Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft,
135. Jg. (Jahresband), S. 141 - 160, Wien 1993

PHYSISCHE GEOGRAPHIE

MODELLE ZUR ENTWICKLUNG DES HOCHGEBIRGSRELIEFS UND IHRE ANWENDUNG AM BEISPIEL DER ANDEN

Gerhard ABELE, Innsbruck*

mit 2 Abb. im Text

INHALT

1. Einleitung 141
2. Modelle zur Entwicklung des Hochgebirgsreliefs 142
2.1. Modelle zur Entwicklung des Hochgebirgsreliefs in verschiedenen Klimazonen 143
2.1.1. Hochgebirge der mittleren Breiten mit hohem Anteil an Aufgleitniederschlägen 144
2.1.2. Hochgebirge der feuchten Tropen mit hohem Anteil an Konvektionsniederschlägen 144
2.1.3. Hochgebirge der Rand- und Subtropen mit ariden Hochlagen 145
2.2. Hochgebirgstypen nach dem wechselseitigen Verhältnis zwischen Tektonik und Klima 146
3. Überprüfung der Aussagekraft der Modelle in den Anden 147
3.1. Morphodynamik der verschiedenen Andenabschnitte 148
3.1.1. Die Nordanden 148
3.1.2. Die mittleren Anden 148
3.1.3. Die Südanden 153
3.2. Morphodynamischer Überblick der Anden 155
4. Ergebnis und Zusammenfassung 156
5. Literaturverzeichnis 158
6. Summary 160

1. EINLEITUNG

In seinen Arbeiten zur dreidimensionalen Gliederung der Hochgebirge berücksichtigte C. TROLL (1966) auch die unterschiedliche Ausbildung der geomorphologischen

* o.Univ.-Prof. Dr. Gerhard Abele, Institut für Geographie der Leopold Franzens-Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck, Innrain 52

Höhenstufen in den verschiedenen Klimazonen. In diesem Sinne wurden in den meisten Untersuchungen zur klimatischen Geomorphologie der Hochgebirge Höhenstufengliederungen bzw. vergleichende Betrachtungen der Höhengrenzen geboten (HÖLLERMANN 1976). Weniger beachtet wurde dagegen die verschiedene Ausprägung der Gesamtgestalt der Hochgebirge als Folge der unterschiedlichen Art und Intensität der Abtragung in den einzelnen Klimazonen. Von großer Bedeutung ist dabei die Tatsache, daß die Hochgebirge bei ihrem Höhenwachstum ihr eigenes Klima schaffen, und daß diese höhenbedingten Klimaänderungen in den verschiedenen Klimazonen durchaus unterschiedlich sind. Dies wirkt über die klimagesteuerte Abtragung auf die entlastungsbedingte Hebungskomponente zurück, so daß sich eine komplizierte Wechselwirkung zwischen den geologischen, geomorphologischen und meteorologischen Vorgängen ergibt. Um diese Zusammenhänge aufzuzeigen, werden im Folgenden Modelle zur Entwicklung des Hochgebirgsreliefs dargestellt und auf ihre Aussagekraft am Beispiel der Anden überprüft.

2. MODELLE ZUR ENTWICKLUNG DES HOCHGEBIRGSRELIEFS

Die Hochgebirge verdanken ihre Höhe und Gestalt dem Verhältnis zwischen Hebung und Abtragung. Dabei stehen beide Faktoren in wechselseitiger Abhängigkeit zueinander. Je stärker die Hebung, desto intensiver ist im allgemeinen die Abtragung, und je intensiver die Abtragung, desto größer ist die entlastungsbedingte Hebungskomponente. Dieses wechselseitige Verhältnis wird dadurch kompliziert, daß nicht jeder Hebungsrate überall und immer eine bestimmte Abtragungsrate entspricht. Wichtig ist hierbei der Einfluß der lithologischen Voraussetzungen sowie der Vertikal- und Horizontaldistanz vom Fuß bzw. Rand des Hebungsgebiets. So wird die Abtragung im allgemeinen zunächst nicht im Bereich der größten Hebung, sondern im Gebiet der größten hebungsbedingten Gefällszunahme und dort insbesondere in den bevorzugten Abtragungsbahnen gesteigert. Erst mit Verzögerung dringen die rückschreitende Erosion und die entlastungsbedingte Hebungskomponente gegen das Hebungsmaximum vor.

Eine weitere Komplizierung des Verhältnisses zwischen Hebung und Abtragung ergibt sich durch die je nach der Lage im Gebirge und der Lage des Gebirges unterschiedliche Wirksamkeit der exogenen Faktoren. So ändert sich das Klima beim Höherwerden eines Hochgebirges sowohl im Horizontalprofil (in der Außen- und Innenzone bzw. auf der Luv- und Leeseite) als auch im Vertikalprofil. Dieses wechselseitige Verhältnis zwischen Hebung und Klima ist in den einzelnen Klimagürteln der Erde sehr verschieden, denn die abtragungshemmenden und abtragungsfördernden klimatischen Faktoren sind dort unterschiedlich ausgeprägt und kombiniert.

Im Vertikalprofil nimmt bei wachsender Gebirgshöhe die Abtragung im Hochgebirge nicht nur wegen des stärkeren Gefälles, sondern auch aus klimatischen Gründen zu. Meist – aber nicht immer (s.u.) – erhöht sich die Niederschlagstätigkeit und der Abfluß. Wird die Waldgrenze oder die Obergrenze der Vegetationsdecke überschritten, nimmt

die Abtragung weiter zu, insbesondere durch das Zusammenwirken von Frostsprengung und periglazialer Solifluktion. Kommt es schließlich nach Überschreiten der Schneegrenze zur Vergletscherung, so setzt die besonders leistungsfähige Glazialerosion ein.

Im Horizontalprofil wird bei der Aufwölbung der Hochgebirge der schon tektonisch-geomorphologisch vorgeprägte Gegensatz zwischen Außen- und Innenzone durch folgende klimatische und klimaabhängige Faktoren verstärkt: Die Zunahme der Luvwirkung und teilweise auch der Konvektion (s.u.) führt an den Außenflanken zu verstärkter Niederschlagstätigkeit und größerem Abfluß. Dadurch wird die Abtragung und entlastungsbedingte Hebung in den Außenzonen gegenüber der in den Innenzonen zusätzlich begünstigt. Dazu trägt dort auch die tiefere Lage der Höhengrenzen bei. Dies gilt nicht nur für die Waldgrenze und Obergrenze der Vegetationsdecke, deren tiefe Lage vor allem die periglaziale Solifluktion fördert, sondern gegebenenfalls auch für die Schneegrenze. Bezogen auf dieselbe Höhenlage sind die Vergletscherung und damit die Glazialerosion in der Außenzone stärker.

Der Gegensatz zwischen Außen- und Innenzone ist bei einem geschlossenen Gebirgskörper besonders groß, vor allem dann, wenn intramontane Becken oder Längstäler durch hohe Bergketten vom Vorland getrennt sind. Erst wenn vom Gebirgsrand her eine stärkere fluviale Zerschneidung einsetzt und quer zum Streichen des Gebirges verlaufende tiefe und breite Talräume schafft, können die abtragungsfördernden klimaabhängigen Faktoren weiter in das Gebirge eingreifen. Die Zertalung des Gebirgskörpers begünstigt damit dessen weitere Zertalung. Dieser Selbstverstärkungseffekt ist in den verschiedenen Klimagürteln unterschiedlich groß. Daher sei im Folgenden die Entwicklung der Hochgebirge an Modellen aus verschiedenen Klimaten dargestellt.

2.1. Modelle zur Entwicklung des Hochgebirgsreliefs in verschiedenen Klimazonen

Um den Vergleich zwischen den Modellen zu erleichtern, erfolgt die Auswahl der Beispiele so, daß sich möglichst große klimatische Gegensätze ergeben. Selbstverständlich werden die Idealbedingungen der Modelle im konkreten Fall eingeschränkt. Wenn im Folgenden der unterschiedliche Einfluß der Aufgleit- und Konvektionsniederschläge auf die Formung der Hochgebirge dargestellt wird, ist zu berücksichtigen, daß in vielen Hochgebirgen beide Niederschlagsarten vorkommen und nur ihr Verhältnis zueinander verschieden ist. Auch die Abtragungsstadien innerhalb der verschiedenen Klimazonen werden hier nur schematisch dargeboten. So wird in der zeichnerischen Darstellung je eine Hebungsphase (vgl. Abb. 1 a/1, b/1 und c/1) von den darauf folgenden Abtragungsstadien getrennt (vgl. Abb. 1 a/2 u.3, b/2 u.3 und c/2 u.3). Tatsächlich werden die Gebirge schon während einer Phase starker Hebung verstärkt zerschnitten, und umgekehrt werden auch die nachfolgenden Abtragungsphasen durch Hebungsvorgänge, zumindest durch die entlastungsbedingte Hebung, beeinflußt. Das erste Stadium ist daher nur als Darstellung der "nachhinkenden" rückschreitenden Erosion bei einer Phase starker Hebung zu verstehen.

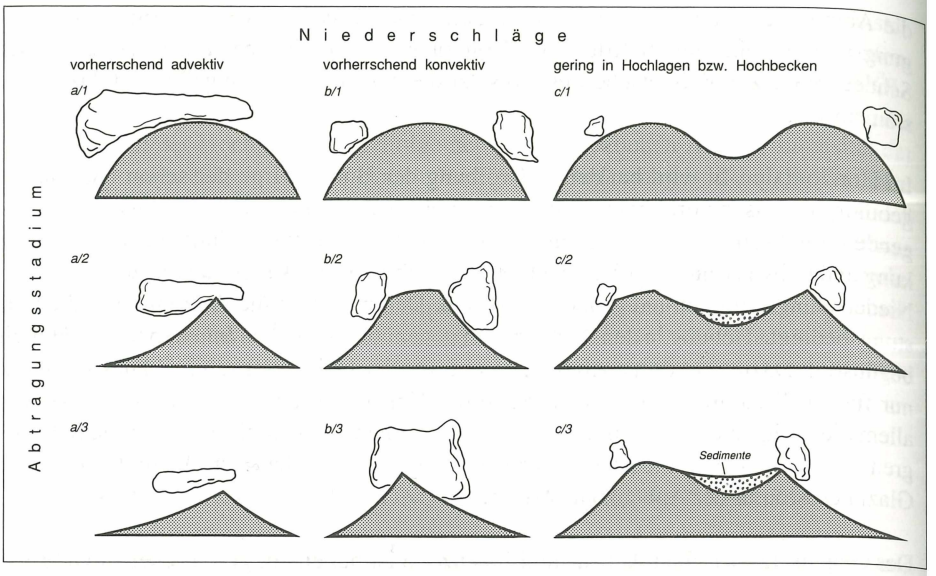

Abb. 1: Die wechselseitige Abhängigkeit von Abtragungsstadium und Niederschlag in Hochgebirgen verschiedener Klimazonen (Erläuterungen vgl. Text)

2.1.1. Hochgebirge der mittleren Breiten mit hohem Anteil an Aufgleitniederschlägen

In den unter dem Einfluß der Zyklonen der Westwinddrift stehenden Hochgebirgen der ganzjährig feuchten Außertropen und Winterregensubtropen nehmen die Aufgleitniederschläge bis in große Höhen zu ("Advektionstyp der vertikalen Niederschlagsverteilung" nach WEISCHET 1965). Wie schon erwähnt, wird hierdurch die mit wachsender Gebirgshöhe einhergehende Abtragungssteigerung zusätzlich verstärkt (vgl. Abb. 1 a/1-3). Dazu trägt außerdem die im Vergleich zu den Tropen niedrige Lage der Höhengrenzen bei. Die Hochgebirge der kontinentalen mittleren Breiten, in denen die konvektiven Sommerniederschläge dominieren (WEISCHET 1988a, S. 210), gehören nicht zu diesem Typ.

2.1.2. Hochgebirge der feuchten Tropen mit hohem Anteil an Konvektionsniederschlägen

In den Hochgebirgen der feuchten Tropen verstärken bei zunehmender Gebirgshöhe nicht alle klimatischen Faktoren die Abtragung in gleicher Weise: Sicher wird auch in den Tropen die Niederschlagstätigkeit durch die Existenz eines Gebirges zunächst erhöht, denn eine Aufragung fördert die Konvektion. Mit zunehmender Höhe des feuchttropischen Gebirges nehmen die Niederschläge jedoch oberhalb einer meist relativ niedrig gelegenen Stufe maximalen Niederschlages deutlich ab ("Konvektionstyp der vertikalen Niederschlagsverteilung" nach WEISCHET 1965), um erst in grö-

ßerer Höhe stellenweise ein zweites, kleineres Maximum zu erreichen (LAUER 1976). Im Gegensatz zu den Gebirgen der mittleren Breiten wird daher die Abflußmenge mit zunehmender Höhe nicht generell größer. Dazu trägt auch die Tatsache bei, daß infolge der höheren Temperaturen die Verdunstung in den tropischen Gebirgen größer ist als auf gleicher Höhe in den mittleren Breiten. Beim Höhenwachstum des tropischen Gebirges dürfte daher die Abtragung nicht in dem Maße zunehmen wie dies in den mittleren Breiten der Fall ist. Wegen der höheren Temperaturen werden in den tropischen Hochgebirgen außerdem die Waldgrenze, die Obergrenze der Vegetationsdecke und die Schneegrenze erst in größerer Höhe erreicht als in den mittleren Breiten, so daß die an diesen Grenzen einsetzende Abtragungssteigerung erst entsprechend weit oben erfolgt.

In den feuchten Tropen dürften die klimabedingten Unterschiede in der Abtragungsintensität zwischen der Außen- und Innenzone eines Gebirges größer sein als in den Außertropen, insbesondere dann, wenn intramontane Becken durch hohe und weitgehend geschlossene Gebirgsketten von den feuchteren Außenflanken abgeschirmt werden. Die inneren und damit höheren Gebirgsteile liegen meist über dem unteren Kondensationsniveau. Außerdem werden intramontane Becken oft nur durch Luftmassen erreicht, die die mehr oder weniger geschlossenen Gebirgsbarrieren in hohem Niveau und daher mit entsprechend niedriger Temperatur und geringer absoluter Feuchte queren. Wird die Luft dann in die Konvektion einbezogen, kann sie keine solch ergiebigen Niederschläge wie auf den Außenabdachungen des Gebirges liefern.

Dieser Abtragungssatz zwischen Außen- und Innenzone eines tropischen Gebirges wirkt sich in Perioden stärkeren Höhenwachstums besonders aus. Die rückschreitende Erosion geht daher nicht nur aus tektonischen, sondern auch aus klimatischen Gründen vom Gebirgsrand aus (vgl. Abb. 1b/1). Erst die Taleintiefung am Gebirgsrand erlaubt es den Luftmassen, in tieferem Niveau und daher mit höherer Temperatur und größerer absoluter Feuchte weiter gebirgseinwärts vorzudringen. Dies erhöht dort den Konvektionsniederschlag und den Abfluß, wodurch wieder die weitere rückschreitende Erosion begünstigt wird (vgl. Abb. 1b/2). Die inneren Gebirgsteile und Hochbecken werden mit großer Verzögerung durch die verstärkte rückschreitende Erosion erreicht. Erst wenn statt schmaler Schluchten breite und tiefe Talräume entwickelt sind, die warme feuchte Luft vom Gebirgsvorland einströmen lassen, kommt es auch hier zu ergiebigeren Konvektionsniederschlägen und zu einer zusätzlichen Verstärkung der Abtragung. Dieser Selbstverstärkungseffekt wird noch weiter gesteigert, wenn die starke Zertalung den ganzen Gebirgskörper erfaßt hat und die Konvergenz der Talwinde im Bereich der aneinander grenzenden Talenden im Sinne von KISTEMANN und LAUER (1990) zu besonders ergiebigen Niederschlägen führt (Abb. 1b/3).

2.1.3. Hochgebirge der Rand- und Subtropen mit ariden Hochlagen

In den Trockengebieten stellen die Hochgebirge zwar im allgemeinen Feuchtinseln dar; dennoch können auch in großer Höhe gelegene Gebirgsteile arid sein. Dies gilt vor

allem für Lee- oder Beckenlagen hinter bzw. zwischen hohen geschlossenen Gebirgskämmen (Hochland von Tibet), aber auch für ohnehin im Trockengürtel gelegene Hochplateaus (argentinische Puna), auf denen die Luft auch aus thermischen Gründen nur unergiebige Konvektionsniederschläge liefern kann (in großer Höhe lagernde kalte Luft mit geringer absoluter Feuchte).

Mit zunehmender Höhe stellt sich in diesen Gebirgen ein besonders großer Gegensatz zwischen Außen- und Innenzone ein: Während auf den Außenabdachungen die Konvektion (teilweise auch die Luvwirkung) und damit auch die Niederschlagstätigkeit, der Abfluß und die Abtragung zunehmen, werden die Innenzonen und insbesondere die dort gelegenen Hochbecken und Plateaus trockener und morphodynamisch weniger aktiv (vgl. Abb. 1c). Zwar wirkt die dichter werdende Vegetationsdecke auf den Außenflanken abtragungshemmend und die spärlicher werdende Vegetation in der Innenzone abtragungsfördernd, doch sind die jeweils entgegengerichteten Einflüsse stärker. So wird auf den Flanken die Abtragung durch die Kombination von Gefällszunahme und größerer Feuchtigkeit verstärkt (vgl. Abb. 1c/1 u. c/2). In der Innenzone hingegen wird die Gesamtabtragung stark vermindert, weil die anfallenden Schuttmassen zum großen Teil auf den Plateaus und in den Hochbecken abgelagert werden. Langfristig gesehen steht damit der Erniedrigung der Aufragungen eine Erhöhung der Erosionsbasen gegenüber (vgl. Abb. 1c/2 u. c/3). Dies gilt insbesondere dann, wenn sich infolge der Aridität Becken mit Binnenentwässerung ergeben haben, aus denen kein Material in das Gebirgsvorland "exportiert" werden kann. Die unter diesen Umständen geringer werdende Reliefenergie innerhalb der Plateaus und Hochbecken schränkt die Morphodynamik zusätzlich ein.

Auch wenn vom feuchteren Gebirgsrand her durch rückschreitende Erosion Täler in die Innenzone zurückgreifen (vgl. Abb. 1c/3), wird diese insgesamt nur stark verzögert und dann auch nur wenig abgetragen. Denn für den Selbstverstärkungseffekt zwischen Taleintiefung und Feuchtigkeitszufuhr vom Vorland steht im Trockengürtel weniger Wasserdampf zur Verfügung als in den feuchten Tropen. Behindert wird die Taleintiefung nicht nur durch den Wassermangel, sondern auch durch die starke Grobmaterialbelastung der periodischen und episodischen Flüsse aus dem Trockengebiet der Innenzone, denn hierbei können sich nur steile Tallängsprofile entwickeln.

2.2. Hochgebirgstypen nach dem wechselseitigen Verhältnis zwischen Tektonik und Klima

Bei einem Vergleich der geomorphologischen Entwicklung in Hochgebirgen verschiedener Klimagürtel ist zu erkennen, daß die auf eine tektonische Hebung folgende rückschreitende Erosion und Zertalung in Hochgebirgen der Rand- und Subtropen, die trockene Innenzonen aufweisen, am stärksten eingeschränkt und am meisten verzögert wird. Dies gilt vor allem dann, wenn sich Binnenentwässerungsbecken entwickelt haben (vgl. Abb. 1c). Sind die Innenzonen feuchter, so schreitet die rückschreitende Erosion schneller voran. Dies ist insbesondere bei Hochgebirgen mit hohem Anteil nach

oben zunehmender Aufgleitniederschläge der Fall (vgl. Abb. 1a). In den Hochgebirgen mit überwiegenden Konvektionsniederschlägen hingegen dürfte die Verzögerung stärker sein, denn die Wasserdampfzufuhr erfolgt hier vor allem durch die warmen Luftmassen, die mit hoher absoluter Feuchte im unteren Stockwerk zuströmen (vgl. Abb. 1b). Daher ist hier die Barrierewirkung der randlichen Gebirgsketten größer als bei den Gebirgen mit vorwiegenden Aufgleitniederschlägen, bei denen eine starke Wasserdampfzufuhr auch in größerer Höhe erfolgt. Die Unterbrechung dieser Barrieren durch tiefe und breite Täler dürfte deshalb in den Tropen für die weitere Zerschneidung des Gebirges noch wichtiger sein als in den mittleren Breiten.

Damit lassen sich nach dem Verhältnis zwischen Hebung und Abtragung drei verschiedene Hochgebirgstypen unterscheiden:

- Hochgebirge mit großer Abtragungssteigerung bei Hebung (durch tiefe, breite Talräume zu den Vorländern geöffnete Gebirge, insbesondere im Bereich vorwiegender Aufgleitniederschläge in den mittleren Breiten; vgl. Abb. 1 a/1-3).

- Hochgebirge mit verzögerter Abtragungssteigerung bei Hebung (bei starker Barrierewirkung randlicher Gebirgsketten, insbesondere im Bereich vorwiegend konvektiver Niederschläge in den feuchten Tropen; vgl. Abb. 1 b/1-3).

- Hochgebirge mit geringer Abtragungssteigerung bei Hebung (bei Ausbildung arider Hochplateaus bzw. Hochbecken und insbesondere bei Binnenentwässerung; vgl. Abb. 1 c/1-3).

3. ÜBERPRÜFUNG DER AUSSAGEKRAFT DER MODELLE IN DEN ANDEN

Wie schon erwähnt werden die Idealbedingungen der hier behandelten Modelle im konkreten Fall mehr oder weniger stark eingeschränkt. So wirken in den Hochgebirgen der mittleren Breiten Aufgleit- und Konvektionsvorgänge zusammen. Umso wichtiger ist es, die Aussagekraft der Modelle in Testgebieten zu prüfen. Die Anden bieten hierfür günstige Voraussetzungen, denn bei grob gesehen einheitlicher tektonischer Grundstruktur reichen sie auf ihrer Westflanke von den immer- und wechselfeuchten Tropen über den Trockengürtel und das Winterregengebiet bis in die immerfeuchten mittleren Breiten. Auf der Ostflanke steht den immer- und wechselfeuchten Tropen im Norden der im sub- und außertropischen Trockenklima gelegene Süden gegenüber. Der bei weitem größte Abschnitt im Nord-Südprofil der Anden bildete sich am aktiven Kontinentalrand, an dem die ozeanische Nazca-Platte mit einer Geschwindigkeit von 9 cm pro Jahr unter den kontinentalen Teil der Südamerika-Platte abtaucht (MOORE 1985, S. 4). Nur der Südteil der patagonischen Anden gehört zum Konvergenzbereich zwischen der Antarktis-Platte und der Südamerika-Platte. Die vergleichsweise einfachen geotektonischen Grundzüge werden zwar in den verschiedenen Abschnitten der Anden mannigfach variiert (GARNER 1983, JORDAN und GARDEWEG 1989, MÉGARD

1989); dennoch paßt sich die Abtragung, und hierbei insbesondere die fluviale Zerschneidung des Gebirgskörpers, auffallend eng an die großräumigen klimatischen Unterschiede an. Dies soll zunächst in den verschiedenen Abschnitten der Anden und dann in einem Gesamtüberblick dargestellt werden.

3.1. Morphodynamik der verschiedenen Andenabschnitte

Klimatisch und morphodynamisch lassen sich die Anden in einen in den immer- und wechselfeuchten Tropen gelegenen Nordabschnitt, einen in den teilweise ariden Rand- und Subtropen gelegenen mittleren Abschnitt und einen auf der Westseite feuchten, aber auf der Ostseite trockenen Südabschnitt gliedern.

3.1.1. Die Nordanden

Die Nordanden zeigen das für die immer- und wechselfeuchten Tropen typische Vertikal- und Horizontalprofil der Niederschläge. Sehr hoch sind die Jahresmittel am Fuß beider Kordillerenflanken. Sie erreichen am Westfuß der kolumbianischen Anden bis zu über 8.000 mm und am Ostfuß der kolumbianischen und ecuadorianischen Anden bis zu über 4.000 mm (vgl. Abb. 2). Entsprechend stark ist auch die Zertalung der Außenabdachungen der Kordilleren. Mit wachsender Höhe nehmen die Niederschläge ab, wobei sie in den intraandinen Hochbecken auffallend gering sind. Dies gilt insbesondere für die durch die jungvulkanische West- und Ostkordillere von den feuchten Gebirgsflanken abgeschnittenen Hochbecken von Ecuador. Wegen der jungen Bildung der West- und Ostkordillere und der geomorphologischen und klimatischen Barrierewirkung dieser Ketten blieben die Hochbecken in großer Höhe erhalten, ja sie wurden sogar durch klastische und vulkanoklastische Sedimente aufgefüllt, insbesondere durch Lahars. Inzwischen werden diese Ablagerungen wieder zerschnitten. Zu einer von den Flanken ausgehenden tieferen Zerschneidung der beiderseitigen Gebirgsbarrieren und einer entsprechend starken Zufuhr feuchter Luftmassen in die Hochbecken kam es nur an wenigen Stellen, so daß der für die Tropen typische Selbstverstärkungseffekt der Abtragung noch nicht bis zu seinem Endstadium entwickelt ist. (Die Becken von Quito und Ambato gehören damit zusammen mit anderen innertropischen Hochbecken zu den relativ wenig zertalten Abschnitten der Anden und damit zum Übergangsbereich zu den in Abbildung 2 ausgeschiedenen Gebieten mit geringer fluvialer Zerschneidung.)

In Kolumbien sind die tektonischen Depressionen zwischen West-, Mittel- und Ostkordillere zwar ebenfalls weniger feucht als die Außenabdachungen, doch keinesfalls so trocken wie die Hochbecken in Ecuador. Ein Grund hierfür ist wohl die breite Öffnung dieser Tiefenzonen nach Norden und der infolgedessen ungehinderte Zutritt warmer Luftmassen mit hoher absoluter Feuchte.

3.1.2. Die mittleren Anden

In ihrem mittleren Abschnitt erreichen die Anden ihre größte Breite. Die Kordillerenstränge umschließen Hochbecken und Hochplateaus mit nach Süden immer größerer

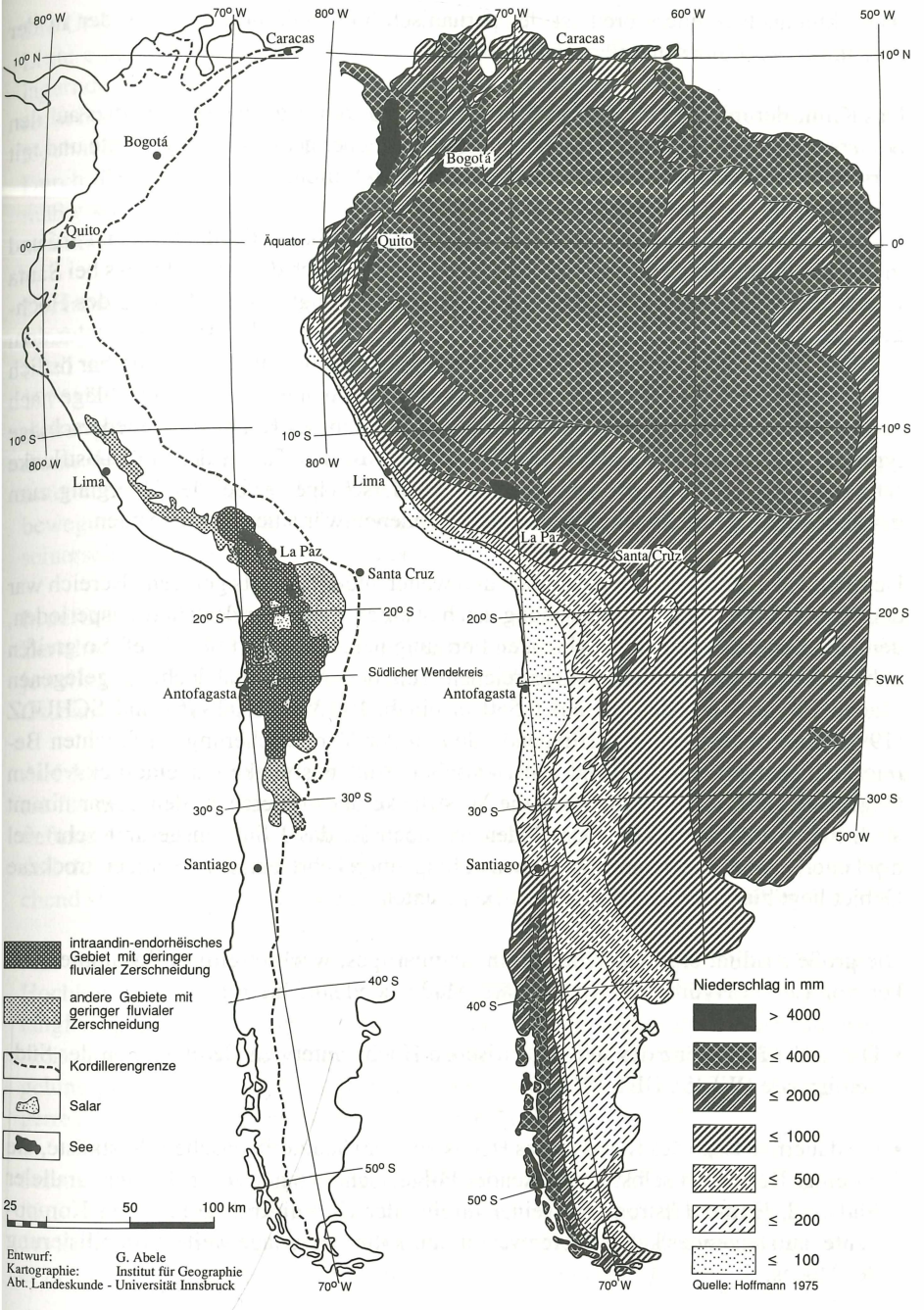

Abb. 2: Gebiete geringer fluvialer Zerschneidung und Jahresmittel des Niederschlages in den Anden

Ausdehnung. Besonders breit ist der peruanisch-bolivianische Altiplano, der in der argentinischen Puna seine Fortsetzung findet.

Das Klima der mittleren Anden wird nach Süden trockener, doch geschieht dies auf den beiderseitigen Gebirgsabdachungen in unterschiedlicher geographischer Breite und mit verschiedener vertikaler Anordnung der hygrischen Stufen.

Die unter dem Einfluß der amazonischen Luftmassen stehende Ostflanke ist in Perú und in den bolivianischen Yungas noch sehr feucht. Erst südlich des Andenknicks bei Santa Cruz werden die Niederschläge geringer. Gerade hier zeigt sich der Einfluß des Hochgebirges auf das hygrische Klima besonders deutlich. So ist der Andenfuß unter dem Einfluß der am Gebirgsrand verstärkten Konvektion feuchter als der unmittelbar östlich davon gelegene Gran Chaco (vgl. Abb. 2). Außerdem nehmen die Niederschläge nach oben deutlich ab und zeigen damit die für den Bereich der Konvektionsniederschläge typische Vertikalverteilung (WEISCHET 1988b). In den Tälern der Andenostflanke erfolgt talauf eine deutliche Abnahme der Niederschläge, wobei der Übergang zum trockenen Klima im Norden sehr viel weiter andeneinwärts liegt als im Süden.

Deutlich feuchter als der weiter südlich und weiter andeneinwärts gelegene Bereich war der Nordteil der Andenostabdachung auch während der Vergletscherungsperioden, denn die Spuren der einstigen glazialen Formung liegen hier auffallend tief. So greifen nahe dem bereits im niederschlagsreichen Teil der Andenostabdachung gelegenen Machu Picchu Karböden bis auf 3.550 m hinab. BOWMAN (1916) und SCHULZ (1990) beschreiben andere tiefliegende Spuren der Vergletscherung im feuchten Bereich der südperuanischen und bolivianischen Andenostflanke. In eindrucksvollem Gegensatz zur Ostabdachung steht die Westflanke der mittleren Anden. Zwar nimmt auch hier die Feuchtigkeit nach Süden ab, doch ist das Klima insgesamt sehr viel trockener, wobei die hygrische Höhenstufung umgekehrt ist: Das weniger trockene Gebiet liegt hier oben und das sehr trockene unten.

Die große Aridität ergibt sich durch ein einzigartiges, wechselseitiges Zusammenwirken von Litho-, Hydro- und Atmosphäre. Maßgebend sind hierfür:

- Die große Persistenz des südostpazifischen Hochs unter den Bedingungen der Südhemisphäre (WEISCHET 1966);

- die dauernde Lage des Kerns dieses Hochs vor der südamerikanischen Westküste, die zu einer Kette sich selbst verstärkender Folgeerscheinungen führt: Küstenparalleler Südwind, Humboldtstrom mit seiner infolge der Corioliskraft ablandigen Komponente, aufsteigendes kaltes Tiefenwasser, auf kalter Unterlage weitere Stabilisierung des Hochs;

- die Höhe und Geschlossenheit der Kordillere, die einen stärkeren Wasserdampftransport von der feuchteren Ostseite verhindert (WEISCHET 1966).

Die Umkehr der sonst für die Tropen typischen hygrischen Höhenstufung ist in erster Linie eine Folge der niedrigen Temperaturen des Humboldtstromes und der darüber lagernden Luft. Deren relative Feuchte ist zwar infolge der Abkühlung über dem Meer recht hoch, so daß sich an der Obergrenze des Kaltluftkörpers (Passatinversion) häufig Hochnebel bilden, die in der Küstenwüste zu Nebelnässen und Nieselregen führen. Durch die kräftige Aufheizung des Festlandes wird diese Luft jedoch tagsüber regelmäßig kontinentwärts bewegt und ihrerseits erwärmt, so daß die relative Feuchte stark abnimmt. Daher ist der untere Teil der Andenwestflanke besonders regenarm.

Der land- und andenwärtige Wind ist in den küstenparallel nach Norden wehenden low level jet eingelagert, der durch den großen Temperaturgegensatz zwischen Meer und Land sowie die ablenkende Wirkung der Corioliskraft zustandekommt (LETTAU 1976). Durch die Nordrichtung des low level jet wird der Aufstieg kalten Tiefenwassers weiter gefördert, was seinerseits den Temperaturgegensatz zum Festland steigert und damit den low level jet im Sinne eines positiven Rückkoppelungseffekts zusätzlich unterstützt (LETTAU 1976). Verstärkt wird hierdurch auch die absteigende Luftbewegung über dem kalten Küstengebiet (absteigender Ast des low level jet), was seinerseits die Regenarmut am Andenwestfuß steigert.

In auffallender Übereinstimmung mit den heutigen klimatischen Verhältnissen steht die Zertalung der beiden Flanken der mittleren Anden. Sie nimmt auf beiden Seiten vom jeweils trockeneren Süden zum feuchteren Norden hin zu, ist jedoch auf der feuchteren Ostflanke viel stärker als auf der trockenen Westflanke.

Auf der Ostabdachung der mittleren Anden herrscht im Norden eine Entwicklung, wie sie für die feuchten Tropen typisch ist: Eine wechselseitige Verstärkung von Taleintiefung und Zufuhr warmer, feuchter Luftmassen (s.o.). Im Süden hingegen ist das Modell der rand- und subtropischen Hochgebirge mit trockenen Hochlagen und entsprechend stark gehemmter rückschreitender Erosion exemplarisch ausgebildet (s.o).

Auf der Westflanke zieht zwischen 19°30'S und 25°30'S kein tiefes Tal von der Hochkordillere zum Meer durch (WEISCHET 1970, S. 304). Dies ist primär auf die langfristig große Trockenheit und die eng damit zusammenhängende Ausbildung endorhëischer Becken zurückzuführen. Stellenweise ist dies auch eine Folge der Versiegelung großer Teile der Westabdachung der Hochkordillere durch weitflächig abgelagerte mio-, plio- und pleistozäne Ignimbritdecken.

Selbst der Río Loa, der als einziger Fluß dieser Zone das Meer erreicht (vgl. Abb. 2), fließt nicht in einem durchgehenden fluvialen Einschnitt. Daß sein Wasser nicht wie das der Zuflüsse des Salar de Atacama in einem endorhëischen Becken verdunstet, verdankt er einer tektonischen Einmuldung in der Präkordillere bei Calama.

Unter dem Einfluß der in der Westkordillere vom südlichen Wendekreis aus nach Norden zunehmenden Niederschläge wird der Abfluß größer. Außerdem rückt das

Gebirge näher an das Meer heran, so daß sich das Gesamtgefälle versteilt. Daher beginnt nördlich von 19°30'S die von der Hochkordillere bis zum Meer durchziehende Zertalung der Andenwestabdachung. Hierbei ist hervorzuheben, daß der zur Zerschneidung führende Abfluß fast ausschließlich von den Hochlagen und nicht von den unteren Stufen stammt. Die Langfristigkeit dieses hygrischen Gegensatzes zwischen den oberen und unteren Partien des Andenwestabfalls wird dadurch belegt, daß die Talhänge im Unterlauf dieser Flüsse kaum von Seitentälern zerschnitten werden. Im äußersten Norden Chiles (Río Lluta) und in den peruanischen Anden greifen die Einzugsgebiete der Flüsse bis auf den Altiplano und in die Hochbecken zurück, wodurch der Abfluß und damit die tiefere Zertalung gefördert werden. Je weiter die Flüsse rückschreitend in die vergleichsweise feuchten Hochbecken eindringen, desto tiefer ist die Zerschneidung (z.B am Río Colca).

Südlich des südlichen Wendekreises nehmen die Niederschläge in allen Höhenstufen der Andenwestflanke südwärts zu. Daher wird die nach Süden stärker werdende Zertalung nicht wie im Norden ausschließlich von den Hochlagen aus gesteuert. Im Nord-Süd-Profil ergeben sich dabei folgende Stufen unterschiedlichen Zertalungsgrades:

- Nahe dem südlichen Wendekreis greifen die nicht oder nur wenig zerschnittenen Fußflächen sehr hoch die Andenwestflanke hinauf.

- Eine etwas stärkere Zertalung der Fußflächensysteme erfolgt südlich 25°30'S.

- Südlich 27°S kommt es zur Ausbildung eines Talnetzes. Dabei ist das Längsprofil in den Tälern im Randbereich der Trockenzone sehr viel steiler als in denen der weiter südlich anschließenden feuchteren Teile der Andenwestabdachung. Dies ist eine Folge der geringen Wasserführung, der stärkeren Belastung der Flüsse durch Grobmaterial und insbesondere der Stauwirkung der besonders mächtigen Mur- und Schwemmkegel, die von den Seitentälern in die Haupttäler geschüttet werden. Im feuchteren Bereich der Andenwestabdachung sind die Mur- und Schwemmkegel im allgemeinen weniger mächtig.

Ein hervorstechendes, geomorphologisches Kennzeichen der mittleren Anden sind die großen Hochbecken und Plateaus mit geringer fluvialer Zerschneidung (vgl. Abb. 2). Ursache für die gute Erhaltung trotz der großen Höhe ist nicht nur das junge Alter der Hebung und des Vulkanismus, sondern vor allem auch die Trockenheit, die in den Hochbecken infolge der Hebung der umrahmenden Gebirgsketten noch verstärkt wurde. Ergab sich hierbei ein intraandin-endorhëisches Gebiet (Areal ohne Entwässerung in den außerandinen Bereich, vgl. Abb. 2), wie im größten Teil des Altiplano und der Puna, so wurde der "Massenexport" aus dem Gebirge völlig unterbunden. Die Aufschüttung in den Becken und die damit zusammenhängende Erhöhung der Erosionsbasen trug zu einer weiteren Verminderung der fluvialen Zerschneidung und zu einer fortschreitenden Milderung des Reliefs bei (vgl. Modell der Hochgebirge mit ariden Hochlagen; s.o.).

Selbst in Feuchtzeiten blieb die Binnenentwässerung des Altiplano und der Puna weitgehend erhalten. Davon zeugen die Strandterrassen des ehemaligen Lago Minchin auf dem südlichen Altiplano. Sie beweisen einerseits einen stärkeren Zufluß und damit eine kältere und/oder feuchtere Periode im Einzugsgebiet, andererseits schließen sie durch ihre Höhenlage und Konfiguration einen Seeausfluß aus. Der damit nachgewiesene Endsee bezeugt die Persistenz trockener Klimabedingungen auf dem südlichen Altiplano auch während der Feuchtzeiten. Es ist zwar nicht auszuschließen, daß Wasser dieses Endsees die breite vulkanische Schwelle der Westkordillere unterirdisch querte; ein längerfristiges humides Klima auf dem südlichen Altiplano hätte jedoch sicher einen oberirdischen Abfluß des Sees zur Folge gehabt.

Dasselbe gilt für die vielen abflußlosen Becken, die innerhalb der Westkordillere beiderseits des südlichen Wendekreises entwickelt sind. Deren über den heutigen Seespiegeln oder Salaroberflächen gelegene Strandterrassen belegen zwar feuchtere und/oder kältere Klimabedingungen (STOERTZ, ERICKSEN 1974), doch beweisen auch hier die fehlenden Ausflußrinnen die langfristig dominierende Trockenheit.

Derartige Rückschlüsse erlauben auch die Endmoränen in diesem Gebirgsabschnitt, die nirgends unter 4.000 m (HOLLIGWORTH, GUEST 1967, ABELE 1987) und südlich des südlichen Wendekreises am Llullaillaco (6.723 m) nur bis 4.900 m hinab festgestellt werden konnten (GROSJEAN et al. 1991, S. 104; MESSERLI et al. 1992, S. 264). Da das derzeit unvergletscherte Gebirge in einen Höhenbereich aufragt, der auch unter den gegenwärtigen Temperaturverhältnissen eine Vergletscherung erlauben müßte, ist für die Zeit der Moränenbildung ein feuchteres Klima als heute anzunehmen. Dennoch belegt die sehr große Höhe dieser Gletscherendlagen, daß nahe der heutigen Trockenachse (Bereich, in dem der trockenste Abschnitt der einzelnen Höhenstufen die Anden quert) selbst in der Feuchtzeit ein vergleichsweise trockenes Klima herrschte.

Auffallenderweise setzt die südwärts wieder zunehmende Zertalung der Andenwestflanke schon in einem Bereich ein, in dem die Westkordillere ihre geringste vorzeitliche Vergletscherung aufwies (s.o.). Südlich des südlichen Wendekreises ist daher die Frage nach der ursächlichen und zeitlichen Verknüpfung der Vergletscherungs- und Talweiterbildungsphasen schwerer zu beantworten als nördlich davon, wo sowohl das Ausmaß der ehemaligen und heutigen Vergletscherung als auch die Taltiefe äquatorwärts zunehmen.

3.1.3. Die Südanden

Im Gegensatz zu den nördlichen und mittleren Anden werden die Südanden nur aus einem Hauptkamm gebildet. Klimatisch stehen sie unter der Dominanz der unter den südhemisphärischen Bedingungen besonders stark und stetig entwickelten außertropischen Westwindzone. Dadurch erklärt sich der große Gegensatz zwischen der feuchten Luvseite im Westen und trockenen Leeseite im Osten.

Vom südlichen Wendekreis an nehmen die Niederschläge auf der Westflanke der Anden allmählich bis zu ihrer Maximalzone in Patagonien zu. In derselben Richtung wird die Taltiefe im Verhältnis zur Gebirgshöhe größer und das Talgefälle im Unterlauf geringer. So erreicht die untere Hälfte der vom Andenhauptkamm kommenden und in das Meer mündenden Flüsse bei der Quebrada del Salado (26°20'S) 11,8 Promill, beim Río Maipo (33°40'S) 5,5 Promill und beim Río Toltén (39°15'S) 1,8 Promill. Diese Abnahme des Gefälles ist vor allem auf die größere Abflußmenge und geringere Groblastführung der Flüsse zurückzuführen. Südlich 35°S wird das abnehmende Gefälle der Unterläufe durch die ebenfalls nach Süden abnehmende Gebirgshöhe beeinflußt, doch ist diese ihrerseits zumindest teilweise durch das nach Süden hin tiefere Einschneiden der Flüsse bedingt.

Besonders gering ist die Neigung des Unterlaufs der Flüsse in Patagonien, dessen Südteil allerdings schon an der Konvergenz zwischen antarktischer und südamerikanischer Platte liegt. Die Flußeinzugsgebiete der Westflanke greifen dort stellenweise bis zum östlichen Andenfuß aus, ja zum Teil erstrecken sich selbst Fjorde vom Pazifischen Ozean bis zur Andenostseite (WEISCHET 1970, S. 250f). Dies ist auf ein Zusammenwirken folgender tektonisch-geomorphologischer, klimatischer und glazialmorphologischer Ursachen zurückzuführen:

- Eine tektonisch-geomorphologische Ursache ist das Vorhandensein des ostpatagonischen Tafel- und Hügellandes im Osten und das Fehlen eines Vorlandes im Westen der Anden. Die daher im Westen besonders tiefe Erosionsbasis begünstigt die westgerichtete Abtragung.

- Ein klimatischer Grund ist der sehr große Gegensatz zwischen der außerordentlich feuchten West- und ausgesprochen trockenen Ostseite. Dadurch werden Abfluß und Erosion auf der Luvseite begünstigt.

- Eine glazialmorphologische Ursache ist die trotz der Trockenheit relativ mächtige Ausbildung der pleistozänen Vorlandgletscher im Osten. Dagegen waren die Oberflächen der im Westen in das Meer kalbenden Gletscher niedriger, so daß sich Transfluenzen von der Ost- auf die Westseite der Kordillere ergeben konnten. Die damit verbundene glaziale Tieferschleifung von Pässen oder schon vorhandenen Tälern trug zur Bildung der durch die Kordillere durchgreifenden Fjorde bei.

Als breitester Durchlaß durch die Anden entwickelte sich die Magellanstraße (WEISCHET 1970, S. 251), deren Bereich im Osten ebenfalls von einem großen Vorlandgletscher eingenommen war.

Die in den südlichen Anden von Nord nach Süd zunehmenden Niederschläge wirken sich entscheidend auf die Gestalt der Gebirgsgruppen und Berge aus: Nahe dem südlichen Wendekreis, also noch im Südteil der mittleren Anden, greifen die Fußflächen weit die Bergflanken hinauf. Entsprechend wenig gegliedert sind die darüber aufragen-

den Gebirgsteile. Auf den mäßig steilen Hängen ist die Schuttauflage kaum irgendwo unterbrochen. Insgesamt dominieren ausgesprochen weiche Formen. Die nach Süden stärker werdende fluviale Zerschneidung führt zur Versteilung der Hänge, was zunächst eine lückenhafte Schuttbedeckung und schließlich ein immer stärkeres Hervortreten von Felshängen und Felswänden zur Folge hat. Die selektive Herauspräparierung von Gipfeln und Gebirgsketten wird südlich des Rio Aconcagua (33° S) durch die pleistozäne und holozäne Glazialerosion noch zusätzlich gesteigert.

3.2. Morphodynamischer Überblick der Anden

Die innerhalb der drei Andenabschnitte betrachteten Teilprofile sollen nun in einem Nord-Süd-Profil längs des gesamten Kordillerenstrangs miteinander verglichen werden. Das dominante Vergleichsmerkmal ist hierbei der große hygrische Gegensatz, der folgende geomorphologische und geologische Auswirkungen hat:

- Die Taldichte ist in den Nord- und Südanden weit größer als in den trockenen Teilen der mittleren Anden.

- Der Gegensatz zwischen der feuchten, stärker zertalten Außenzone und der trockenen und daher weniger zertalten Innenzone ist in den mittleren Anden mit ihren endorhëischen Becken und Hochplateaus weit stärker entwickelt als in den Nordanden, obwohl auch dort der Unterschied groß ist. Nicht berücksichtigt ist bei diesem Vergleich allerdings die Westflanke der mittleren Anden mit ihren hygrischen Sonderbedingungen (s.o.). Auch die Südanden können nicht ohne Einschränkung in diesen Vergleich einbezogen werden, da hier nur ein Hauptkamm und damit keine breite Innenzone entwickelt ist.

- Große Teile der mittleren Anden sind von jungvulkanischem Material und jungen klastischen Ablagerungen bedeckt. Dies gilt insbesondere für die nordchilenischen Anden und den benachbarten Altiplano, wo sich geringmächtige mio-, plio- und pleistozäne Ignimbritdecken weit ausgebreitet haben. Eine solch geschlossene Auflage junger Ablagerungen und Vulkanite konnte nur bei geringer vorausgehender und nachfolgender Zertalung und damit nur unter langfristig sehr trockenen Bedingungen gebildet und konserviert werden. In den weiter im Norden und Süden gelegenen jungvulkanischen Teilen der Anden liegt weit mehr älteres Gestein frei. So sind die jungen Vulkane der Nordanden von stärker zertalten Bereichen umgeben. In den mittel- und südchilenischen Anden sind junge Vulkane in ein älteres Relief eingelagert.

- Die Krustendicke und mittlere Gebirgshöhe ist in den mittleren Anden größer als in den Nord- und Südanden. Ihr Maximum erreicht die Krustendicke in Nordchile (70 km), im trockensten Abschnitt der Westkordillere. Dazu trug wohl die geringe Abtragung in diesem Gebirgsteil bei. Die große Krustendicke hatte ihrerseits entscheidende Rückwirkungen auf die Art des Vulkanismus, denn die dabei zwangsläu-

fig tief hinabreichenden Krustenteile konnten bei zusätzlicher Einwirkung magmatischer Wärme großräumig aufgeschmolzen werden. Die anschließend aufsteigenden sauren Magmen führten zur Ausbildung der großen Ignimbritdecken (DE SILVA 1989, S. 127). Es besteht damit eventuell ein indirekter Zusammenhang zwischen der im weltweiten Vergleich besonders großen Ignimbritlieferung und dem langfristig trockenen Klima.

- Die sehr unterschiedliche Mächtigkeit der Füllung der Tiefseerinne vor der südamerikanischen Küste (SCHWELLER et al. 1981) gibt eine eindrucksvolle Bestätigung für die verschiedenen Abtragungsleistungen auf der Andenwestflanke (ABELE 1989). Während terrigenes Material in der Tiefseerinne vor dem trockenen nordchilenischen Andenabschnitt weitgehend fehlt, erfüllt es diese nördlich und südlich davon in großer Mächtigkeit, insbesondere vor der besonders feuchten patagonischen Küste.

Das Verhältnis zwischen Hebung und Abtragung ist daher in den drei Abschnitten der Anden sehr verschieden. In großen Teilen des trockenen mittleren Abschnitts folgte auf die krustenverdickungsbedingte Hebung nur eine geringe Abtragungssteigerung, denn nur so kann die Erhaltung der jungen Vulkanit- und Sedimentüberdeckung erklärt werden (Hochgebirgstyp mit geringer Steigerung der Abtragung bei Hebung, s.o.). Demgegenüber führte in den feuchteren Nord- und Südanden die krustenverdickungsbedingte Hebung zu größerer Steigerung der Abtragung und damit auch zu stärkerer entlastungsbedingter Hebung. Dies war wohl eine der Ursachen für die dünnere Kruste im Norden und Süden.

Zur geringeren Gebirgshöhe der Südanden gegenüber den Nordanden mag beigetragen haben, daß die Abtragung in den Innenzonen der tropischen Gebirge stärker verzögert wird als in denen der Außertropen (vgl. Hochgebirgstyp mit verzögerter Abtragungssteigerung bei Hebung und Hochgebirgstyp mit großer Abtragungssteigerung bei Hebung, s.o.). Wichtig ist in diesem Zusammenhang aber vor allem die Tatsache, daß die Südanden nur aus einem Kordillerenstrang bestehen. Daher können dort keine großen zwischengeschalteten Becken mit hohen Erosionsbasen die Abtragung verzögern. Außerdem kann die Krustenverdickung und damit die Hebung von vornherein weniger stark gewesen sein, vor allem im Süden Patagoniens, wo die antarktische Platte mit geringeren Konvergenzraten auf die südamerikanische Platte trifft als dies nördlich davon bei der Nazca Platte der Fall ist.

4. ERGEBNIS UND ZUSAMMENFASSUNG

In den hier entwickelten Modellen wird das Hochgebirgsrelief als Reaktionsfeld zwischen Lithosphäre und Atmosphäre aufgefaßt, das seine Höhe und Konfiguration dem Verhältnis zwischen Hebung und Abtragung als aktivem Faktor und der Gesteinsbeschaffenheit als passivem Faktor verdankt. Da die Hebung eines Gebirges die Abtragungsraten beeinflußt, ist mit jeder Hebungsrate eine bestimmte Gebirgshöhe verbunden, die bei Veränderung der Hebung für eine Übergangszeit über- bzw. unterschritten

werden kann. Dieses Verhältnis zwischen Hebung und Abtragung ist jedoch nicht überall gleich, denn es unterscheidet sich je nach Position im Gebirgsquerprofil und großklimatischer Zuordnung des Hochgebirges.

Im Gebirgsquerprofil liegt das Gebiet der stärksten Abtragung zunächst nicht im Bereich der stärksten krustenverdickungsbedingten Hebung, sondern eher an dessen Rande, wo der größte Höhensprung entstanden ist und wo außerdem die Niederschlagsmengen größer sind und die Höhengrenzen tiefer liegen als in der Innenzone. Daher setzt auch die krustenentlastungsbedingte Hebung zunächst am Gebirgsrand ein, die dort die Abtragung zusätzlich begünstigt. Erst als Folge der rückschreitenden Erosion wird das gesamte Gebiet der krustenverdickungsbedingten Hebung sukzessive von der krustenentlastungsbedingten Hebungskomponente erfaßt.

Die auf eine Hebung folgende rückschreitende Erosion wird je nach klimatischer Zuordnung und Konfiguration des Hochgebirges verschieden stark verzögert. Dementsprechend lassen sich nach dem Verhältnis zwischen Hebung und Abtragung drei Hochgebirgstypen unterscheiden:

- Hochgebirge mit großer Abtragungssteigerung bei Hebung (durch tiefe, breite Talräume zu den Vorländern geöffnete Gebirge, insbesondere im Bereich vorwiegender Aufgleitniederschläge in den mittleren Breiten; vgl. Abb. 1 a/1-3).

- Hochgebirge mit verzögerter Abtragungssteigerung bei Hebung (bei starker Barrierewirkung randlicher Gebirgsketten, insbesondere im Bereich vorwiegend konvektiver Niederschläge in den feuchten Tropen; vgl. Abb. 1 b/1-3).

- Hochgebirge mit geringer Abtragungssteigerung bei Hebung (bei Ausbildung arider Hochplateaus bzw. Hochbecken und insbesondere bei Binnenentwässerung; vgl. Abb. 1 c/1-3).

Diese Modellvorstellungen können in großen Teilbereichen der Anden angewandt werden. Die Hebung verstärkte zwar die Abtragung in allen Gebirgsteilen, jedoch in sehr unterschiedlichem Maße. Ausgesprochen gering war die hebungsbedingte Abtragungssteigerung in den trockenen Abschnitten der zentralen Anden. Daher blieb dort die weitflächige Auflage jungvulkanischen Materials (vor allem Ignimbriten) und klastischer Sedimente weitgehend erhalten. Von hier wird unter dem Einfluß der gegen Norden und Süden größer werdenden Feuchtigkeit die Zertalung dichter und die Abtragungsleistung größer. Die dort teilweise vorhandene jungvulkanische Auflage ist in ein stark zertaltes Vorrelief eingelagert (Mittel- und Südchile) und/oder ihrerseits stärker zertalt (Kolumbien und Ecuador). Durch die Abtragung wurde die an der Konvergenz von ozeanischem und kontinentalem Plattenteil verdickte Kruste entlastet, zum Aufsteigen gezwungen und damit noch stärker abgetragen. Dies ist wohl ein wichtiger Grund für die geringere Krustendicke und Gebirgshöhe in den nördlichen und südlichen Andenteilen. Demgegenüber konnte sich in den trockenen Teilen der zen-

tralen Anden eine dicke Kruste ausbilden (maximal 70 km Dicke). Wichtige Folgen hiervon sind die große mittlere Gebirgshöhe und das weitgehende Fehlen von terrigenem Material in der der nordchilenischen Küste vorgelagerten Tiefseerinne. In eindrucksvollem Gegensatz dazu ist die Tiefseerinne vor den feuchteren Gebirgsteilen im Norden und Süden von mächtigen terrigenen Ablagerungen erfüllt.

Es sei hier ausdrücklich betont, daß die Klimaschwankungen, insbesondere die Kalt- und Feuchtzeiten, Art und Intensität der Abtragung in den verschiedenen Klimazonen und Höhenstufen stark beeinflußten. Dennoch sind gerade in den Anden wegen ihrer Lage auf der Südhemisphäre, ihrer großen N-S-Erstreckung und ihrer Barrierewirkung die räumlichen klimatischen Kontraste so groß, daß sie die Unterschiede, die sich im Zeitverlauf innerhalb der verschiedenen Klimazonen und Höhenstufen ergeben haben, bei weitem übertreffen. So war trotz aller Klimaschwankungen die "diagonal" von NW nach SE über die Anden hinwegziehende Trockenachse langfristig ausgebildet, wobei sich allenfalls geringe Lageschwankungen ergaben (so z.B. MESSERLI et al. 1992). Im Rahmen einer Überblicksdarstellung ist es daher gerechtfertigt, der räumlichen Differenzierung den Vorrang zu geben.

Es wurde hier vor allem dargelegt, daß die Art und Intensität der Abtragung der Hochgebirge nicht allein von ihrer Höhe, den geologischen Bedingungen sowie den für die Höhenstufen und Klimagürtel charakteristischen meteorologischen Faktoren abhängt, sondern vor allem auch von der Konfiguration ihres Reliefs. Diese ist ihrerseits das Ergebnis eines sich über lange Zeiträume entwickelnden Wechselspiels zwischen Hebung und Abtragung. Damit haben vergangene Phasen der Gebirgsentwicklung über die reliefabhängigen Klimaverhältnisse einen großen Einfluß auf die gegenwärtige Formung der Hochgebirge.

5. LITERATURVERZEICHNIS

ABELE G. (1987), Zur Frage nach dem Ausmaß der pleistozänen Vergletscherung auf der Westflanke der zentralen Anden. In: Die Erde, Bd. 118, S. 142-147.

ABELE G. (1989), The Interdependence of Elevation, Relief, and Climate on the Western slope of the Central Andes. In: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, I, S. 1127-1139.

ABELE G. (1993), Die Zertalung der nordchilenischen Anden in ihrer Abhängigkeit von Klima, Tektonik und Vulkanismus (= Innsbrucker Geographische Studien, Bd. 20; = HEUBERGER-Festschrift), S. 15-28.

BOWMAN I. (1916), The Andes of Southern Perú. 335 pages. New York.

DE SILVA S.L. (1989), Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21°30'S to 23°30'S portion of the Central Andes of Northern Chile. In: Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 37, pp 93-131.

GALLI-OLIVIER C. (1969), Climate: a primary control of sedimentation in the Perú-Chile Trench. In: Geological Society of America Bulletin, vol. 80, pp 1849-1852.

GARLEFF K., SCHÄBITZ F., STINGL H., VEIT H. (1991), Jungquartäre Landschaftsentwicklung und Klimageschichte beiderseits der Ariden Diagonale Südamerikas (= Bamberger Geographische Schriften, Bd. 11), S. 359-390. Bamberg.

GARNER H.F. (1983), Large-scale tectonic denudation and climatic morphogenesis in the Andes Mountains of Ecuador. In: GARDNER R., SCOGING H. (eds.), Mega-Geomorphology, pp 1-17. Oxford.

GROSJEAN M., MESSERLI B., SCHREIER H. (1991), Seenhochstände, Bodenbildung und Vergletscherung im Altiplano Nordchiles. Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimageschichte der Atacama. Erste Resultate (= Bamberger Geographische Schriften, Bd. 11), S. 99-108. Bamberg.

HOFFMANN J.A.J. (ed.) (1975), Atlas Climático de América del Sur. WMO, Genève.

HÖLLERMANN P. (1976), Probleme der rezenten geomorphologischen Höhenstufung im Rahmen einer vergleichenden Hochgebirgsgeographie. 40. Deutscher Geographentag Innsbruck 1975, Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, S. 61-75. Wiesbaden.

HOLLINGWORTH S.E., GUEST I.E. (1967), Pleistocene Glaciation in the Atacama Desert, Northern Chile. In: Journal of Glaciology, vol. 6, pp 749-751.

ISACKS B.L. (1988), Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. In: Journal of Geophysical Reserach, vol. 93, NO. B4, pp 3211-3231.

JORDAN T.E., GARDEWEG M. (1989), Tectonic evolution of the late Cenozoic Central Andes (20°-33°S). In: ZVI BEN-AVRAHAM (ed.), The evolution of the Pacific Ocean Margins, pp 193-207. Oxford.

KESSLER A. (1991), Zur Frage der Änderung der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf dem Altiplano seit dem Spätglazial (= Bamberger Geographische Schriften, Bd. 11), S. 351-357. Bamberg.

KISTEMANN Th., LAUER W. (1990), Lokale Windsysteme in der Charazoni-Talung (Bolivien). In: Erdkunde, Bd. 44, S. 46-59.

LAUER W. (1976), Klimatische Grundzüge der Höhenstufung tropischer Gebirge. In: 40. Deutscher Geographentag Innsbruck 1975, Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, S. 76-90. Wiesbaden.

LETTAU H. (1976), Dynamic and energetic factors which cause and limit aridity along South America's Pacific coast. In: SCHWERDTFEGER W. (ed.), Climates of Central and South America (= World Survey of Climatology, vol. 12), pp 188-192. Amsterdam.

MÉGARD F. (1989), The evolution of the Pacific Ocean Margin in South America North of Arica elbow (18°S). In: ZVI BEN-AVRAHAM (ed.), The evolution of the Pacific Ocean Margins, pp 208-230. Oxford.

MESSERLI B., GROSJEAN M., GRAF K., SCHOTTERER U., SCHREIER H., VUILLE M. (1992), Die Veränderungen von Klima und Umwelt in der Region Atacama (Nordchile) seit der letzten Kaltzeit. In: Erdkunde, Bd. 46, S. 257-272.

MOORE G.W. (ed.) (1985), Explanatory notes for the geodynamic map of the Circum-Pacific region. Circum-Pacific map project. Tulsa.

PASKOFF R., NARANJO J.A. (1983), Formation et évolution du piémont andin dans le désert du nord du Chili (18°-21° latitude sud) pendant le Cénozoïque supérieur. In: C. R. Academic scientifique. Paris 297, série II, S. 743-748.

RATHJENS C. (1982), Geographie des Hochgebirges. Bd. 1: Der Naturraum. 210 Seiten. Teubner, Stuttgart.

SCHULZ G. (1991), Karten-, Luftbild- und Feldbefunde zur pleistozänen Schneegrenze in den Anden. In: Petermanns Mitteilungen, 135. Jg., Heft 3, S. 209-216.

SCHWELLER W.J.L., KULM L.D., PRINCE R.A. (1981), Tectonics, structure, and sedimentary framework of the Perú-Chile Trench. In: Geological Society of America, Memoirs 154, pp 323-349.

STOERTZ G.E. , ERICKSEN G.E. (1974), Geology of Salars in Northern Chile. In: Geological Survey, Professional Paper 811. Washington.

TREWARTHA G.T. (1961), The Earth's Problem Climates. 334 pages. Madison.

TROLL C. (1966), Ökologische Landschaftsforschung und vergleichende Hochgebirgsforschung. In: Erdkundliches Wissen, Heft 11. 366 Seiten. Wiesbaden.

WEISCHET W. (1965), Der tropisch konvektive und außertropisch advektive Typ der vertikalen Niederschlagsverteilung. In: Erdkunde, Bd. 19, S. 6-16.

WEISCHET W. (1970), Chile, seine länderkundliche Individualität und Struktur (= Wissenschaftliche Länderkunden). Darmstadt.

WEISCHET W. (1988a), Einführung in die Allgemeine Klimatologie (= Teubner Studienbücher der Geographie). 264 Seiten. Stuttgart.

WEISCHET W. (1988b), Die Niederschlagsbedingungen in Nordwestargentinien, speziell das Problem ihres vertikalen Wandels. In: Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover für 1988, S. 47-64. Hannover.

WÖRNER G. (1991), Le volcanisme andin. In: La Recherche, Vol. 22, No. 228, pp 38-45.

6. SUMMARY

Gerhard Abele: Models of the Morphogenesis of High Mountainous Areas and their Verification in the Andes

The climate in high mountainous areas is decisively influenced by tectonic uplift, which partly depends on climatically induced erosion and unloading. This interdependence between tectonic uplift and erosion varies in the different climatic belts. Thus, in high mountainous areas with arid interior zones, there is a great time-lag in retrogressive erosion. Where the interior zones are less dry, retrogressive erosion is more intensive. Thus, the increasing dissection by deep and wide valleys favours a streaming of air with high absolute humidity towards the interior parts of the mountains, and this in turn supports further erosion.

These models can, to a large extent, be verified in the Andes: in the dry parts of the central Andes comparatively little erosion followed the uplift. Therefore a cover of young sedimentary and volcanic rocks (especially ignimbrites) was preserved. Further north and south the climate becomes moister, causing a gradual increase of the fluvial dissection of the Cordillera. This unloading of the crust leads to an isostatic uplift and further erosion. This may be one of the reasons for the fact that the crust is thinner in the north and south, whereas an extreme crustal thickness of 70 km was preserved in the central Andes.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1993

Band/Volume: 135

Autor(en)/Author(s): Abele Gerhard

Artikel/Article: Physische Geographie Modelle zur Entwicklung des Hochgebirgsreliefs und ihre Anwendung am Beispiel der Anden 141-160