corresponden a los pisos 1 y 2 ubicados en el sector de las neblinas costeras constituido en grandes espacios por laderas planas que llaman la atención (compare MORTENSEN 1927, p. 135 y ss.) y por formas suaves redondeadas. Debido a la ausencia de cárcavas y cañadas surge la pregunta si acaso no se trata en este caso de un relieve muerto que debe su configuración exclusivamente a otras fases climáticas. Los argumentos climáticos parecen en un principio apuntar en ese sentido. Como se estableciera con anterioridad, las precipitaciones caen principalmente en forma de llovizna en la región de las nieblas costeras. Las precipitaciones intensas son extraordinariamente escasas. Desde el inicio de los registros de precipitaciones en Arica en el año 1903 nunca se han registrado más de 12 mm y desde 1940 nunca más de 2,3 mm en 24 horas. Tampoco en Tacna (558 m) se han registrado desde 1950 más de 12 mm en un día. A pesar de estas características, sin duda desfavorables para el retocado de las laderas, los sectores más altos e inclinados humedecidos por las neblinas costeras muestran claras huellas de una actividad reciente, mientras que otros sectores tienen un aspecto casi muerto. Por esta razón el sector vecino a la costa será subdividido en un área de laderas en proceso de aplanamiento y otra área con una muy débil actividad.

El área de laderas en aplanamiento (piso 2) —vecina a la costa— muestra muchas evidencias de transformaciones recientes. Entre ellas tenemos el colorido claro de las paredes planas de los valles, que llama la atención (compare fotografía 4), especialmente en el Río Camarones, donde a consecuencia de procesos recientes de redepositación desaparece el color oscuro del barniz del desierto. La ausencia del barniz desértico típico del desierto medio (WEISCHET 1970, p. 310) se

(7) Amable comunicación verbal de P. Dauelsberg, Arica.

(8) Amable comunicación verbal de L. Alvarez, Arica.

restringe aquí a las laderas. Los movimientos ladera abajo son corroborados por depósitos en cortes artificiales (compare fotografía 5). La película de material fino que se desplaza por la superficie de estos cortes tiene a menudo un espesor de pocos milímetros, pero se puede seguir sin interrupción por largas extensiones. Aquellos lugares donde la Carretera Panamericana corta las laderas, ellas aparecen cubiertas a lo largo de muchos kilómetros por estos depósitos, como es el caso en la zona de la Quebrada Vitor y en el valle del Río Camarones. Probablemente se trate aquí del mismo fenómeno que DOLLFUS (1970, p. 286 y ss.) denominará "solifluction pelliculaire" en el sector peruano.

Indicios aún más claro de desplazamientos recientes de ladera se observan en el ámbito de las tillandsias que aparecen en sectores de las laderas del piso altitudinal de las neblinas (compara fotografías 6-9). Estas plantas sin raíces que descansan en forma de guirnaldas sobre las laderas crecen orientadas hacia el viento que trae la humedad como lo demostrara WEBERBAUER (1911, p. 147). Sin embargo, el ordenamiento en forma de guirnalda de las tillandsias no obedece —en oposición a la opinión de WEBERBAUER— solamente al influjo del viento. El crecimiento de plantas individuales se realiza en laderas inclinadas (26-30°) y casi exclusivamente en dirección de la máxima pendiente, en tal forma que, mirando desde arriba, las guirnaldas aparecen como peinadas en dirección de la ladera (compare fotografías 7 y 8). Similar cosa sucede cuando la dirección predominante del viento no es perpendicular a esta disposición. En todo caso, la parte terminal de guirnalda orientada hacia el viento y ubicada algo más alto que el otro extremo sí está influenciada por éste. El crecimiento de las plantas individuales —que siguen la dirección de la pendiente y la orientación constante de las guirnaldas— se puede explicar por la delgada capa de material fino que se desplaza desde arriba hacia las tillandsias. Por esta razón, las guirnaldas de tillandsias son una forma de lucha entre un crecimiento vegetal apoyado por el viento por un lado y por desplazamiento de material en el sentido de la pendiente por otro. A veces, en vez de estar cubiertas las tillandsias con una capa de material fino de pocos milímetros de espesor, están cubiertas en casos extremos por coladas de barro de 1 a 2 cm y que originan el mismo efecto (compare fotografía 8). Las tillandsias que están cubiertas por material fino mueren, mientras que en su borde frontal sigue el crecimiento. A causa de la sobredepositación del material por encima de las tillandsias se llega a menudo a un escalonamiento de la ladera.

La alternancia reiterada entre cubrimiento y crecimiento de tillandsias conduce a la formación

de varios pisos de tillandsias (compare fotografía 9). Un corte en la carretera en el flanco sur de la Quebrada Chaca, a 870 m de altitud, muestra una secuencia de 15 horizontes distintos de tillandsias, separados entre sí por una capa de material suelto. Esto demuestra nuevamente que bajo las condiciones de crecimiento de las tillandsias, es decir, bajo las actuales características climáticas pueden tener perfectamente lugar desplazamientos en las laderas. Debido al material de las capas intermedias que pertenece principalmente a la fracción fina (arcilla 2,39%, fango 20,9%, arena fina 28,17% m arena gruesa y media 34,12%, ripio 14,42%)⁹, no se puede descartar, en este caso, la acción del viento. No obstante, la continua presencia de clastos rocosos de un diámetro de hasta 15 cm y la plena concordancia de los horizontes con un paralelismo de las laderas, muestra que han tenido lugar desplazamientos areales en dirección descendente por ellas.

El colorido claro de la superficie, las películas con depósitos y las guirnaldas de tillandsias muestran que el relieve del sector de las nieblas costeras no está en ningún caso muerto, sino que continúa siendo formado. De tal forma que el aplanamiento de las laderas debe ser considerado como una consecuencia del desplazamiento hacia abajo de amplias superficies en que existe material suelto y fino. Aún cuando esta denudación de ladera es, en términos absolutos, de una escasa intensidad, tiene energía suficiente para oprimir cualquier tendencia de disectamiento de las laderas, debido a la extraordinaria escasez de precipitaciones intensas.

La impresionante regularidad en la configuración de las laderas planas en el hinterland de Arica se ve favorecida por las ignimbritas y sedimentos clásticos allí existentes. Sin embargo, las características rocosas tienen solamente un significado secundario en la génesis de estas formas, ya que el extremo aplanamiento de las laderas está determinado climáticamente. Esto lo confirma el hecho que las mismas ignimbritas y sedimentos clásticos existentes en las laderas planas del piso altitudinal de las nieblas en el litoral están recorridas por una densa red de cárcavas y cañadas por encima de ese nivel. De acuerdo a esto en diferentes pisos altitudinales se ha desarrollado un tesoro de formas distintas, en un mismo tipo de roca, mientras que dentro del sector litoral de neblinas y con características rocosas distintas se mantiene una morfología única. La Cordillera de la Costa en Mollendo (Perú meridional) —que está compuesta mayoritariamente por rocas metamórficas— tam-

(9) El análisis granulométrico se realizó en el laboratorio geomorfológico de la Universidad de Mainz, bajo la dirección del Dr. N. Maqsd.

bién está caracterizada por laderas planas y por una morfología suave.

No es la intención de silenciar en este punto el hecho de que también en el área de nieblas litorales cerca del límite peruano-chileno se pueden observar laderas con cárcavas y cañadas (p.e. al oeste de Moquegua). Esto es, sin embargo, un hecho mucho más aislado que en todos los otros pisos altitudinales entre el área de las neblinas litorales y el piso periglacial. Solamente en algunos casos especiales, determinados petrográficamente, tectónica y morfológicamente no se pudo imponer la tendencia areal generalizada de aplanamiento de ladera del área de las nieblas costeras.

Surge ahora la interrogante referente a cómo surge la disponibilidad del material suelto y fino que cubre ampliamente las laderas y cómo se llega a su movimiento ladera abajo. Llama primeramente la atención en este contexto su parentesco con el piso de morfología periglacial (piso 6), donde las laderas planas se forman también al quedar dispo-

nibles amplias superficies de material suelto y un creciente movimiento areal ladera abajo (v. arriba). Mientras estos procesos obedecen allí a los dictados de las muy frecuentes variaciones de temperatura por sobre y bajo 0°, ello debe ser descartado en el área de las neblinas costeras en razón de lo revelado por WEISCHET (1966, p. 1) respecto al escaso ritmo térmico anual y diario. En Tacna, a 558 m sobre el mar, es decir, en medio de las neblinas litorales, no se registraron nunca temperaturas bajo 0° durante un período de observación de 20 años (JOHNSON 1976, p. 217, tabla 41).

Una llave para el esclarecimiento de la película de material fino y suelto de las laderas la constituye el importante papel del alto contenido de sal revelado por MORTENSEN (1927, p. 129 y s., 1933).

Los siguientes contenidos de sal (en porcentajes) fueron obtenidos en diferentes lugares en las laderas del área de nieblas costeras¹⁰.

	NaCl	CaSO ₄	CaCl ₂	Na ₂ SO ₄	KCl	MgSO ₄
1. Sobre Mollendo (1050 m)	1,32	3,75	0,4	—	indicios	indicios
2. 50 km oeste de Moquegua (630 m)	1,7	2,48	—	0,34	0,15	0,54
3. Valle Azapa Vertiente Norte (870 m)	(0,04)	(0,27)	(—)	(0,22)	indicios	indicios
4. Quebrada Chaca, Vertiente Sur (860 m)	3,02	0,55	1,19		indicios	indicios
5. Valle Río Camarones Vertiente Norte (± 1100 m)	(41,31)	(0,31)	indicios		indicios	
6. Valle Río Camarones. Vertiente Sur (100 m)	(37,24)	(1,81)	(0,69)	(—)	(0,21)	indicios
7. Quebrada de Suca 2 (1030 m)	(63,55)	(2,7)	(—)	(—)	(0,72).	(—)
8. Quebrada de Suca 2 (1030 m)	5,2	3,02		0,43	0,22	indicios

Si en esta tabla se dejan de lado la ubicación No 3 (material de una pequeña corriente de barro y de ahí su bajo contenido de sal) y las ubicaciones 5 a 7 (costra salina consolidada en superficie), los contenidos de sal de las restantes ubicaciones es entre 1,3 y 5,2 de sal común y entre 0,55 y 3,75 en yeso.

Según TRICART (1970, p. 435) el enriquecimiento de sal es fomentado sobre todo por las

neblinas costeras. Los pequeños cristales de sales de las rompientes de olas del Océano Pacífico actúan como cristales de condensación para las pequeñas gotas de niebla. Estas son transportadas hacia el interior del continente por los constantes

(10) La determinación del contenido de sal se realizó en el laboratorio geomorfológico de la Universidad de Maguncia bajo la dirección del Dr. N. Maqsud.

vientos del suroeste y son depositadas en las laderas en forma de sal. Debido a la ausencia de escurrimiento no se produce una disolución de la sal a pesar del frecuente humedecimiento de las laderas.

La preparación en grandes superficies del material suelto se explica por el efecto de fraccionamiento de la sal. MORTENSEN (1933) y TRICART (1970, p. 426 y ss.) ponen de manifiesto en este sentido el efecto de la hidratación, mientras que investigaciones modernas (KWAAD 1970) destacan el rol importante del crecimiento del cristal con los cambios de humedad y temperatura.

Se considera al Na_2SO_4 como la sal más activa (KWAAD, 1970). Sin embargo, en las pruebas analizadas tienen una representación mucho menor que sal común y yeso.

El efecto de fraccionamiento se ve especialmente favorecido en la región de las nieblas costeras por el cambio muy frecuente entre humedecimiento y secado. Los sectores altos de las laderas son humedecidos, sobre todo en el invierno austral, cuando las neblinas costeras son muy persistentes. Durante el transcurso del día en el verano austral se disuelve la cubierta de niebla de forma tal que el desecamiento es muy intenso, debido al buen ángulo de incidencia de los rayos solares en la región de los trópicos. A determinadas altitudes, exposiciones y épocas del año se registra una alternancia casi diaria entre cubierta de niebla e insolación. Por ejemplo, las mediciones de ZAMORANO (1974) en la estación de Azapa (250 m, al este de Arica) —realizadas en los meses de septiembre y octubre de 1973— muestran que la humedad relativa del aire alcanzó a 100% en 51 noches, pero bajó a un promedio de 57% durante el día en el mismo período de los dos meses.

La película de material fino que cubre en forma continua las laderas se desplaza en un amplio frente ladera abajo, siguiendo la fuerza de gravedad (compare MORTENSEN 1927, p. 137). Las laderas de los valles cubiertas por este material y que llaman la atención por lo lisas, tienen a menudo inclinaciones muy inferiores a 30° y que no pueden ser explicadas exclusivamente por el efecto de la gravedad (por ejemplo, el sector superior del flanco septentrional del valle del Río Camarones: 19°).

Probablemente, el efecto de la fuerza de gravedad se ve acrecentado por los desprendimientos producidos por los temblores que son muy frecuentes en la costa sudamericana occidental (DOLLFUS, 1970, p. 287). También el viento podría contribuir adicionalmente en el transporte de material (compare TRICART, 1970, p. 433) y en el alisamiento de las laderas (compare MORTENSEN, 1927, p. 137). Sin embargo, en contra de un efecto muy importante del viento hablan las

acumulaciones de material fino mencionadas por MORTENSEN (1927, p. 137), que se ubican por encima de pequeñas elevaciones en las superficies planas de las laderas (por ejemplo, en las laderas de exposición sur de la Quebrada de Camarones), evidenciando así un movimiento dirigido preferentemente ladera abajo.

Un rol importante en la estructuración de las laderas lo desempeña el movimiento ladera abajo del material suelto sobrepuesto como consecuencia del frecuente cambio entre humedecimiento y desecamiento. Tanto el contenido de arcilla y la (hinchazón), como también el contenido de sal posiblemente actúan fomentando el movimiento. Por lo menos las películas de material fino, ampliamente distribuidas, y las corrientes de barro pequeñas, se pueden explicar solamente por humedecimiento. De esta forma se genera una similitud con la "solifluación árida" descrita por KAISER (1970, pp. 150 y 165) en el ámbito del Sahara.

Los alineamientos de piedras a 50 km al oeste de Moquegua (vea fotografía 10) están en relación con procesos del tipo de solifluación. Las formas del terreno llaman la atención por lo suaves y las laderas están cubiertas por franjas de material grueso y fino, ubicadas entre 630 m y 1000 m y orientadas en el sentido de la ladera. Se trata, en este caso, por lo menos, de una concordancia formal con los suelos estriados del área periglacial.

Varios autores han descrito convergencias con el ámbito periglacial en la región desértica peruana y chilena. Entre otros, se encuentran BIROT y DOLLFUS (1961, p. 178: "pentes de Richter"), DOLLFUS, 1965, p. 289: bultos a la manera de glaciares de escombros, TRICART (1970, p. 426 y ss.: haloclastia en analogía a la crioclastia) y WEISCHET (1970, p. 310: hidratación y avance por heladas). En otros desiertos se compararon suelos estructurales y guirnalda con aquellos del área periglacial (MECKELEIN, 1965, 1974; BREMER, 1965 y KAISER, 1970). La discusión que se ha planteado en este sentido si acaso los suelos estructurales en el desierto están condicionados por heladas nocturnas no tiene sentido en el área de las neblinas costeras libres de heladas (vea arriba).

Las laderas en el área de las neblinas costeras muestran un aplanamiento que llama la atención no solamente en sentido horizontal, sino que tienen también una pendiente constante en el sentido vertical. A veces los estratos más resistentes se insinúan como cornisas salientes pero, en general, ellas están cubiertas en un amplio frente por una película de material suelto. Solamente en algunos lugares, éstos asoman como formas completas que sobresalen. A veces su cara inferior está perforada por hoyos de desmoronamiento. De este modo, la forma es destruida desde abajo, restable-

ciéndose paulatinamente la pendiente de la ladera. La pendiente constante de los taffonis no constituye sorpresa a consecuencia del alto contenido de sal y la alternancia de la humedad.

Debido a las irregularidades en el perfil vertical, se utiliza en este análisis la formulación descriptora de "ladera plana" (glatter Hang) en vez del concepto alemán de "Glatthang". Sin embargo, los tres requisitos básicos para la formación de "Glatthänge", según HAGEDORN (1970), están en este caso dados: 1° débil tendencia a la disectación, 2° la puesta a disposición de material suelto a lo largo de toda la ladera a través de la alteración física y, 3° desplazamiento gravitacional ladera abajo de este material suelto.

Entre la puesta a disposición del material suelto en las laderas y su posterior desplazamiento, debe existir una relación de equilibrio. De otra forma la película de material fino de pocos centímetros de espesor estaría interrumpida y/o en partes engrosada. Este caso no es frecuente en los cortes de varios kilómetros de extensión a lo largo de la Carretera Panamericana y en los pocos casos que existen ellos se producen al pie de la ladera.

No solamente en sentido vertical, sino también en un corte horizontal llama la atención que sean muy escasas las acumulaciones de material suelto con espesor más grande. Aparentemente no existen profundas cárcavas en forma de V que hayan sido rellenadas y conservadas durante las actuales características climáticas. Por esta razón, se descarta aquí una erosión de cárcavas más intensa durante el pasado geológico reciente. Esto significa que aún durante fases pasadas más húmedas no debieron reinar condiciones hígricas muy diferentes a las actuales en el área de las neblinas costeras en Arica. Aun cuando la disponibilidad de humedad haya podido ser en general mayor, las lluvias intensas no debieron ser, sin embargo, mucho más abundantes que en la actualidad. Ello es posible imaginarlo solamente si se considera una constancia de un poderoso anticiclón del Pacífico aun durante las fases climáticas más húmedas.

El área cercana a la costa, con muy poca transformación (piso 1), se ubica generalmente bajo el piso 2. Está caracterizado por un relieve sin cárcavas y cañadas, pero también sin las laderas planas de aspecto relativamente fresco del piso inmediatamente superior. Esto obedece probablemente a una intensidad de denudación que decrece a menor altura y que, a su vez, se explica por el menor humedecimiento por debajo de la capa de nieblas litorales. El humedecimiento es especialmente escaso en las laderas de sotavento expuestas hacia el norte y en los valles bajos alejados del mar. Probablemente esto pueda explicar la buena con-

servación de los geoglifos preincaicos¹¹ que se pueden reconocer claramente a alrededor de 450 m sobre el mar en la ladera expuesta al norte del Valle de Lluta (vea fotografía 11). Los bloques de estas figuras de piedras sobrepuestos en laderas de hasta 26° de inclinación no se hubieran mantenido en sus lugares en caso de una transformación intensa de la ladera.

A pesar de la ínfima intensidad de la denudación de ladera el relieve del piso 1 no está totalmente muerto. La llamativa ondulación de la superficie de las laderas de escombros en el Valle de Lluta, de la Quebrada Vitor y en el valle del Río Camarones, refleja una traslación gravitacional (vea fotografía 12). Resulta necesario investigar si acaso el alto contenido de sal de este cuerpo de escombros propicia el movimiento (en el Río Camarones hasta un 40%).

Llama la atención la amplia expansión de los taffoni. Ellos se forman no solamente en rocas cristalinas, sino también en las ignimbritas. Aumentan claramente en las inmediaciones de la costa, concordando así con las observaciones efectuadas por GRENIER (1968) más al sur. El área de las neblinas costeras representa un ámbito ideal para la formación de taffoni, debido al abastecimiento permanente de sal de mar producto de los vientos del oeste y a raíz de las alternancias de humedecimiento. Esto es válido en forma especial para las laderas o paredes ubicadas inmediatamente por encima de la rompiente del mar. En ciertos lugares ellas están agujereadas literalmente en forma similar a un queso suizo. El intenso aporte de escombros del acantilado al pie de la Cordillera de la Costa al sur de Tocopilla obedece, con seguridad, en parte, al intenso proceso formativo de taffoni.

El área de aplanamiento extremo de laderas (piso 2) y de una débil morfodinámica (piso 1) tienen una configuración extrema en Arica. Desde allí aumenta la tendencia hacia las precipitaciones intensas, tanto hacia el norte como también hacia el sur. Favorecidos adicionalmente por la Cordillera de la Costa, que sobresale abruptamente del mar, se observan los primeros indicios de corrientes de barro a 80 km al sur de Arica, en la desembocadura del Río Camarones. Al pie de una pequeña hoya hidrográfica muy erosionada se ubica un cono de deyección, en cuyo horizonte superior, de unos 50 cm de espesor, se encontró un claro horizonte cultural¹². De tal manera, la corriente de barro se desplazó después de la ocupación de este valle por los hombres. El hecho

(11) Amable comunicación de los señores L. Alvarez y P. Dauelsberg, Arica.

(12) Amable comunicación oral de los señores L. Alvarez y P. Dauelsberg.

de que las laderas ubicadas sólo pocos kilómetros ladera arriba no muestren erosión en cañadas y no tengan un cono de barro al pie, evidencia que las precipitaciones que han provocado las corrientes de barro estaban referidas a las inmediaciones de la zona costera. De igual manera más al sur, en torno al antiguo puerto salitrero de Pisagua (120 km al sur de Arica), las laderas que están más próximas al mar se presentan más intensamente erosionadas que aquellas ubicadas tierra adentro. La disectación es particularmente intensa en la abrupta vertiente occidental de la Cordillera de la Costa al sur de Tocopilla. Los grandes conos de deyección que penetran hacia el mar están cubiertos por varias corrientes de barro de aspecto reciente. La última gran precipitación que dejara aquí sus huellas fue la ya mencionada de 1940

De modo similar al caso chileno, en la región peruana, la tendencia al disectamiento aumenta hacia el norte. En el sector litoral meridional peruano dominan formas suaves y en parte laderas planas, mientras que hacia el norte (en especial a partir de Casma $9^{\circ}30'S$) las laderas están, de un modo creciente, disectadas por profundas cárcavas. El incremento en dirección norte de esta tendencia al disectamiento por precipitaciones intensas se puede observar también en las alteraciones de las construcciones preincas. Las paredes de ladrillos de adobe de las ruinas de Pachacámac, al sur de Lima ($12^{\circ}04'S$), no tienen evidencia de erosión lineal. Por el contrario, las murallas de Chan Chan al oeste de Trujillo a $8^{\circ}15'S$, compuestas del mismo material, están afectadas en fuerte medida por cañadas.

Visión general de los pisos altitudinales morfológicos

En la presentación de los diferentes pisos altitudinales morfológicos se destacaron, ante todo, dos tipos contrarios de formas de ladera: las laderas intensamente disectadas de las alturas intermedias (piso 4) y las laderas llamativamente planas hacia los dos extremos de la escala de alturas (pisos 2 y 6). La intensa erosión lineal de las laderas de las alturas intermedias es, en primer término, una consecuencia de las lluvias estivales intensas que se precipitan sobre el suelo ampliamente desprovisto de vegetación¹³. Ella se ve

reforzada adicionalmente por la gran energía del relieve y el intenso desmembramiento tectónico. Desde aquí disminuye la intensidad del disectamiento de las laderas. Hacia abajo se produce como consecuencia de las precipitaciones intensas cada vez más escasas y menos abundantes y hacia arriba, debido a la cubierta vegetal más densa que surge a raíz de los promedios anuales más altos de precipitación. Esta menor tendencia al disectamiento es uno de los requisitos para la formación de laderas planas. Otras condiciones para el aplanamiento de las laderas es el aporte de material suelto a la superficie de las laderas a través de la alteración física, así como también su simultáneo desplazamiento gravitacional hacia abajo. Estos requisitos existen tanto en el sector de neblinas costeras como también en el ámbito periglacial.

El disectamiento de las laderas es anterior a la alteración propiamente tal y aprovecha las líneas de debilidad y acentúa diferencias de resistencia. En el proceso de aplanamiento de las laderas reina más o menos una relación equilibrada entre disponibilidad de material y paulatino desplazamiento gravitacional del material suelto. De esta forma se compensan partidas de diferente resistencia.

Además de las laderas planas, son convergencias adicionales entre el ámbito periglacial y el de neblinas costeras las formas suaves del terreno, las guinaldas, los suelos estriados y/o estrías de material grueso y fino.

No obstante la llamativa concordancia de ambos pisos de aplanamiento intenso, no solamente son muy diferentes los agentes, sino también la intensidad de la formación. La puesta a disposición y el movimiento gravitacional del material suelto en el piso periglacial se debe —como es conocido— a la extraordinaria frecuencia de las heladas (crioclastismo, agujas de hielo), mientras en la zona de las nieblas litorales se explica por la frecuente alternancia entre humedecimiento y sequía (hidratación y/o haloclastia). La intensidad de la denudación areal de las laderas es menor en la región de las nieblas litorales que en el ámbito periglacial.

Sin embargo, las laderas del área litoral de nieblas están, a pesar de ello, aplanadas, pero no es consecuencia de una intensidad particular hacia el aplanamiento. Es más bien una secuela de la tendencia extraordinariamente débil hacia el disectamiento de las laderas y sobre la que predomina la tendencia del aplanamiento. Las extremas y particulares características hígricas, si se las compara a nivel mundial, determinan un ordenamiento en el área de las neblinas litorales en el que se observa una denudación areal extrema de las laderas, con una amplia prescindencia de otros factores.

(13) El cuadro 1c está destinado para el esclarecimiento de la relación entre erosión y aplanamiento de las laderas. Es exclusivamente esquemático y no tiene pretensiones de brindar antecedentes cuantitativos.

ANEXO:

Período de observación para los datos de precipitación

Fuente de los datos chilenos de precipitación:
Anuario Meteorológico de Chile 1943-1970.

Fuente de los datos peruanos de precipitación:
Estadística de precipitación no publicada del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, Lima.

Las estaciones y años para las que se utilizaron otras fuentes fueron caracterizadas como sigue:

- + Johnson 1976 y MILLER 1976
- ++ Pluviometría (ALMEYDA ARROYO)
- +++ Datos no publicados de M. J. Zamorano (Meteorólogo, Universidad del Norte, Sede Arica, Chile) a quien agradezco su colaboración.

En caso que el tiempo de observación de las precipitaciones medias anuales y de las precipitaciones máximas en 24 horas no sea concordante, se individualiza con un paréntesis:

p.e. (-1940) = sin datos de precipitaciones máximas en 24 horas en el año respectivo.

(+1945) = datos de precipitaciones máximas en el año respectivo, a pesar de no incluir precipitaciones medias anuales.

Lo mismo es válido para el número de días con precipitación, pero se utilizan en este caso 2 paréntesis, p.e. ((-1950)).

Chile:

Antofagasta 1940-42⁺⁺, 43, 45-70, (-1942); Arica 1940-42⁺⁺, 43-56, 60-70, (-1940-42), ((-1940-42)); Belén 1943-49, 51-53, 62-64, 66, 68; Caldera 1940, 42-55, 57, 61, 62, 64, 65, 67, 69, 70; Camina 1962, 63⁺⁺⁺, 64-69, 70, 71⁺⁺⁺, (-1962), 63, 70, 71, 74 ((-1962, 63, 70, 71, 74)); Chapiquiña 1963-66, 68, 69; Chucuyo 1963-66, 68, 69, (-1968), ((-1968)); Chungará 1964-66, 68, 69, (-1968, 69), ((-1968, 69)); Codpa 1962, 64, 65, 66⁺⁺⁺, 67, 68⁺⁺⁺, 69, 70-76⁺⁺⁺ (-1966, 68, 70-76), ((-1966, 68, 70-76)); Concepción 1860-1950 (-1860-1936).

Estación Central 1963-66, 68, 69-73⁺⁺⁺, (-1969-73), ((-1969-73)); Iquique 1961-69; La Serena 1911-49⁺; Parinacota 1951, 55, 56, 64, 68, (-1964, 68); Puquios 1962-65, 67, 68 (-1967), ((-1967)); Tocopilla 1941⁺⁺, 43-52, 64-69; Valparaíso 1911-50⁺; Visvirí 1943-56, 62, 66, 68, 69.

Perú:

Arequipa 1944, 49-76; Atiquipa 1967, 70-74; Chiclayo⁺ 1954-69; Cuzco⁺ 1955-70; Huancayo⁺ 1948-51, 55-70; Lima, Campo de Marte 1929-42, 44-49, 51-60, 62-75, 77; Mollendo 1969, 71-75, 77; Pampa de Majes 1951-53, 55, 56, 61, 64-66, 69, 70, 74 (+ 1971, 73); Pisco 1944, 48-77; Tacna 1950-74 (+ 1975, 76); Yauca 1964-73.

Bolivia:

El Alto, La Paz⁺ 1942-69, con interrupciones.

Ecuador:

Guayaquil⁺ 1959, 1961-69.
Izobamba⁺ 1962-69; Pichilingue⁺ 1960-69.
Quito⁺ 1960-69.

Datos de comparación:

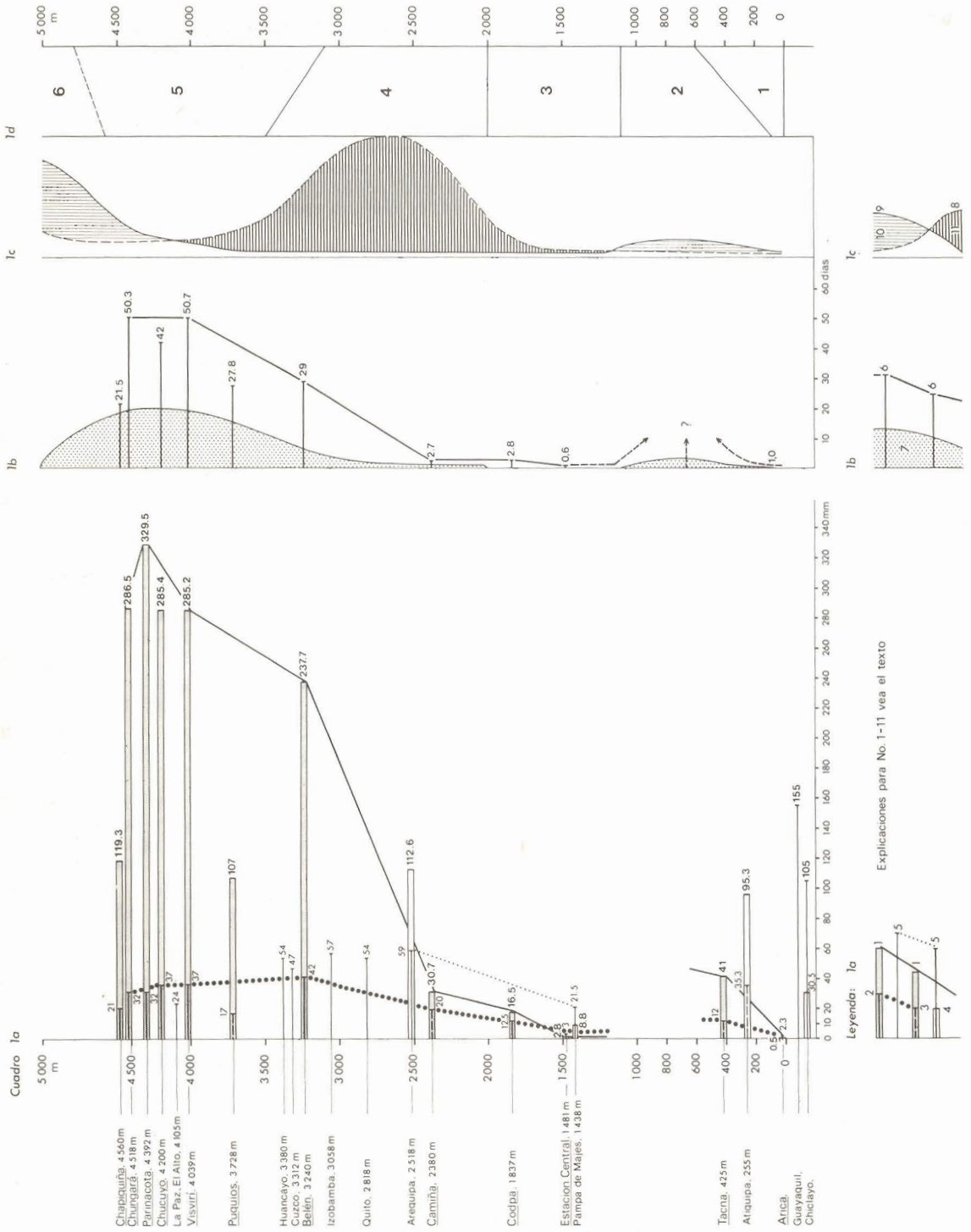
Swakopmund (SCHULZE 1972).

BIBLIOGRAFIA

- ALMEYDA ARROYO, E.: *Pluviometría de las zonas del desierto y de las estepas cálidas de Chile*. Santiago de Chile, 1950, 162 pp.
- BERGGOEING, J. P.: *Chile septentrional. Termografías infrarrojo. Norte Grande*, Nr. 5, Santiago de Chile, p. 11-15. (1976/77). Edit. Instituto Geográfico Militar.
- BIROT, P. u. O. DOLLFUS: *L'évolution des versants dans l'étage inférieur des Andes péruviennes occidentales*. Annales de Géographie, 70, 1961, p. 162-178.
- BREMER, H.: *Musterböden in tropisch-subtropischen Gebieten und Frostmusterböden*. Zeitschrift für Geomorphologie, NF 9, 1965, p. 222-236.
- BRÜGGEN, J.: *Fundamentos de la Geología de Chile*. Santiago de Chile (1950), 374 pp. Edit. Instituto Geográfico Militar.
- CAVIEDES, C.: *A climatic Profile of the Morth Chilean Desert at latitude 20° South. Coastal Deserts, their natural and human environments*. Tucson, Arizona (1973), p. 115-121.
- CAVIEDES, C.: *El Niño 1972: Its climatic, ecological human, and economic implications*. Geographical Review, vol. 65, N° 4, 1975, p. 493-509.
- COCKE, R. U. u. A. WARREN: *Geomorphology in Deserts*. London, 1973, 394 pp.
- DOLLFUS, O.: *Quelques aspects de la morphologie de la region de Tacna (Pérou)*. Bulletin de l'Association de Géographes Français, 1963, p. 85-99.
- DOLLFUS, O.: *Les Andes Centrales de Pérou et leurs piémonts. Etude Géomorphologique*. Travaux de l'Institut Français d'Etudes Andines, 8, Lima, 1965, 404 pp.

- DOLLFUS, O., P. GABERT u. R. LAHARIE: *Les problèmes morphologiques du piémont désertiques des Andes péruviennes méridionales*. Revue de Géographie Alpine, 1970, vol. 58, p. 265-300.
- DRESCH, J.: *Problèmes morphologiques des Andes Centrales*. Annales de Géographie, 67, 1958, p. 130-151.
- DRESCH, J.: *Observations sur le desert cotier du Pérou*. Annales de Géographie, 1961, 70, p. 179-184.
- GAETE, A.: *Análisis estadístico del comportamiento de las precipitaciones en el Altiplano de Arica, Provincia de Tarapacá (1932-1973)*. Norte Grande, Vol. I, N° 2. Santiago de Chile, 1974, p. 169-181.
- GRAF, K.: *Vergleichende Betrachtungen zur Solifluktion in verschiedenen Breitenlagen*. Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl. vol. 16, 1973, p. 104-154.
- GONZALEZ-FERRAN, O.: *Arica - Nevados de Payachata*. In: *International Symposium on volcanology in Santiago de Chile*. Guide Book, excursion A-1, Santiago de Chile, 1974, 34 pp.
- GRENIER, M. P.: *Observations sur les taffonis du désert chilien*. Bulletin de l'Assoc. Géogr. Français, N° 364-365, 1968, p. 193-211.
- HAGEDORN, J.: *Zum Problem der Glatthänge*. Zeitschrift für Geomorphologie, NF 14, 1970, p. 103-113.
- HASTENRATH, S.: *On the pleistocene snow-line depression in the arid regions of the South American Andes*. Journal of Glaciology, vol. 10, N° 59, 1971, p. 255-267.
- HOFER, H. v.: *Gletscher- und Eiszeitstudien*. S. Ber. Akad. d. Wiss. Wien, Math. Phys. Kl., vol. 79, Wien, 1879, p. 331-367.
- HOVERMANN, J.: *Hans Mortensen in memoriam*. Zeitschrift für Geomorphologie, NF 9, 1965, S. 1-15.
- JOHNSON, A.M.: *The Climate of Perú, Bolivia and Ecuador*. World survey of Climatology (Ed.: A. Landsberg), vol. 12, Amsterdam, 1976, p. 147-288.
- KAISER, K. H.: *Über Konvergenzen arider und "periglazialer". Oberflächenformung*. Abh. d. 1. Geogr. Inst. de FU Berlin, 13, Berlin, 1970, p. 147-188.
- KATSUI, Y u. GONZALEZ-FERRAN, O.: *Geología del Area Neovolcánica de los Nevados de Payachata*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación, N° 29, Santiago de Chile, 1968, 61 pp.
- KWAAD, F.: *Experiments on the granular disintegration of granite by salt action*. Fysisch geografisch em bodemkundig laboratorium, publicatie 16, 1970, p. 67-80.
- MECKELEIN, W.: *Beobachtungen und Gedanken zu geomorphologischen Konvergenzen in Polar- und Wärmewüsten*. Erdkunde, 19, 1965, p. 31-39.
- MECKELEIN, W.: *Aride Verwitterung in Polargebieten im Vergleich zum subtropischen Wüstengürtel*. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. vol. 20, 1974, p. 178-188.
- MILLER, A.: *The Climate of Chile*. World Survey of Climatology (Hrsg. v. A. Landsberg), vol. 12, Amsterdam, 1976, p. 113-130.
- MORTENSEN, H.: *Der Formenschatz der Nordchilenischen Wüste*. Abhandl. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math. phys. Kl., NF. vol. 12, 1, Berlin, 1927, 191 pp.
- MORTENSEN, H.: *Über Vorzeitbildungen und einige andere Fragen in der Nordchilenischen Wüste*. Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg, vol. 40, Hamburg, 1929, S. 202-239.
- MORTENSEN, H.: *Die Salzsprengung und ihre Bedeutung für die regionale klimatische Gliederung der Wüsten*. Pet. Mitt. 79, 1933, p. 130-135.
- MORTIMER, C. u. N. SARIC: *Cenozoic Studies in northernmost Chile*. Geologische Rundschau, 64, 1975, p. 395-420.
- PARTSCH, J.: *Die Gletscher der Vorzeit in den Karpaten und den Mittelgebirgen Deutschlands*. Breslau, 1882, 198 pp.
- QUINTANILLA, V. G.: *Zonación altitudinal de la vegetación en el Norte árido chileno a la latitud del Trópico del Capricornio*. Norte Grande, N° 5, Santiago de Chile, 1976/77, p. 17-39, Edit. Instituto Geográfico Militar.
- SALAS, R. O.; R. F. KAST, F. MONTECINOS u. I. SALAS: *Geología y recursos minerales del departamento de Arica. Prov. de Tarapacá*. Institut. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile, 1966. Boletín N° 21, 113 pp.
- SANCHEZ, J.: *Antecedentes hidrogeológicos de Pampa de Huará, provincia de Tarapacá, Chile*. Norte Grande, vol. N° 2, Santiago de Chile, 1974, p. 97-111. Edit. Instituto Geográfico Militar.
- SCHULZE, B. R.: *South Africa*. World Survey of Climatology (Ed.: A. LANDSBERG), Amsterdam, 1972, p. 501-586.
- SEGERSTROM, K. u. H. HENRIQUEZ: *Cavities, or "Taffoni" in rock faces of the Atacama Desert, Chile*. US Geol. Survey Prof. Paper, 501 C, 1964, p. C 121-C 125.
- TRICART, J.: *Convergence de phénomènes entre l'action du gel et celle du sel*. Acta Geográfica Lodziana, 24, Lodz, 1970, p. 425-436.
- TROLL, C.: *Strukturböden, Solifluktion und Frostklima der Erde*. Geologische Rundschau, vol. 34, 1944, p. 545-694.
- VELOZO, L.: *Características geomorfológicas de la Pampa O'Brien, Pampa del Tamarugal, Tarapacá*. Norte Grande, Santiago de Chile, 1974, p. 101-111. Vol. N° 2. Edit. Instituto Geográfico Militar.
- WEBERBAUER, A.: *Die Pflanzenwelt der peruanischen Anden. Die Vegetation der Erde*, vol. 12, Leipzig, 1911, 355 pp.
- WEISCHET, W.: *Der tropisch konvektive und der ausser-tropisch advektive Typ der vertikalen Niederschlagsverteilung*. Erdkunde, vol. 19, 1965, p. 6-14.
- WEISCHET, W.: *Zur Klimatologie der Nordchilenischen Wüste*. Meteorologische Rundschau, 19, 1966, p. 1-7.

- WEISCHET, W.: *Zur Geomorphologie des Glatthang Reliefs in der ariden Subtropen Zone des Kleinen Nordens von Chile*. Zeitschrift für Geomorphologie, 13, 1969-a, p. 1-21.
- WEISCHET, W.: *Klimatologische Regeln zur Vertikalverteilung der Niederschläge in Tropengebirgen*. Die Erde, 100 (1969-b), p. 286-306.
- WEISCHET, W.: *Chile, seine länderkundliche Individualität und Struktur*. Wissenschaftliche Länderkunden. vol. 2/3. Darmstadt, 1970, 618, pp.
- ZAMORANO, M.: *Boletín climatológico mensual*. Dic. 1973, Universidad del Norte, Departamento de Agricultura, Boletín N° 21, Arica, 1974.
- ZAMORANO, M.: *Cuatro años de siembra de nubes en el extremo norte de Chile, 1968-1971 (manuscrito)*, Arica (sin año).
- ZEIL, W.: *Geologie von Chile*. Berlin, 1964, 231 pp.



ANEXO FOTOGRAFIAS



Fotografía 1: Quebrada Cardones (valle lateral meridional del Valle de Lluta). Piso de erosión intensa de cárcavas sobre los 2000 m.



Fotografía 2: Quebrada Cardones cerca de la desembocadura en el Valle de Lluta. El sector de la terraza muestra varios bancos de barro superpuestos, de los cuales el superior tiene un espesor de casi un metro. El bloque del primer plano arrastrado por avenidas tiene un diámetro de más de 2 metros.



Fotografía 3: Quebrada Cardones. Disectamiento del camino hacia Bolivia por la avenida del año 1972.



Fotografía 4: Valle del Río Camarones, vertiente sur. Ladera plana a alrededor de 1000 m de altura



Fotografía 5: Quebrada Vitor, vertiente norte. Cubierta de una película de material fino y rico en sal en un corte en el camino (alrededor de 600 m de altura).



Fotografía 6: Por encima de Mollendo. Guirnaldas de tillandsias en una ladera de barlovento de exposición suroeste a alrededor de 1050 m de altura. Las tillandsias no existen en la ladera del segundo plano, que tiene una exposición menos favorable.



Fotografía 7: En las cercanías de la ubicación de la fotografía N° 6. Tillandsias que han sido peinadas ladera abajo por la película de material fino.



Fotografía 8: Ladera sur de la Quebrada de Azapa, alrededor de 850 m de altura. Tillandsias cubiertas por material fino y una colada de barro y peinadas ladera abajo.



Fotografía 9: Ladera sur de la Quebrada Vitor, corte en el camino a 910 m de altura. Horizontes alternados de tillandsias con material de la fracción arena (en parte de la fracción ripio). A la izquierda del centro de la foto los horizontes de tillandsias están inclinados hacia la izquierda. Las guirnaldas de tillandsias estaban ordenadas más o menos en forma paralela a la ladera durante el período de su crecimiento y, por consiguiente, el paquete de material suelto debió de haber sido posteriormente reubicado como un todo.



Fotografía 10: Alrededor de 50 km al oeste de Moquegua a 1000 m de altura. Formas suaves del terreno. Estrías de material grueso y fino orientado ladera abajo.



Fotografía 11: Ladera sur del Valle de Lluta (450 m). Geoglifos preincaicos en una ladera de 23-26° de inclinación.



Fotografía 12: Al sur del Río Camarones. Superficie de ladera ondulada con escombros.