

- FRIEDMANN, J.: Urbanization, planning and national development. Beverly Hills, Cal. 1973.
- HAHN, R.: USA (Länderprofile). Stuttgart 1981.
- KEINATH, W. F.: The decentralization of American economic life: an income evaluation. In: Econ. Geogr. 58, 1982, S. 343-357.
- KOCH, J.: Rentnerstädte in Kalifornien. Eine bevölkerungs- und sozialgeographische Untersuchung. Tübinger Geogr. Studien 59. Tübingen 1975.
- DE LANGE, N.: Das Bevölkerungswachstum der USA in den siebziger Jahren - sechs demographische Überraschungen. In: Zeitschrift für Bevölkerungswissenschaft 10, 1984, S. 53-73.
- MÜLLER, J. H.: Methoden zur regionalen Analyse und Prognose. Taschenbücher zur Raumplanung Bd. 1. Hannover 1976.
- NAGEL, F. N. u. OBERBECK, G.: Neue Formen städtischer Entwicklung im Südwesten der USA. Sonnenstädte der zweiten Generation. Mitteilungen der Geogr. Gesellsch. in Hamburg, Bd. 72. Hamburg 1982.
- NORTON, R. D. u. REES, J.: The product cycle and the spatial decentralization of American manufacturing. In: Reg. Stud. 13, 1979, S. 141-151.
- PARK, S. O. u. WHEELER, J. O.: The filtering down process in Georgia: the third stage in the product life cycle. In: The Prof. Geogr. 35, 1983, S. 18-31.
- PÖTKE, P. M.: Retirement und Tourismus an der Westküste Floridas. Materialien zur Raumplanung 13. Bochum 1973.
- REES, J.: Technological changes and regional shifts in American Manufacturing. In: The Prof. Geogr. 31, 1979, S. 45-54.
- U. S. Bureau of the Census: Geographical mobility: march 1975 to march 1980. Current Pop. Reports, Ser. P20, No. 368. Washington, D. C. 1981.
- : Statistical Abstract of the United States 1984. Washington, D. C. 1983, und weitere Jahrgänge.
- : Gross migration for counties: 1975 to 1980. 1980 Census of Population Suppl. Report. PC 80-S1-17. Washington, D. C. 1984.
- VOLLMAR, R.: Bevölkerungsgeographische und soziale Veränderungen in den USA. Der Census von 1980. In: GR 35, 1983, S. 152-160.
- WEINSTEIN, B. L. u. FIRESTINE, R. E.: Regional growth and decline in the United States: The rise of the sunbelt and the decline of the northeast. New York 1978.

DIE JUNGPLEISTOZÄNE VERGLETSCHERUNG IM VORLAND DER APOLOBAMBA-KORDILLERE (BOLIVIEN)

Mit 6 Abbildungen, 1 Tabelle, 7 Photos und 2 Beilagen (V, VI)

WILHELM LAUER und M. DAUD RAFIQPOOR

Summary: The Late Pleistocene glaciation of the Cordillera de Apolobamba (Bolivia)

The paper deals with the Late Pleistocene glaciation of the Cordillera de Apolobamba. Maps and profiles, which have been made by field studies and from aerial photographs, are interpreted. Obviously, three marked advances of glaciers occurred during the Late Pleistocene. According to morphological observations, the first of these advances belongs to the maximum Late Pleistocene period (*Canlaya-Phase*), whereas the following advances took place in the late glacial period (*Chacabaya-Phases A and B*). By analogy with the investigations of SERVANT and FONTES (1978) the *Canlaya-Phase*, parallel to the glacial high level of Lake

Minchin, is timed between 35 000 and 28 000 B. P., the *Chacabaya-Phases*, parallel to the high level of Lake Tauca, between 14 000 and 10 000 B. P. The results are compared with those of other authors (see Tab. 1). The post-glacial advances of glaciers are rather unimportant. Pollen-analysis and ¹⁴C-dating testify the relatively small climatic fluctuations during the Holocene.

In der Abhandlung wird über die Ergebnisse glazialmorphologischer Studien in Bolivien berichtet, die auf Geländeerhebungen von W. LAUER in den Jahren

1977, 1979, 1981, 1982, 1983 und von M. D. RAFIQ-POOR 1983 und 1984 sowie auf Luftbildinterpretation und Auswertung von topographischen Karten im Maßstab 1:50 000 beruhen*¹).

1. Forschungsstand

Das Untersuchungsgebiet im Vorland der Apolobamba-Kordillere entbehrte bis vor wenigen Jahren einer systematischen glazialmorphologischen Erforschung. In jüngerer Zeit hat E. JORDAN (1979) die rezente Vergletscherung der Apolobamba-Kordillere in Bolivien untersucht. K. GRAF führte seit 1979 palynologische Arbeiten durch, darunter auch zum Teil auf Wunsch der Verfasser an einzelnen Stellen im Arbeitsgebiet. Eine ungedruckte geologische Karte vorläufigen Charakters des Servicio Geológico de Bolivia, La Paz, im Maßstab 1:100 000, in der auch glaziale Ablagerungen ohne spezielle Differenzierung eingetragen sind, konnte eingesehen werden. Von glazialmorphologischen Studien, die PH. GOUZE (1983/1984) am Cololo-See im Vorland der Apolobamba-Kordillere durchgeführt hat, besitzen die Autoren zwar nachrichtliche Mitteilung, aber keine inhaltliche Kenntnis.

Dennoch gibt es eine längere Tradition der Erforschung des Pleistozäns in Bolivien, die sich auf die Cordillera Real und den Raum von La Paz bezieht oder den Altiplano betrifft. Wir müssen es uns leider versagen, im Rahmen eines Aufsatzes die Forschungsgeschichte ausführlich zu behandeln. Wir verweisen dazu auf das Literaturverzeichnis. Doch sei kurz erwähnt, daß der erste Abschnitt einer frühen Pleistozänforschung in Bolivien durch die Arbeiten von CARL TROLL in den Jahren seiner Forschungsreisen zwischen 1926 und 1928 abgeschlossen wurde. Seine Arbeiten sind zugleich der Beginn einer systematischen Erforschung, auf die sich alle späteren Autoren berufen. TROLL hat in seinem zusammenfassenden Bericht (TROLL u. FINSTERWALDER 1935) die älteren Studien erwähnt und zum Teil diskutiert.

Unter ihnen befinden sich auch die Tagebuchaufzeichnungen von ALFRED HETTNER aus den Jahren 1888 bis 1890, die TROLL zugänglich waren und aus denen er – wie er selbst schreibt – reichen Gewinn für seine Studien hat ziehen können. Ebenso seien die Studien von R. HAUTHAL (1911) genannt, die gleichfalls für TROLL wesentliche Grundlagen boten. Studienobjekt war vornehmlich die Cordillera Real, insbesondere der Talkessel von La Paz.

Auf der Basis des Forschungsstandes von C. TROLL hat erstmals E. DOBROVOLNY (1962) den Mut gehabt, eine Gliederung der Eiszeit Boliviens vorzunehmen. Unter Bestätigung der Auffassungen von TROLL hinsichtlich der Gliederung der beiden letzten Vereisungsepochen unterschied DOBROVOLNY vier Vorrückphasen von Gletschern, die er Eiszeiten zuordnete (vgl. Tab. 1).

Auf dieser Vorgabe basieren auch die jüngeren Studien der französischen und bolivianischen Forscher, unter denen M. SERVANT als Protagonist der derzeit gültigen Auffassung genannt werden soll. SERVANT (1977) unterscheidet fünf Eisvorstoßphasen (Tab. 1), von denen er zwei in das Jungglazial, eine ins Mittelpleistozän und zwei in das Altpleistozän stellt und für die er als morphologische Indizien ganz im Sinne der französischen Morphologenschule die interglaziale Zerschneidung von Glacisflächen als Beweis heranzieht.

SERVANT und FONTES (1978) haben vor allem durch Studien an den Altiplano-Seen eine erste schlüssige Parallelisierung der Gletschervorstöße mit den von ihnen datierten Hochständen der eiszeitlichen Hochlandseen für das Jungglazial erhärten können, obwohl direkte morphologische Beweise durch eine stratigraphische Abfolge der Sedimente der Seeablagerungen mit den Gletscherablagerungen bisher noch nicht erbracht wurden, da bislang noch keine wirklichen Verzahnungen festgestellt werden konnten.

Studien zu einer lückenlosen Stratigraphie hinsichtlich der Abfolge von Eiszeiten sind immer wieder an der gleichen Stelle, im Talkessel von La Paz, vorgenommen worden. Parallelisierungen mit anderen Beobachtungspunkten wurden häufig durchgeführt, zuletzt durch VILLAROEI und GRAF (1979). GRAF (1981), YBERT (1982) und WIRRMANN (1983) (beide letztgenannte durch schriftliche Mitteilung) haben vor allem durch palynologische Untersuchungen die Klimaentwicklung des Postglazials erhellen können. R. MÜLLER (1985), GRAFs Schülerin, hat im Bereich der Cordillera Quimsa Cruz glazialmorphologische Studien durchgeführt und dort zwei Glazial-Phasen des Jungglazials unterscheiden können sowie postglaziale und neuzeitliche Gletschervorstöße erfaßt.

*¹ Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei gedankt für die Bereitstellung von Mitteln zur Durchführung des Kallawaya-Projektes, in dessen Rahmen die Studien möglich waren, Professor M. GEYH (Hannover) für die Datierung der ¹⁴C-Proben, Professor K. GRAF (Zürich) für die Erhebung eines Pollenprofils und Professor E. JORDAN für die Einsichtnahme in die Karten der noch nicht gedruckten Habil.-Schrift (1985): Die Gletscher der bolivianischen Anden.

2. Der glaziale Formenschatz

Pleistozäne Vergletscherung der Ostkordillere Boliviens nördlich La Paz (Beilage V)

Die Übersichtskarte zeigt den Umfang der mittel- und jungpleistozänen Vergletscherung der *nordost-bolivianischen Kordilleren* zwischen La Paz und der peruanischen Grenze. Die dem Altiplano zugewandte Südwestabdachung des Kordillerenzugs weist bis 4100 m abwärts eine glaziale Überformung auf. Darunter setzen riesige fluvioglaziale Schotterzungen an (z. B. im Bereich der Cordillera Real), die den Ost- rand des Altiplano bedecken. Auf der Abdachung zum Amazonas liegen die fluvioglazialen Ablagerungen in großen Flächen z. T. in erheblich tieferen Lagen (zw. 2000–1000 m). Dem plateauartig verbreiteten glazialen Aufschüttungskomplex, der glaci- artig gegen den Altiplano konvergiert, ist ein jünger, scharf modellierter, glazialer Formenschatz von Seiten- und Endmoränen sowie fluvioglazialen Schotter- zungen eingeprägt, der in weiten, kastenförmigen Tälern abgelagert ist. Dies trifft sowohl für die Cordillera Real als auch für die Apolobamba-Kordillere zu.

Das *Muñecas-Bergland*, dessen höchste Erhebungen kaum 5000 m erreichen, weist gleichfalls eine glaziale Überformung abwärts bis 4100 m auf, wenn auch erheblich schwächer. Wegen der geringeren abso- luten Höhe fehlt aber eine markante Überprägung durch eine jüngere Vereisungsepoche, die nur eine schwache Eisdecke oder Nivationsformen hervorrief. Auf der Karte ist auch die von uns ermittelte Ausdeh- nung des jungglazialen Titicaca-Sees verzeichnet, dessen Seeterrasse in 3900 m NN liegt.

Glazialmorphologische Übersichtskarte der Apolobamba-Kordillere (Beilage VI)

Die *Apolobamba-Kordillere* – der eigentliche Unter- suchungsraum – ist ein Teil der Ostkordillere Boli- viens und Perus (Photo 1). Sie bildet zusammen mit der Cordillera Real und dem Muñecas-Bergland die Wasserscheide zwischen dem Altiplano und dem Amazonas-Tiefland. Die höchsten Erhebungen der Apolobamba-Kordillere erreichen fast 6000 m. Sie sind daher, wie auch die Cordillera Real, verglet- schert. Die klimatische Schneegrenze liegt – je nach Exposition – wenig über oder unter 5300 m NN.

Während die Cordillera Real und die Cordillera de Apolobamba einen geschlossenen Zug der von Nord- west nach Südost streichenden bolivianischen Nord-

ost-Kordillere bilden, greift die dazwischen abgesun- kene Scholle des heute nicht mehr vergletscherten Muñecas-Berglandes mit ihren Quellflüssen von Osten durch den Gebirgsriegel des Kordillerenzugs hindurch, unterbricht damit die geschlossene Front der vergletscherten Gebirgszüge der beiden Hoch- kordilleren und erreicht mit ihren oberen Quellflüs- sen fast den Titicaca-See.

Die Apolobamba-Kordillere wird im wesentlichen aus paläozoischen Gesteinen aufgebaut, in die bei der Gebirgsbildung während der Trias und des Jura am Ostrand des Arbeitsgebietes ein Granodioritpluton eindrang und im zentralen Bereich während des Ter- tiärs ein Vulkanmassiv aufbaute. Das Vulkanmassiv besteht aus Quarzporphyren, Phonolithen, Tephriten und Selbergiten. Das Paläozoikum besteht etwa zur Hälfte aus devonischen Gesteinen mit einer stark ver- falteten Wechsellagerung von Tonschiefern, phylli- tischen Schiefern und Quarziten. Permokarbone Ablagerungen umrahmen das zentrale Vulkanmassiv mit roten Sandsteinen und Mergeln sowie dickban- kigen Kalken, Lutiten, Grauwacken und Kalksand- steinen. Am Rande des Arbeitsgebietes treten kreide- zeitliche Ablagerungen auf, was bedeutet, daß im Arbeitsraum zwischen Perm und Unterkreide eine Schichtlücke auftritt.

Der Untersuchungsraum wird durch zwei große tektonische Verwerfungslinien, die NW-SE streichen, abgegrenzt (vgl. Abb. 5). An einem der Lineamente fließt der Suches-Fluß entlang. Es trennt zugleich die paläozoischen Schichten von den Ablagerungen der Kreide-Formation. Die paläozoischen und mesozoi- schen Gesteine treten in Antiklinalen und Synklinale- nen auf mit der allgemeinen Streichrichtung der Fal- tenachsen von Nordwest nach Südost. Senkrecht zur Streichrichtung der Faltenachsen verlaufende Stö- rungslinien zerlegen das gesamte Kordillerenystem in kleinere Teilschollen, die damit größtenteils die Leitlinien für die morphologische Ausgestaltung des Raumes bieten.

Die vielfältigen Gesteinsablagerungen lassen Schlüsse auf die Herkunftsgebiete der glazialen Sedi- mente zu. So erwies sich zum Beispiel das zentrale Vulkanmassiv mit seinen spezifischen Gesteinen als ein wichtiges Kriterium für die Strömungsrichtungen der Eiszungen der pleistozänen Vergletscherung.

Die Apolobamba-Kordillere trägt heute im boli- vianischen Abschnitt drei größere Gletscherfelder um die höchsten Erhebungen, deren Gipfel auf 5975, 5925 und 5617 m Höhe hinaufreichen (Beilage VI u. Photo 2).

Die eiszeitlichen Gletscher ergossen sich auf der feuchteren Nordostseite in steile Talungen. Auf der

Tabelle 1: Die Gliederung des Pleistozäns in Bolivien nach verschiedenen Autoren

Differentiation of the Pleistocene according to various authors

ALTER	CORDILLERA REAL, Bolivien (TROLL 1935)	CORDILLERA REAL, Bolivien (DOBROVOLNY 1962)	CORDILLERA REAL, Bolivien (SERVANT 1977)	CORDILLERA VILCANOTA, Südperu (MERCER u. PALACIOS 1977)	
HOLOZÄN	Postglazial	Postglazial	Postglazial	Subrezente Gletschervorstöße (600-300 B.P.) Eiskappe kleiner als heute (2700-1600 B.P.) Kleine Gletscherschwankungen (3000-1000 B.P.) Moräne Huancane I Moorbildung (9980 B.P.)	
- 10 000 B.P.					
SPÄTGLAZIAL		Moränen Choqueyapu II Miraflores-Terrasse	Moränen Choqueyapu II Miraflores-Terrasse	Deglaziation Moräne Huancane II (11500 B.P.) Moräne Huancane III (vor 12 240 B.P.)	
JUNG-PLEISTOZÄN	HOCHGLAZIAL	Talgletscher in Kastentälern, Ablagerung dreier Endmoränengruppen bei 4380 m, 4400 m, 4480 m Fluvioglaziale Miraflores-Terrasse im Talkessel von La Paz Minchin-Terrasse Altiplano	Wärmeschwankung mit Talerosion	Kleine Wärmeschwankung	Hochglazial (28000-14000 B.P.)
			Moränen Choqueyapu I Irpavi-Terrasse	Moränen Choqueyapu I Zerschneidung von Glacis IV	Hochglazialer Gletschervorstoß (Upsimayo-Tal, 31 170 + 1300/- 1600 B.P. und 28 560 ± 700 B.P.)
		Interglazial zwischen der vorletzten und der letzten Vereisung: starke Zerschneidung der Hochflächenmoränen, Bildung des Talkessels von La Paz	Interglazial Milluni/ Choqueyapu: Talerosion	Interglazial Sorata/Choqueyapu: Glacis IV	
MITTEL-PLEISTOZÄN	ALIGLAZIAL	Hochflächenmoränen, Gletscherfront um 4100 m NN. Irpavi-Terrasse (80 m) und Pampasi-Terrasse (240 m) über Miraflores-Terrasse im Talkessel von La Paz	Milluni-Vergletscherung	Sorata-Vergletscherung Zerschneidung von Glacis III	Nicht datierte ältere Gletschervorstöße
		Großes Interglazial mit vulkanischer Aktivität, Ablagerung einer Tuffbank und tektonische Verstellung derselben		Interglazial Kaluyo/Sorata: Glacis III und Paläoböden	
ALT-PLEISTOZÄN			Interglazial Calvario/Milluni: Ablagerung der Formation Purapurani (Fluviatil) und starke Erosion	Kaluyo-Vergletscherung	
				Interglazial Calvario/Kaluyo: Formation Purapurani (Fluviatil), Glacis II (?)	
			Calvario-Vergletscherung	Calvario-Vergletscherung	
			Interglazial mit schwacher Erosion, Ablagerung vulkanischer Aschen		Mehrere Wärmeschwankungen, Bodenbildung und Erosion (Glacis I ?)
			Patapatani-Vergletscherung		
	Formation La Paz, Hochstand des Titicaca-Sees (Lago Balivian)	Mittl. u. obere La Paz-Formation	Bodenbildung		
PLIOZÄN		Untere La Paz-Formation	Formation La Paz		

ALTIPLANO, Bolivien (SERVANT u. FONTES 1978)	CORDILLERA REAL, Bolivien (ARGOLLO 1980)	CORDILLERA QUIMSA CRUZ, Bolivien (MÜLLER 1985)	CORDILLERA APOLOBAMBA, Bolivien (LAUER u. RAFIQPOOR 1986)
Kleine Seespiegelschwankungen	Postglazial	Postglaziale und neuzeitliche Gletscherschwankungen	Rezente Vergletscherung Gleichmäßige Klimaentwicklung (3000-0 B.P.), darin die Moränenzüge der „Kleinen Eiszeit“ Schwache Kälterückschläge (4000 bis 3000 B.P.) Postglaziales Wärmemaximum (8000-4500 B.P.) Moorbildung um 9560 ± 90 B.P.
Lago Tauca: Hochstand um 12 500 B.P., Seespiegel ca. 60 m über dem heutigen Niveau Terrassendatierung 12 420 ± 240 B.P.	Moränen Choqueyapu I als Zungen-gletscher in Kordilleren-Tälern Täler ohne direkte Verbindung mit Kordillere: Sorachata-Terrasse II um 17 370 B.P.	Drei flache Rückzugsmoränengrup-pen bestehend aus je drei Moränen-wällen Stadial II: Gletschervorstoß 2: zwei hohe Moränenwälle Gletschervorstoß 1: zwei hohe Moränenwälle	Chacabaya-Vergletscherung Vorstoßphase B: Schneller Gletscher-vorstoß, zwei hohe Moränenwälle Vorstoßphase A: Zwei scharfgratige, hohe Moränenwälle Auf Pumasani-Paß Nivationsfelder mit Gletschern, Blockgletschern und Schneehaldenmoränen
Absenkung des Wasserspiegels aller Hochlandseen bis auf das heutige Niveau	Kleine Wärmeschwankung	Interstadial: Talmäander als Folge der Erosion und Schmelzwasserarbeit	Interstadiale Wärmeschwankung mit Erosion und Bodenbildung
Lago Minchin: Hochstand um ca. 33 000 B.P., Seespiegel ca. 150 m über dem heutigen Niveau Terrassendatierung 27 500 ± 800 B.P.	Moränen Choqueyapu I in Kordil-leren-Tälern Täler ohne direkte Verbindung mit Kordillere: Sorachata-Terrasse I um 30 000 B.P.	Stadial I: Drei flache Endmoränenwälle	Canlaya-Vergletscherung Zungengletscher in Kastentälern Drei bzw. vier flache Endmoränen-wälle Stausee in der Suchesniederung
Südaltilpanosen: Absenkung bis auf heutiges Niveau Titicaca-Seespiegel unter heutigem Stand	Interglazial Sorata/Choqueyapu: Pediment IV, Erosion und Boden-bildung	Großes Interglazial: Talbildungsprozesse, Entstehung von Flußmäandern	Interglazial Charazani/Canlaya: Zertalung der mittelpleistozänen Moränenkomplexe, Bodenbildung In der Charazani-Talung Ausräumung von Talmoränen bis auf kleine Reste
Lago Bolivian: Titicaca-Seespiegel ca. 50 m über heutigem Stand	Sorata-Vergletscherung Seiten- und Endmoränen in 4700-4200 m NN in der Regel unterhalb Pediment III, Fluvioglazial-ablagerungen, Schlammströme (Flujo de Barro Sorata)	Pedimentartige „Bergfußver-gletscherung“ Flächenhafte Moränen mit stark zersetzten Granodioritblöcken Ausgedehnte Schotterfelder	Charazani-Vorlandverglletsche-rung am Kordilleren-Fuß Fluvioglaziale Schotterfelder und Zuschüttung der Suchesniederung Auf Pumasani-Paß Eisplateau
	Interglazial Kaluyo/Sorata: Erosion, Bodenbildung, Pediment III, Ablagerung der fluviatilen „Presorata-Formation“		
	Kaluyo-Vergletscherung Moränenablagerungen mit stark ver-witterten Granitblöcken		
	Interglazial Calvario/Kaluyo: Fluviatilablagerungen der Purapurani-Formation		
	Calvario II-Vergletscherung		
	Calvario I: keine Glazialbildungen, fluviatile Ablagerung, Bodenbildung		
	Bodenbildungsphase		
	Formation La Paz		



Photo 1: Satellitenbild der Nordost-Kordillere Boliviens im Bereich des Titicaca-Sees. Blick von Nordosten: rechts unten deutlich das glazial überformte Vorland der Apolobamba-Kordillere und die fingerförmige Zerschneidung des Muñecas-Berglandes. Satellitenbild von NASA Gemini XI, S 66-38-312, 1966

Satellite photo of the Bolivian Northeast Cordillera in the region of Lake Titicaca. View from northeast: right at the bottom the glacially formed foreland of the Cordillera de Apolobamba and the finger-like cutting of the Muñecas mountains

Südwestabdachung liefen sie jedoch in die im Zuge einer NW-SE streichenden großen Verwerfung ausgebildeten Talung des Rio Suches, die schließlich von glazialen Sedimenten zu einer Hochpampa aufgefüllt wurde.

Auf relativ kurzer Strecke läßt sich die gesamte glaziale Serie des *Jungpleistozäns* studieren. Das Erosions- und Exarationsgebiet in den trogförmigen Tälern am Hochgebirgsfuß ist reichlich gegliedert in Stufen, weist Karseen und -nischen sowie Seetreppen, Gletscherschliffe und Rundhöckerfluren auf.

Im Akkumulationsgebiet der kastenförmigen Täler sind hoch aufgeschichtete und scharfgratige Seitenmoränen entstanden (Photo 3), in die Zungenbecken eingesenkt sind. Sie enthalten meist einen oder mehrere langgestreckte Seen, die durch mächtige Blockwälle abgedämmt sind. Viele Hohlformen, alte Totislöcher, sind vermoort und gleichfalls mit Wasser gefüllt. Die Schmelzwässer durchbrechen die ver-

schiedenen Rückzugsstirnmoränen und haben Schotterkegel im Sinne der TROLLSchen Trompetentälchen gebildet. Die Schotterfluren sind im oberen Teil trocken, im unteren Teil vermoort (LAUER 1979). Der Austritt des Grundwassers ist durch eine Fontanili-Linie markiert. Am Übergang von den trockenen zu den feuchten Sandern hat man bereits teilweise Meliorationen durchgeführt, um die Quellaustritte für eine Flächenbewässerung der Weidegründe zu nutzen (Photo 4). Die Schmelzwässer wurden vom Rio Suches, der subsequent in Streichrichtung des Gebirges (NW-SE) entlangfließt, nach Art eines Urstromtales aufgenommen. Dieser strebt unter Richtungsänderung nach SW in einer tiefer eingeschnittenen, aber breiten, terrassierten Talung dem Titicaca-See zu.

Neben diesen deutlich ausgeprägten und wohlgeformten und an die größeren Gletscherkomplexe gebundenen Zeugen einer jungpleistozänen Vereisung



Photo 2: Blick von Südwesten gegen die vergletscherte Apolobamba-Kordillere. Rechts der Akamani (5400 m), links Nevado Ulla Khaya (5617 m)

View from the southwest on the glaciated Cordillera de Apolobamba. To the right Nevado Akamani (5400 m), to the left Nevado Ulla Khaya (5617 m)

sind die gesamten Abhänge der Apolobamba-Kordillere durch *ältere Glazialablagerungen*, die sich mehr plateauförmig anordnen und zwischen den oben genannten großen Talungen zutage treten, gekennzeichnet. Als flach geneigte Glacis enden sie im Vorland oder tauchen unter die Endmoränenkomplexe bzw. Schotterfluren der jüngeren Vereisungsphasen ab. Sie sind in den Höhenbereichen grobblockig, nehmen in der Korngröße jedoch stetig ab bis zu tonigen Korngrößen im Vorland. Während diese Schotterfluren im Vorland der Cordillera Real beispielsweise als flach geneigte Ebenen in Erscheinung treten, sind sie im Vorland der Apolobamba-Kordillere fast vollständig von jungglazialen Ablagerungen überdeckt. Einzelne, noch gut erkennbare Moränenkomplexe tauchen aus den jungglazialen Schotterfluren als langgestreckte, stark verbackene, eingeebnete Blockwälle oder als Reste von Schotterkegeln hervor.

Die beiden geschilderten Vergletscherungstypen sind weitgehend vergleichbar mit den bereits von TROLL 1929 und 1935 für den Bereich der Cordillera

Real beschriebenen Typen. Sie zeigen eine ähnliche Morphogenese, jedoch mit dem deutlichen Unterschied, daß sich die beiden Vereisungstypen der Cordillera Real im fluvioglazialen Vorlandbereich auf dem weiten Altiplano-Vorland in ihrem Nebeneinander mit den älteren Formen klar unterscheiden lassen, während im bedeutend geringer ausgedehnten Vorland der Apolobamba die älteren von den jüngeren Formen fast völlig überdeckt werden.

Von den Vereisungstypen der beiden Hochkordillerezüge muß jedoch derjenige des *Muñecas-Berglandes* unterschieden werden. Hier war sowohl im jüngeren Pleistozän als auch in älteren Vereisungsperioden nur eine plateauartige Vergletscherung mit randlichen Gletscherzungen in den oberen Talungen ausgebildet. Sie lassen sich in Höhen zwischen 3900 und 4000 m im Gelände und auf den Luftbildern deutlich erkennen, wobei die weiter ausgedehnten verwaschenen Formen zeitgleich sind mit den Talgletschern der einstigen *Plateau-Vereisung* der höheren Gebirge, die frischeren Blockwälle aber dem Hoch-



Photo 3: Akkumulationsgebiet des Jankho Khala-Gletschers mit Zungenbeckensee, Trompetentälchen und fluvioglazialen Schotterfeldern. Drei flache Moränenwälle (Canlaya-Phase) sind an der Nordflanke des Gletschers sichtbar. Sie werden von vier scharfgratigen, hohen Moränenwällen mit glatten Oberflächen (Chacabaya-Phasen A u. B) überragt. An der Südflanke des Glazialtales sind die Moränen beider Generationen zusammengeschoben. Luftbild Nr. 6973, Vuelo KUCCERA, Mision 44, vom 6. Mai 1964, freigegeben durch IGM, La Paz, Bolivien

Accumulation area of Jankho Khala-Glacier with elongated trough lake, "Trompetentälchen" and fluvioglacial gravel fields. Three flat moraine walls (Canlaya-Phase) are visible on the northern flank of the glacier. They are overtopped by four sharp-edged, high and smooth moraine walls (Chacabaya-Phases A and B). On the southern flank of the glacial valley, the moraines of both generations are pushed together

glazial der jüngeren Vereisung angehören. Hingegen werden auf den höchsten Erhebungen dieses Berglandes reichhaltig Grundmoränenablagerungen und jüngere Nivationsformen mit Blockgletschern angetroffen.

3. Die jungglazialen Vereisungsphasen

Die Geländestudien und die Interpretation der Luftbilder ergaben, daß das geschlossene Formenbild der Kastental-Vergletscherung im Vorland der Hoch-

pampa von Ulla Ulla aus mehreren, voneinander gut zu trennenden Gletschervorstoßphasen einer größeren geschlossenen Vereisungsepoche besteht, die sich ihrerseits wiederum in mehreren Staffeln anordnen. Es ist ein früh-jungglazialer Vergletscherungstyp von einem späteren mit zwei deutlichen Phasen gut zu trennen.

Eine Spezialkartierung (Abb. 1) und Photo 5 zeigen die Verhältnisse an einem ausgewählten Beispiel zweier Talungen im Vergletscherungsbereich des Nevado Ulla Khaya und des Colera-Massivs. Das Ulla Khaya-Gletscherfeld ist heute noch von beträchtlichem Umfang. Seine höchste Erhebung erreicht 5617 m. Das Gletscherfeld des Nevado de Colera ist erheblich kleiner und trägt heute nur noch an der süd-exponierten Flanke um die höchste Erhebung von 5212 m eine kleine Eisfläche. Beide Gletschertäler (Cañuma- und Catantira-Tal) beherbergen markante, eng hintereinander gestaffelte Moränengruppen. Der Oberlauf beider Täler ist trogförmig angelegt. Im Akkumulationsgebiet sind sie als schlauchförmige Kastentäler ausgebildet, die langgestreckte eiszeitliche Zungenbecken aufweisen. In beiden Tälern fallen die markanten und frischen Seiten- und Endmoränen auf. Die Seitenmoränen erniedrigen sich allmählich und bilden schließlich bogenförmige Endmoränenwälle, deren Stirn von einem Tal durchbrochen ist.

Ältere Moränen

Die äußersten Stirn- und Seitenmoränen sowohl des Jankho Khala als auch des Chojña Khota bestehen aus vier flacheren Endmoränenwällen. Während sie an der Laguna Chojña Khota als bogenförmige Stirn- und Seitenmoränen aufgestaut sind, treten sie im Bereich des Jankho Khala-Gletschers nur auf der nördlichen Talseite als deutliche Wälle auf (vgl. Photo 5). Sie sind von höheren Staffeln jüngerer Moränen überfahren. Auf der linken Seite dieser Talung sind die Wälle offensichtlich zusammengeschoben, so daß man nur noch die Firste der Moränen ausmachen kann. Die linke Tal-seite war offenbar der Prallhang des jüngeren Gletschers, der sie ineinandergeschoben hat. Im Zungenbecken des Catantira-Gletschertales konnten die jüngeren Moränenzüge, die hinter dem Chojña Khota-See liegen, den älteren Moränenkomplex in diesem Becken nicht erreichen. Der Grund dafür liegt im unterschiedlichen Eisnachschub dieser beiden Zungenbecken. Offensichtlich bezog in der älteren Phase der Chojña Khota-Gletscher stärkeren Eisnachschub auch vom größeren Eisfeld des Ulla



Photo 4: Blick von spätglazialen Moränen auf hochglaziale Moränen und die Schotterebenen im Vorland des Jankho Khala-Gletschers in Richtung auf Ulla Ulla

View from the late glacial moraines on the moraines of the last glacial maximum and fluvio-glacial plain in the foreland of the Jankho Khala-Glacier in the direction of Ulla Ulla

Khaya über eine in der Karte deutlich zu erkennende Transfluenzstufe im mittleren Bereich beider Gletschertäler. Diese Staffeln von flachen Endmoränen beider Täler gehören einer älteren Phase des Hochglazials (?) an. Wir bezeichnen sie als *Canlaya*-Phase.

Jüngere Moränen

Die scharfgratigen und sehr hohen Seitenmoränen, wie sie in ihrer jugendlichen Frische besonders im Cañuma-Tal zutage treten, gehören einem jüngeren Stadium der letzten Vereisungsphase an. Die Wallhöhen überragen die älteren Moränen um mehrere Dekameter. Diese hohen, markanten und frischen Moränen enthalten viele Rinnen und Kerben, die auf intensive Spülung zurückzuführen sind und deutlich kurzfristige Vorrück- und Rückzugsphasen andeuten. Die Formenwelt spricht dafür, daß diese Ablagerungen von einem schnell vorrückenden Gletschersystem als Ausdruck einer kürzeren, zwar kalten, aber vor allem feuchteren Periode stammen. Morphologisch sind sie Ausdrucksformen eines „warmen Gletschertyps“, wie sie vorzugsweise für das Spätglazial beschrieben sind. Die fluvio-glazialen Schotterfelder dieses Moränenkomplexes bestehen aus grobem Material, das zum Transport starke Wasserkraft erforderte, und enthalten kaum sandige Komponenten. Die Gerölldurchmesser betragen bis zu 20 cm.

Im Cañuma-Tal zeigen die mächtigen Moränenwälle deutlich, daß die Gletscherzunge weit vorstieß



und die älteren Moränen zum Teil überfahren hat. Es lassen sich diesem Vorstoß zwei scharfkantige, steil geböschte Moränenwälle mit glatten Oberflächen zuordnen, die sich im Landschaftsbild als eigenständige Typen gegenüber älteren Moränen abheben. Im Catantira-Tal findet sich dieser Ablagerungstyp auf der rechten Talseite unterhalb der obersten Kamm- lage als langgezogene Seitenmoräne, die talabwärts oberhalb der Laguna Chojña Khota einzelne, jedoch nur noch flache Moränenbögen bildet, zwischen denen mehrere längliche kleine Seen eingeschaltet sind.

Die Geländestudien erwiesen, daß die spätglazialen Gletscher in der ersten Vorstoßphase an der deutlich erkennbaren Bifurkationsstelle über eine Transfluenzstufe sowohl vom Gletschereis des Nevado Ulla Khaya als auch vom kleineren Colera-Massiv beliefert wurden. Doch reichte der Nachschub an Eis für den Catantira-Gletscher nicht aus, die äußere Grenze der älteren Vereisung zu erreichen. Im Cañuma-Tal hingegen wurde die Grenze der hochglazialen Vergletscherung erreicht und in dieser Phase die markantesten Moränenformen ausgebildet. Wir nennen diese Vorstoßphase *Chacabaya A.*

Eine dritte Vorrückphase konnte noch einmal das alte Zungenbecken des Jankho Khala-Gletschers erreichen, wohingegen die Moränen der dritten Vorrückphase im Catantira-Gletschergebiet weit zurückblieben und an der Stirnseite des Catantira-Sees flache Endmoränen aufgebaut haben. In dieser Phase war der Nachschub an Eis aus dem Nachbartal völlig unterbunden, so daß dieser Gletschervorstoß allein

aus dem relativ kleinen Einzugsgebiet des Nevado de Colera gespeist wurde (Photo 6). Die Kartierung läßt deutlich die äußerste Seitenmoräne unterhalb des Bifurkationssattels erkennen. Sie zeigt an, daß keine Verbindung mehr über die Transfluenzstufe bestand. Die Größe der Einzugsgebiete und die zeitweisen Eisübertritte bestimmen also maßgeblich das individuelle Verhalten beider Talgletscherbereiche in den verschiedenen Vorrückphasen. Lediglich im Jankho Khala-Gletscher konnten aufgrund des riesigen, eigenständigen Einzugsgebietes im Nevado Ulla Khaya und den Hängetälern beiderseits des Tales auch noch im zweiten spätglazialen Vorstoß umfangreiche Blockschuttmassen befördert und markante Moränenwälle geformt werden. Die Mächtigkeit des Eises muß auch am Ende dieser Vorrückphasen noch auf mindestens 150 m Dicke geschätzt werden. Wir nennen diese Phase *Chacabaya B.*

Durch diese Tatsache ließen sich die Phasen der jungglazialen Vergletscherung im Catantira-Zungenbecken klar trennen, wohingegen im Nachbartal eine Gliederung dadurch erschwert ist, daß die spätglazialen Vorrückphasen stark ineinander verkeilt sind.

Rund um den *Cerro Pumasani* (Beilage VI), dessen Höhererstreckung bis knapp 4800 m NN hinaufreicht, konnte sich während der älteren Phase des Jungglazials eine örtliche Plateauverglatscherung entwickeln, bei der rund um die höchsten Punkte besonders nach Osten kleine Gletscher zu Tal gingen, insbesondere in die Seitentäler des Rio Charazani. Nach Südwesten zu kam es in dieser Phase zur Aus-

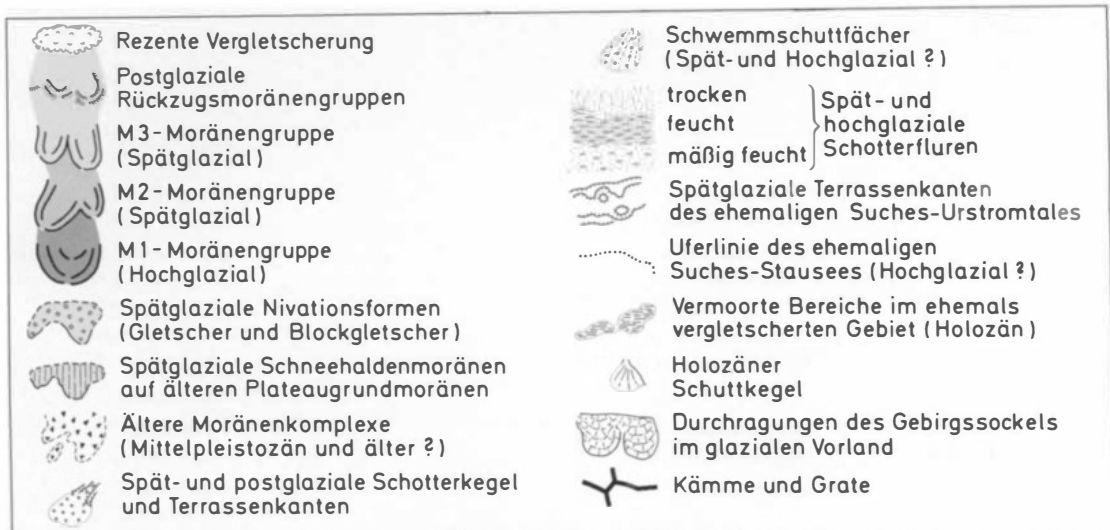


Abb. 1: Die jungpleistozäne Vergletscherung an der Westabdachung des Nevado Ulla Khaya (Apolobamba-Kordillere)
The Late Pleistocene glaciation on the western slope of Nevado Ulla Khaya (Cordillera de Apolobamba)

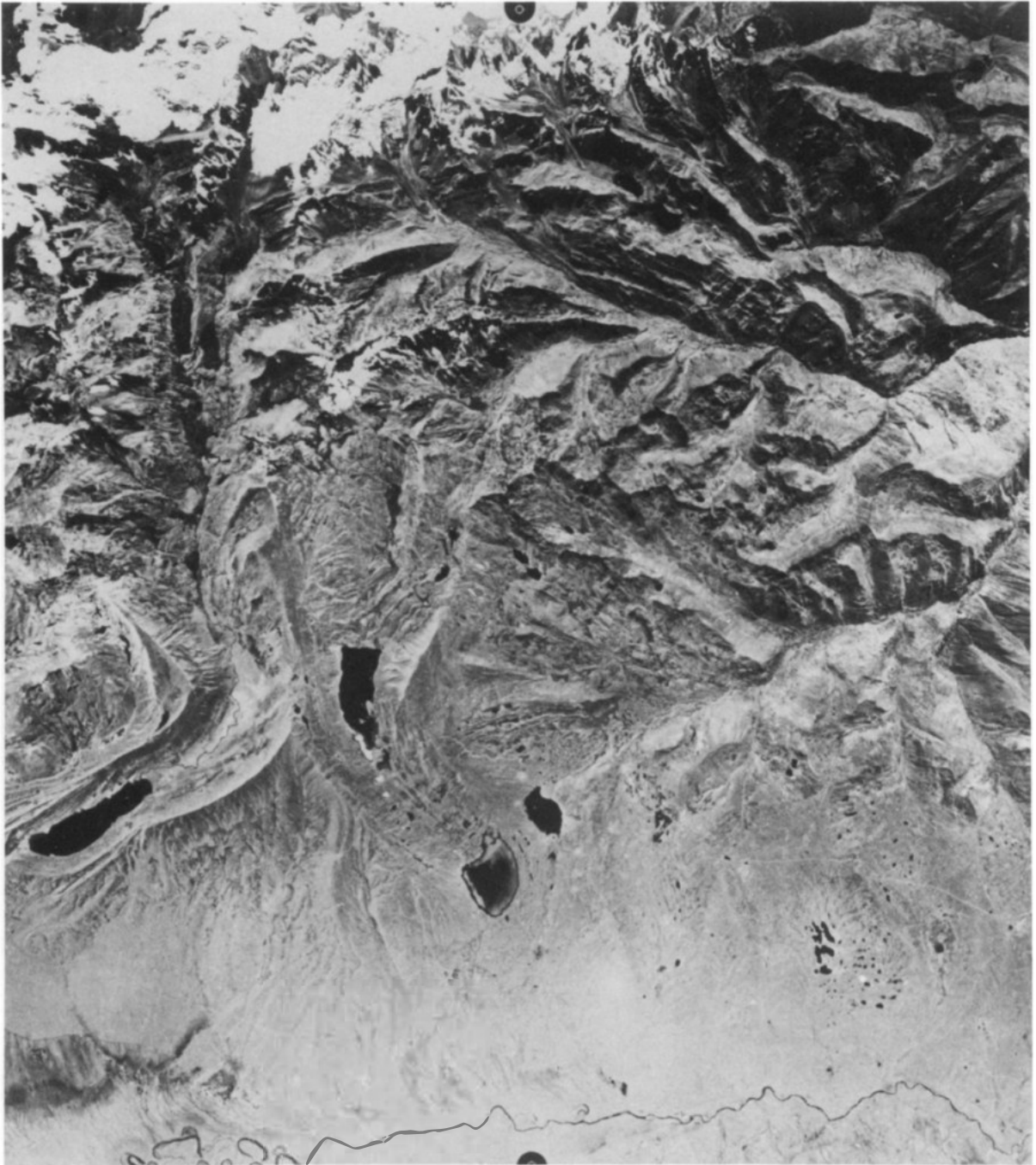


Photo 5: Der glaziale Formenschatz des Cañuma- und Catantira Tales. Deutlich sichtbar ist der Transfluenz-Sattel zwischen den beiden Tälern. Luftbild Nr. 1359, Vuelo PROYECTO BOL, Mision 11, vom 4. August 1975, freigegeben durch IGM, La Paz, Bolivien

Glacial forms in the foreland of the two glacial valleys of Cañuma and Catantira. In the middle ground the transfluence saddle between the two valleys is distinctly visible

gestaltung und Modellierung der älteren, mittelpleistozänen Grundmoränenlandschaft besonders zu großen wannenartigen Hohlformen.

Während des Spätglazials eignete dem Pumasani-Paßgebiet keine wirkliche Plateauvergletscherung mehr, doch finden sich um die höchsten Erhebungen



Photo 6: Der Transfluenz-Sattel mit spätglazialen Morä-
nenterrassen. Im Vordergrund die Laguna Catantira.
Die Moränenterrassen des Chacabaya B-Vorstößes zie-
hen unterhalb des Sattels entlang

The transfluence saddle with late glacial moraine ter-
races. The moraine terraces of Chacabaya B-advance
run below the saddle



Photo 7: Holozänes Moor innerhalb der spätglazialen
Moränenzunge oberhalb von Amarete, Kallaway-
Gebiet (3900 m NN)

Holocene peat bog within the late glacial moraine tongue
above Amarete (3900 m)

kleine Gletscher und Blockgletscher, besonders auf den Südauslagen des Gebirges, wo es durch die Strahlungsungunst – vor allem in der ersten spätglazialen Phase – zu verstärkter Schneeansammlung kommen konnte und sich kleinere Firneisflächen bildeten. Der Gebirgszug im Hinterland von Amarete z. B. zeigt eine Reihe von Kar-Nischen mit klar ausgebildeten wallförmigen Moränenwülsten (Photo 7). Ansonsten entstanden während der beiden spätglazialen Gletschervorstöße lediglich Schneehaldenmoränen und Nivationsformen, die zur nachträglichen, schwachen Zertalung der hochglazialen Trogtäler und solifluidalen Abtragung und Umlagerung des Grundmoränenmaterials führten.

4. Die fluvioglazialen Schotterfelder des Vorlandes

Die Fluvioglazialablagerungen aus beiden Zungenbecken (Abb. 1 u. 2; Beilage VI) breiteten sich fächerförmig im Vorland aus und überdecken dort die älteren Moränen und Schotterkörper mindestens einer älteren Vereisungsphase (Mittelpleistozän?). Die jungglazialen Eisloben sind also auf ältere Moränen und Schotter Sedimente früherer Eiszeiten aufge-
laufen. An der Struktur des Materials läßt sich erkennen, daß vor allem solifluidale Prozesse wirksam gewesen sind. Ein markanter Schotterkörper liegt zwischen den beiden Zungen der geschilderten jungglazialen Gletscher. Durch seitlichen Wasseraustritt aus diesen Gletschern kam es zur Überformung der

Schwemm- und Schuttkegel einer möglichen älteren Vereisung und ebenso zu einer leichten Überdeckung mit jungglazialen Material. Es kann aber kaum daran gezweifelt werden, daß es sich im Untergrund um Reste von Grundmoränen und insbesondere eines mittelpleistozänen, fluvioglazialen Sanders handelt. Doch bedarf es noch eines intensiven Studiums der genauen Stratigraphie dieser Sedimente, um näheren Aufschluß über den Aufbau und das Alter dieser Ablagerungen zu erhalten.

Die fluvioglazialen Schmelzwässer der jüngeren Vereisung der Hochpampa von Ulla Ulla haben sich in der Talung des Rio Suches gesammelt. Es gibt Anzeichen dafür, daß der Abfluß zeitweise gestaut war, was an der Verzahnung der Fluvioglazialablagerungen mit lakustren Sedimenten deutlich abzulesen ist (Abb. 2). Die Verbreitungsgrenze des Hochstandes eines Stausees konnte im Gelände anhand der tonigen Seeablagerungen kartiert und die Uferlinie in 4380 m NN festgestellt werden. Ob diese Ablagerungen aus dem hochglazialen Moränenkomplex stammen oder erst durch die äußerst kräftigen spätglazialen Vorstöße zustande kamen, konnte bislang nicht eindeutig nachgewiesen werden.

Zusammenfassend läßt sich aufgrund morphologischer Indizien feststellen, daß die drei großen Moränengruppen, wie sie um die Zungenbecken der beiden Apolobamba-Gletschertäler angeordnet sind, sich deutlich in Stadiale trennen lassen. Nach typischen Lokalitäten haben wir den ältesten Jungglazialbereich wegen der Moränenlage am Abhang des

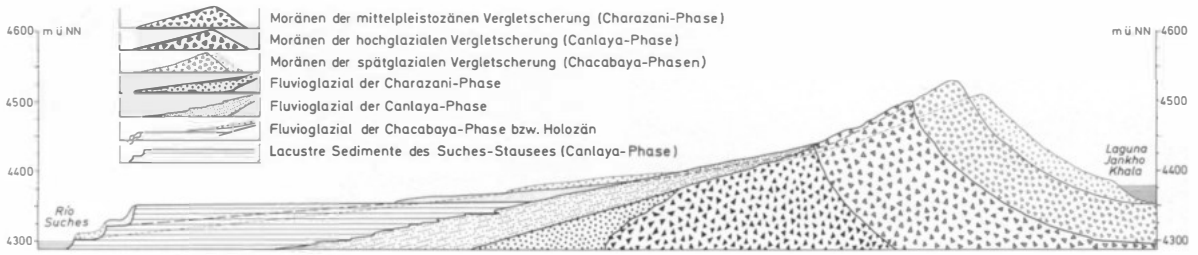


Abb. 2: Die Anordnung der fluvioglazialen Schotterterrassen im Vorland des Jankho Khala-Gletschers
The pattern of fluvio-glacial terraces in the foreland of Jankho Khala-Glacier

Pumasani-Massivs als *Canlaya*-Stadial bezeichnet. Für die beiden spätglazialen Vorrückphasen wurde nach dem „locus typicus“ der Name *Chacabaya*-Stadial A und B gewählt.

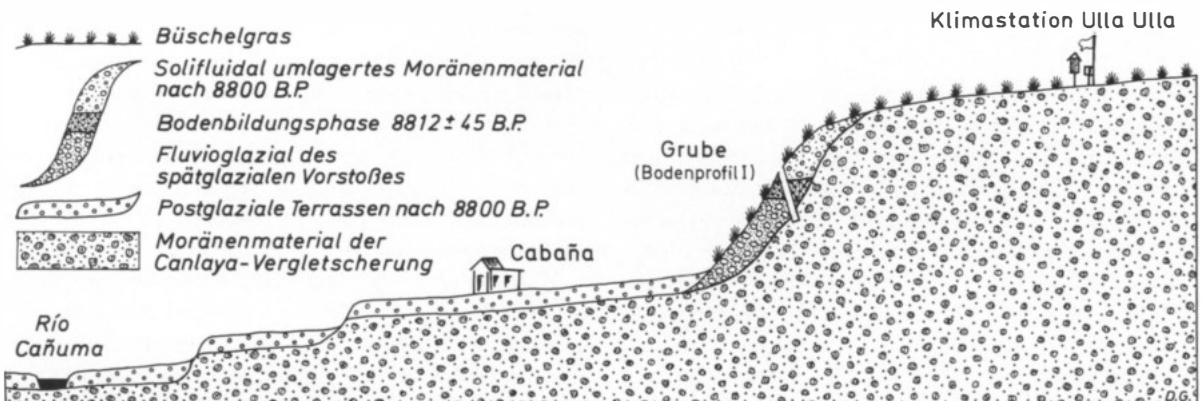
5. Das Postglazial

Nach dem zweiten Vorstoß im Spätglazial müssen sich die Gletscher relativ rasch und ohne längeren Stillstand und erneute markante Vorstöße zurückgezogen haben. Ein fossiler Boden auf dem postglazialen Terrassenschotter des letzten spätglazialen Vorstoßes konnte in der Engtalstrecke des Trompetentälchens an der Jankho Khala-Stirnmoräne auf 8812 ± 45 Jahre B. P. datiert werden (Abb. 3). Der Terrassenschotter, auf dem die Bodenbildung liegt, lagert dem Rande der hochglazialen Canlaya-Moräne an. Sie ist von einer Solifluktionsschicht überdeckt, die ihrerseits den rezenten Boden trägt.

In den Gletschertälern haben sich nach dem Eisrückzug riesige Moorflächen entwickelt. An einem Profil aus dem Cañuma-Tal hinter dem Jankho Khala-See läßt sich die postglaziale Klimaentwicklung ab-

lesen (Abb. 4). Die hier datierte Torfschicht an der Basis des Profils erbrachte mit Hilfe der ^{14}C -Datierung ein Alter von 8090 ± 170 Jahre B. P. Da das Moor, durchsetzt von Tonlagen, ohne Störung bis zur Oberfläche reicht, kann das Cañuma-Tal an dieser Stelle seit dieser Zeit nicht mehr von Gletschern überfahren worden sein. Die Wechsellagerung von Vertorfungsschichten und lakustren, tonigen Ablagerungen im Profil deutet darauf hin, daß nur kleinere Kälterückschläge im Postglazial aufgetreten sein können. Eine lange Warmphase, die durch eine mächtige Torflage markiert ist, muß über mehrere Jahrtausende angehalten haben, deren Ende durch eine ^{14}C -Probe am oberen Rand der Torfschicht auf 4590 ± 70 Jahre B. P. datiert werden konnte. Nach einer Phase kurzfristiger Klimaschwankungen zwischen 4000 und 3000 B. P. stabilisiert sich das kühlfeuchte Hochgebirgsklima, da dann eine 110 cm mächtige Tonschicht das gesamte Hangende des Profils ausfüllt.

Die Rückzugsmoränen, die bei ca. 4600 m NN, etwa 4 km unterhalb der heutigen Gletscherzungen, im Cañuma-Tal gefunden wurden, gehören wahr-



Zu Abb. 3: Lage des Bodenprofils I
Position of soil profile I (Fig. 3)

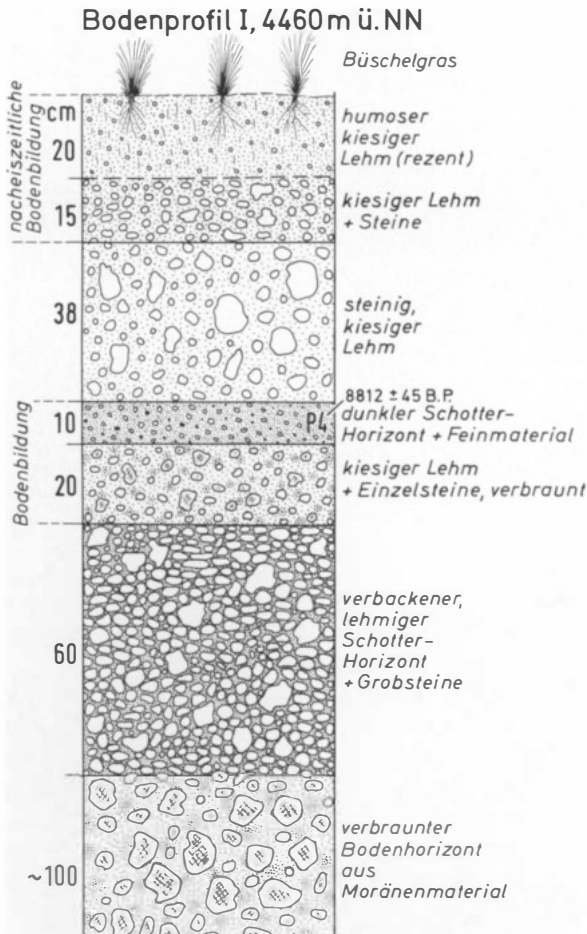


Abb. 3: Bodenprofil im spätglazialen Fluvioglazial des Jankho Khala-Gletschers
Soil profile in the late glacial fluvio-glacial sediments of Jankho Khala-Glacier

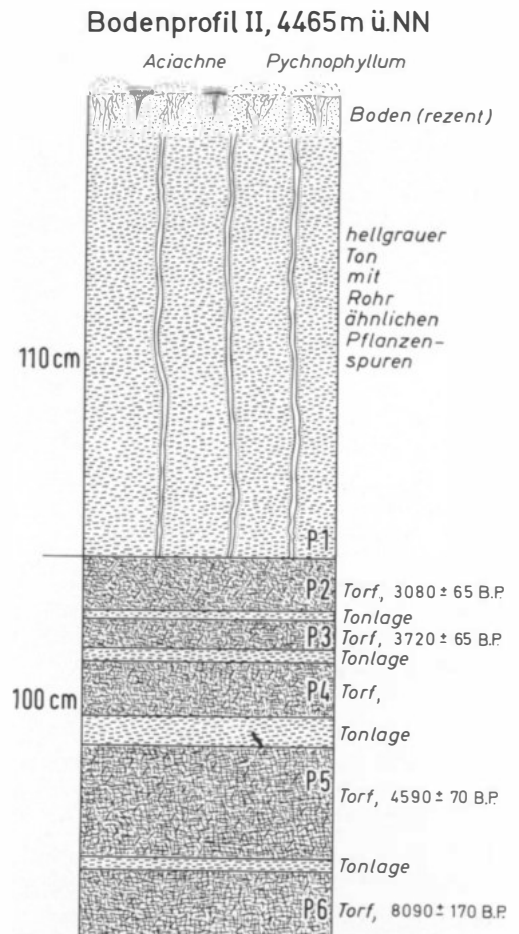


Abb. 4: Holozän-Profil im Hinterland des Jankho Khala-Sees
Holocene profile in the hinterland of Lake Jankho Khala

scheinlich der „Kleinen Eiszeit“ an. Gleiche Beobachtungen sind in den anderen Tälern der Apolobamba-Kordillere von uns gemacht worden.

Ein weiteres Torfmoor im Zungenbecken hinter dem spätglazialen Moränenkranz bei Amarete, dem K. GRAF 1981 auf Wunsch der Verfasser ein Pollenprofil entnahm, zeigt etwa die gleiche Abfolge des Postglazials. Das Profil liefert für das frühe Postglazial etwa im Zeitintervall zwischen 10 000 und 8000 B. P. reichlich Baumpollen von Podocarpus und Polylepis, die vom Wind aus der nahen oberen Waldgrenze ausgeweht wurden und sich auf dem beginnenden Moorboden in der postglazialen Warmphase einlagern konnten. Die oberen Diagrammabschnitte deuten durch reichliche Pollen von Steppenkräutern, wie z. B. Umbelliferen, Amaranthaceen und Chenopodiaceen, darauf hin, daß im Zeitabschnitt nach

3000 B. P. bis heute ein mäßig kühles Hochgebirgsklima vorherrschte, wie es sich auch heute darbietet.

6. Die mittelpleistozäne Vergletscherung

Wie bereits einleitend bemerkt sind wegen der besonderen Verhältnisse im Vorland der Apolobamba-Kordillere die Zeugen einer älteren Vereisung zum großen Teil von jungglazialen Ablagerungen zugeeckt, da sich die Gletscher nicht auf den weiten Altiplano, sondern in die Talung des Rio Suches ergossen und diese weitgehend aufgefüllt haben. Im Untergrund der heutigen Hochpampa von Ulla Ulla hat es sicher vielfache Verschneidungen der älteren Glazialablagerungen gegeben, die es erschweren, den älteren Vereisungskomplex eindeutig aufzuschließen.

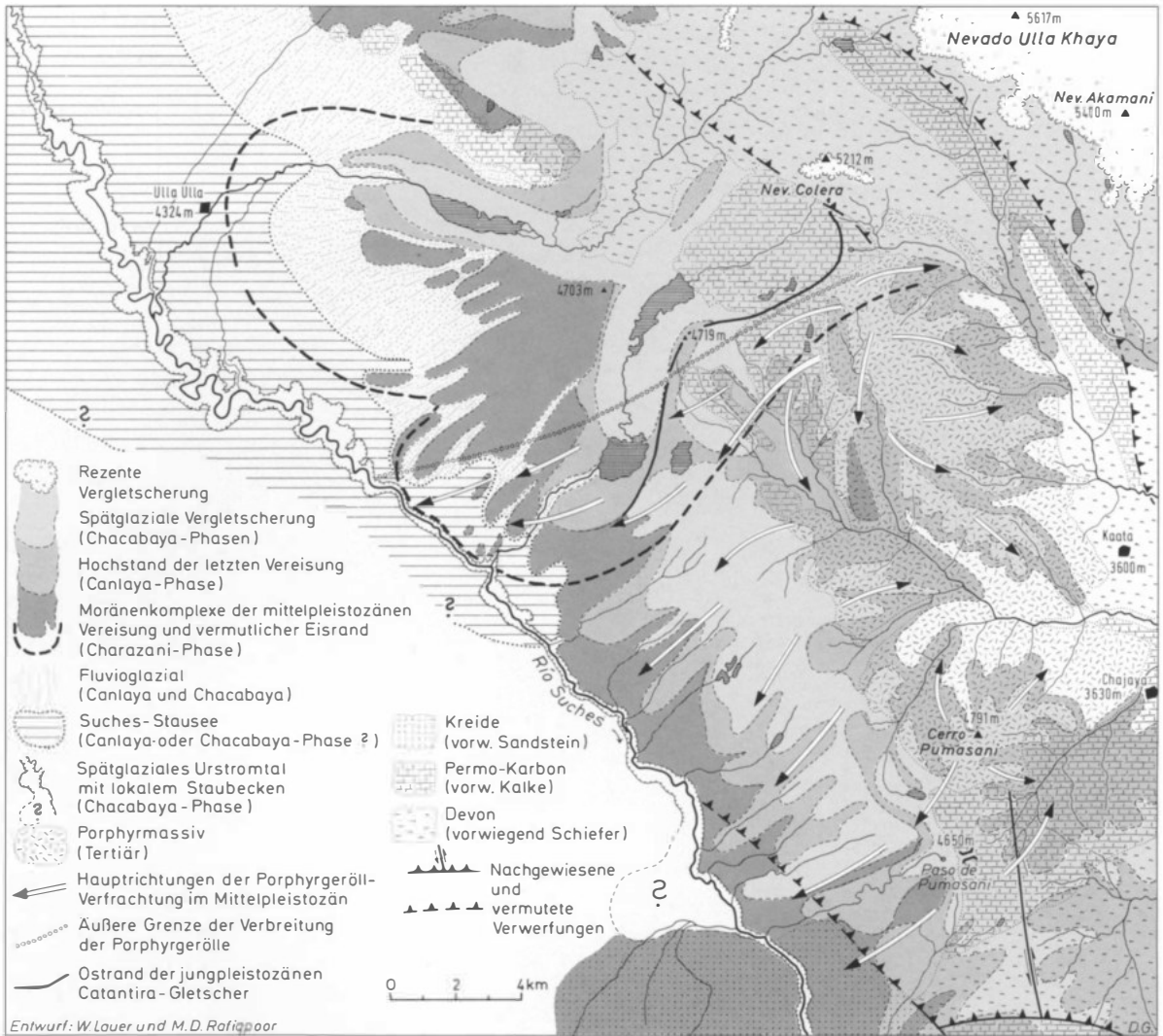


Abb. 5: Rekonstruktion der Verbreitungsgebiete mittel- und jungpleistozäner Sedimente anhand von Geschiebeanalysen im Vorland des Nevado Ulla Khaya und des Colera-Massivs

Reconstruction of the extension of Middle and Late Pleistocene sediments in the foreland of Nevado Ulla Khaya and Colera-Massif on the basis of till analysis

Man muß annehmen, daß die gesamte Hochtalung des Rio Suches von Gletschern bedeckt war und einerseits die Schmelzwässer über die Talenden der Charazanitalung abgefließen sind, andererseits aber über den Rio Suches in den Titicaca-See gelangten.

Zeugen einer Talvergletscherung aus dieser Epoche konnten im Charazani-Tal nachgewiesen werden, wo einzelne Moränenrelikte in Höhen um 3100 m gefunden wurden (vgl. Beilage VI). Aufgrund dieser Moränenfunde bezeichnen wir diese Vereisungsphase als Charazani-Phase. Dort bestand in Richtung

auf das Muñecas-Bergland eine ältere Talanlage, in die sich die mittelpleistozänen Gletscher ergossen haben. Auch im Bereich des engeren Untersuchungsgebietes um die Cañuma- und Catantira-Gletscherungen wurden für diese Zeit zwei ältere Moränenloben rekonstruiert, die offensichtlich zu einer mittelpleistozänen Vergletscherung gehören (Abb. 5). Beide mittelpleistozänen Gletscher hatten ihr Nährgebiet im Bereich des Nevado Ulla Khaya und des Colera-Massivs. Der Ostrand der Gletscher berührte randlich ein tertiäres Porphyrmassiv und führte Gerölle mit sich, die im Stirnbereich der Endmoränen

nenzügen im Catantira-Tal unter abnehmender Häufigkeit bis zu einer von uns im Gelände gefundenen Verbreitungsgrenze auftreten. Die Moränenzüge beider Vorstöße des jungen Glazials im Gletscherbett des Catantira-Tales weisen im Stirnbereich ebenfalls diese Porphyrgerölle auf, da sie dort Material des mittelpleistozänen Gletschers geschoben und umgelagert haben. Auf der bergwärtigen Seite, jenseits der oben genannten Grenzlinie, finden sich in den jüngeren Moränen keine Porphyrgerölle, da der Catantira-Gletscher im Jungglazial keine Verbindung zu dem Vulkanmassiv hatte. Dies konnte in der bis 4719 m Höhe aufragenden Seitenmoräne dieses Gletschers durch Geschiebeanalysen nachgewiesen werden. Dadurch läßt sich die Verbreitung des mittelpleistozänen Gletscherlobus z. T. rekonstruieren (Abb. 5).

Das vulkanische Porphyrmassiv im Bereich des oberen Charazani-Tales war zwar auch im Hochglazial der letzten Vereisung (Canlaya-Phase) vergletschert, doch konnten hier die geringen Eismassen die hohen Seitenmoränen des Catantira-Gletschers nicht mehr nach Westen abdrängen und flossen in die Talung des oberen Rio Charazani (Abb. 5).

7. Diskussion der Ergebnisse und Altersdatierung

Kriterien zur Altersdatierung der glazialen Ablagerungen lassen sich sowohl aus dem Formenschatz, der Stratigraphie der Ablagerungen und den Böden als auch aus Analysen der Geschiebe und der daraus resultierenden Deutung verschiedener Eisströme sowie schließlich aus Analogieschlüssen zu anderen, bereits bekannten Glazialgebieten in Bolivien und Peru finden. Besonders naheliegend sind Korrelationen mit den Spiegelständen der eiszeitlichen Altiplano-Seen. Pollenanalysen und ^{14}C -Bestimmungen helfen, die Altersvorstellungen relativ und absolut zu sichern. Doch fehlen zur Zeit noch Pollenanalysen und ^{14}C -Daten, um den genauen Ablauf des Jungglazials zu kennzeichnen. Nur die holozäne Entwicklung ist durch Pollenanalysen und ^{14}C -Daten relativ gut bekannt.

Im Bereich der intensiv untersuchten Moränen des Cañuma- und Catantira-Tales war es mit Hilfe der Geschiebeanalysen möglich, die ältere (mittelpleistozäne) Vergletscherung von den jüngeren (jungpleistozänen) Moränengenerationen zu trennen (Abb. 5). Es konnte bewiesen werden, daß das Pumasani-Plateau nur während der mittelpleistozänen Vergletscherung Anschluß an die Vorlandverglletscherung der Hochkordillere hatte, während in den jüngeren

Vereisungsphasen dieses Gebiet von den Eisströmen der Hochkordillere nicht mehr erreicht wurde und eine selbständige, flache Plateau-Vereisung aufwies.

Morphologische Indizien zeugen davon, daß im jüngeren Pleistozän drei markante Vorstoßphasen auftraten (vgl. Abb. 1), von denen ein älteres (hochglaziales) Stadial (Canlaya-Phase) sich deutlich von zwei jüngeren (spätglazialen) unterscheiden läßt (Chacabaya-Phase A und B). Dabei spricht vieles dafür, daß die Vorstoßphasen des Jungpleistozäns im Bereich der Apolobamba-Kordillere mit den beiden Hochständen der eiszeitlichen Altiplano-Seen (*Minchin* und *Tauca*) verknüpft werden können (SERVANT u. FONTES 1978), so daß damit eine absolute zeitliche Stellung durch ^{14}C -Daten, die SERVANT und FONTES an Seeterrassen ermitteln konnten, abgesichert würde.

Nimmt man an, daß die Schmelzwässer der Gletscherhochstände zu einem Anstieg der Altiplano-Seen geführt haben, so würde das Ende der älteren Gletscherphase des Jungpleistozäns etwa in den Zeitraum zwischen 35 000 und 28 000 B. P. fallen, da SERVANT und FONTES ein ^{14}C -Datum von $27\,500 \pm 800$ B. P. für einen späten Hochstand des Minchin-Sees ermittelt haben. Ebenso wäre eine Korrelation der spätglazialen Vorstoßphasen mit dem Seehochstand des spätglazialen Tauca-Sees, den SERVANT und FONTES (1978) auf $12\,420 \pm 240$ B. P. datieren konnten, möglich (Abb. 6). Dies ist um so eher wahrscheinlich, als diese Vorstöße in einer noch kühlen, aber sehr feuchten Zeit erfolgt sind, wie das Formenbild der sog. „warmen Gletscher“ zu erkennen gibt. Diese Vorstellungen ähneln denen aus dem randtropischen Trockengebiet von Mexiko, wo die gut datierten, spätglazialen Gletschervorstöße den gleichen Sachverhalt aufweisen (HEINE 1983).

Wesentlich an der hier vorgenommenen Überlegung ist zudem, daß im eigentlichen kalten Hochglazial um 20 000 B. P. die Altiplano-Seen geschrumpft waren und zu dieser Zeit wegen der fehlenden Feuchtigkeit keine ausgedehnte Vergletscherung möglich gewesen ist. Das entspricht wiederum den Feststellungen der jüngeren Forschungen zur eiszeitlichen Vergletscherung und ihrer Phasen in den übrigen tropischen Anden (VAN DER HAMMEN 1974) und zeigt deutlich, daß die Tropen, vor allen Dingen die randtropischen Trockengebiete, einen anderen, eigenen klimatischen Rhythmus hinsichtlich der Gletschervorstöße besitzen als die außertropischen Gebiete, z. B. im Bereich der nordischen Inlandvereisung.

Natürlich bleibt die Frage offen, ob die hydrographische Geschichte der Altiplano-Seen ohne weiteres mit den Gletscherständen korreliert werden kann, da

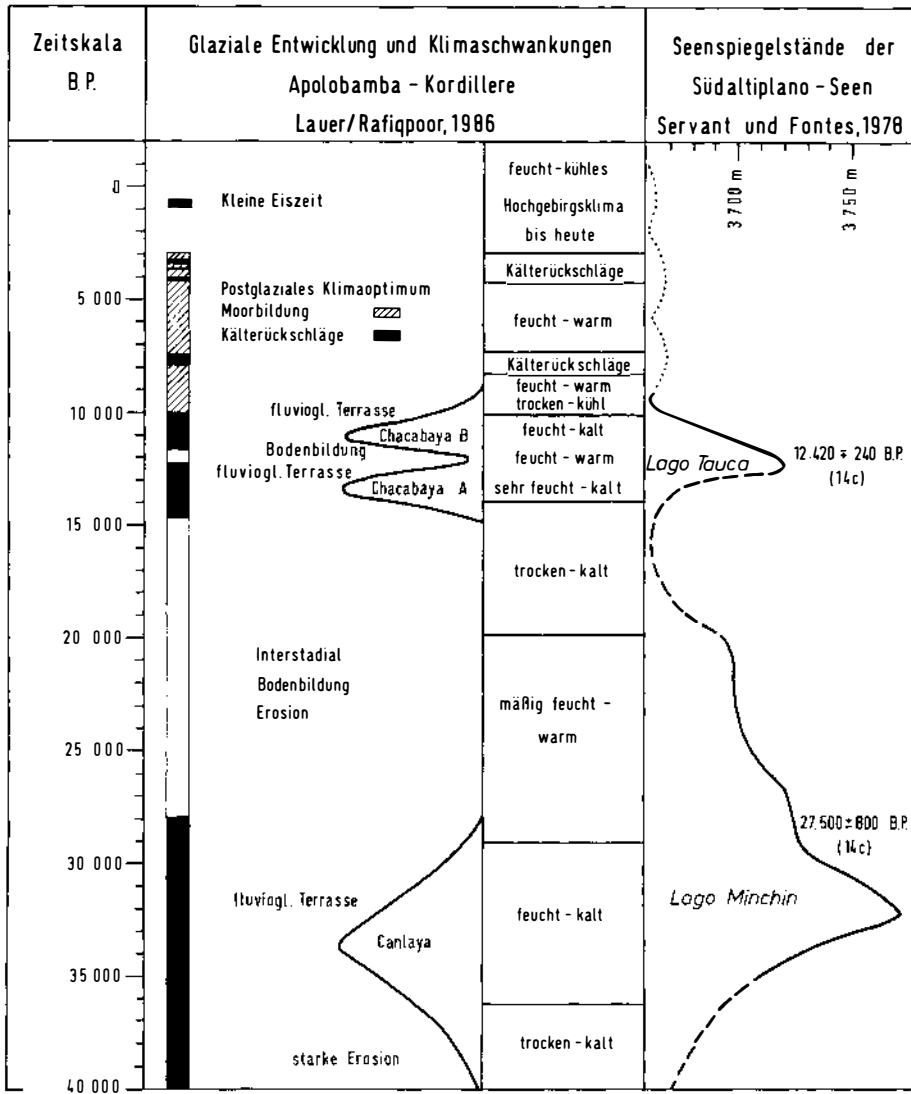


Abb. 6: Jungpleistozäne Stadiale in der Apolobamba-Kordillere und Seespiegelstände der jungpleistozänen Altiplano-Seen

Late Pleistocene stadials in the Cordillera de Apolobamba and levels of the Pleistocene Altiplano lakes

das jungglaziale Geschehen in den randlich höher aufragenden Kordilleren keinen direkten morphologischen Konnex mit den Seespiegelständen aufweist. Für ein älteres Glazial hatte es diese Verzahnung im Bereich des Titicaca-Sees offensichtlich gegeben (TROLL u. FINSTERWALDER 1935). SERVANT und FONTES (1978) haben die mittelpleistozänen Moränen aus diesem Grund mit einer Hochstandsphase des Titicaca-Sees (*Balivian-See*) zeitlich gleichgesetzt (Tab. 1).

Die von uns untersuchten Gletscherphasen der Apolobamba-Kordillere lassen sich auch mit Studien, die in der Cordillera Real (Bolivien) und in der

Cordillera Vilcanota am Nordende der Apolobamba-Kordillere in Peru gemacht wurden, korrelieren. J. B. ARGOLLO (1980) hat für das bereits von CARL TROLL untersuchte San Francisco-Tal zwei ^{14}C -Daten in einer kleinen Moorlinie der hochglazialen Moräne der letzten Vereisung ermitteln können ($33\,520 \pm 460$ B. P. und $35\,650 \pm 500$ B. P.). Ebenso hatten MERCER und PALACIOS (1977) für den früheren jungpleistozänen Gletschervorstoß ^{14}C -Daten von $31\,170 + 1300/-1600$ B. P. und $28\,560 \pm 700$ B. P. ausgewiesen an einer Stelle, an der die äußere Moräne dieser Vorstoßphase im Tal des Rio Upsimayo ein Moor über-

fuhr. MERCER und PALACIOS (1977) gehen ebenfalls von einer Zweiphasigkeit des Jungpleistozäns aus, in dem sich ein erneuter Gletschervorstoß um 11 500 B. P. ereignet hat, mit seinem Höhepunkt um 11 000 B. P.

WRIGHT (1983, 1984) nimmt für die älteren Moränenablagerungen auf dem Junin-Plateau in Peru (11–12° südl. Breite) anhand von ¹⁴C-Datierungen ein Alter von mehr als 42 000 B. P. an. Das Spätglazial ist nach ihm ebenso wie in der Apolobamba-Kordillere zweiphasig entwickelt. Während der erste spätglaziale Vorstoß mindestens um 12 000 B. P. abgeschlossen war, ereignete sich die zweite spätglaziale Vorstoßphase nach einer kleinen Unterbrechung kurz nach 12 000 B. P. Der Eisrückzug beginnt nach WRIGHT schon vor 10 000 B. P. und leitet das Postglazial ein.

Auch R. MÜLLER (1985) kommt für die Cordillera Quimsa Cruz südlich von La Paz in Bolivien zu ähnlichen Schlussfolgerungen und stellt in Analogie zu MERCER und PALACIOS (1977) drei überprägte flache Moränen-Wälle des äußersten Vorstoßes der letzten Vereisung in das Hochglazial von 28 000 B. P. und die vier scharfkantigen, steil geböschten Moränenwälle der beiden weiteren Vorstoßphasen des letzten Glazials in den gesamten Zeitabschnitt zwischen 28 000 (!) und 14 000 B. P.

Unsere eigenen Vorstellungen gehen dahin, daß die drei bzw. vier flachen Moränenwälle im Vorfeld der steil geböschten und scharfgratigen Moränen in das letzte Hochglazial zwischen 35 000 und 28 000 B. P. zu stellen sind (Canlaya-Phase). Der ältere spätglaziale Gletschervorstoß (Chacabaya-Phase A) der Apolobamba-Kordillere könnte sich in Anlehnung an MERCER und PALACIOS (1977) zwischen 14 000 und 12 500 B. P. (vgl. Hochstand des Tauca-Sees), der zweite Vorstoß zwischen 12 500 und 10 000 B. P. (Chacabaya-Phase B) ereignet haben.

Das Postglazial wird schließlich nach 10 000 B. P. mit einer Moorbildungsphase eingeleitet. Unsere eigenen Datierungen im Bereich des unteren Cañumatales sowie die zahlreichen Pollenanalysen von K. GRAF, davon zwei in unserem Arbeitsgebiet (vgl. GRAF 1981), zeigen übereinstimmend einen Ablauf an, wie er in vorstehendem Kapitel dargestellt worden ist. Er braucht an dieser Stelle nicht noch einmal diskutiert zu werden.

8. Zusammenfassung: Der Ablauf des glazialen Geschehens im Vorland der Apolobamba-Kordillere

Während der *mittelpleistozänen* Vergletscherung (Charazani-Phase) bilden sich in der Apolobamba-

Kordillere große Gletscherloben, die zu einer Vorlandvereisung am Kordillerenfuß führen. Im Vorland entstehen große fluvioglaziale Schotterfelder, die die Flußniederungen des Rio Suches völlig zu einer Hochpampa zuschottern. Wahrscheinlich kommt es in dieser Zeit zur Ausbildung eines Stausees. Die Eiskappe des Pumasani-Berglandes ist in dieser Zeit über den Curva-Paß mit dem Eis der Hochkordillere verbunden. Die Eismassen überdecken das obere Suches-Tal vollkommen und bilden mit der Eiskappe des jenseits liegenden peruanischen Berglandes eine Einheit, deren gemeinsame Gletscherloben im mittleren Talabschnitt des Rio Suches enden (vgl. Beilage V).

Auch in die Charazani-Talung ergießen sich größere Gletscher. Der Trogboden kann anhand von Moränenfunden in einer Höhe von 3100 m bis in Höhe der Ortschaft Chulina (Kallaway-Gebiet) rekonstruiert werden (vgl. Beilage VI).

Im darauffolgenden *Interglazial* (Charazani/Canlaya) kommt es auf der Westabdachung der Kordillere zu einer Zertalung der mittelpleistozänen Moränenkomplexe. Damit erfolgt eine weitere Zuschotterung der vorgelagerten Suches-Niederung. Auch auf dem Pumasani-Bergland entwickeln sich durch die Erosionsarbeit kurzer Flüsse kleine Täler. Das Charazani-Tal wird durch intensive Erosion v-förmig zerschnitten, wobei Moränen und Fluvioglazial der älteren Vergletscherungsphasen weitgehend bis auf kleine Reste ausgeräumt werden.

In der *jungpleistozänen, hochglazialen Vergletscherungsphase* (Canalaya-Phase) bilden sich im Bereich der Apolobamba lange Gletscherzungen, die die in der Interglazialzeit eingetieften Täler zu Kastentalformen umgestalteten. Der Gletschervorstoß war verbunden mit der Bildung von drei bzw. vier flachen Moränenwällen als Folge rascher Vorstöße und Rückzüge der Gletscher. Diese Moränenliegen in den Talausgängen über den älteren Ablagerungskomplexen der vorletzten Eiszeit. Im Vorland dieser Moränen formieren sich ausgedehnte fluvioglaziale Schotterzungen, die z. T. die älteren Moränen und Fluvioglazialfelder überdecken und sich mit lakustren Ablagerungen eines in dieser Zeit in der Suches-Niederung entstandenen Stausees verzahnen (vgl. Abb. 2). Auf den älteren Moränen entstehen in Höhen über der Schneegrenze Embryonal-Kare und langgestreckte Moränenwülste.

Auf dem Pumasani-Bergland entwickelt sich in dieser Zeit ein selbständiges Eisplateau, aus dem kleinere Gletscher in die Verzweigungen des Rio Charazani-Systems abfließen. Wegen des größeren Gefälles konnten sich zunächst keine Fluvioglazialterrassen

bilden; nur in den Talweitungen treten sie auf. Die Untergrenze der Talmoränen liegt bei 3700 bis 4000 NN.

Während der *spätglazialen Vergletscherung* (*Chacabaya-Phasen*) stoßen die Gletscher erneut ins Vorland vor und bilden hohe, dicht gestaffelte Moränenwälle aus. Ein kurzfristiger Rückzug und ein erneuter Vorstoß ist ebenfalls verbunden mit der Ausbildung von hohen, scharfgratigen und steil geböschten weiteren Moränenwällen in unmittelbarer Nachbarschaft des älteren spätglazialen Vorstoßes.

Die Fluvio-glazialablagerungen beider spätglazialer Vorstöße überdecken die älteren Schotterfluren und Moränenkomplexe, auf denen sich nun, sofern die Flächen oberhalb der damaligen Schneegrenze liegen, kleine Blockgletscher und Schneehaldenmoränen formen, so besonders auf dem Pumasani-Bergland, wo kleinere Nivationsfelder überdies einen eigenen Kleinformenschatz prägen. In Höhenlagen oberhalb von 4700 m und in besonders begünstigten Südexpositionen formieren sich echte Gletscher.

Nach dem Höhepunkt der spätglazialen Gletschervorstöße wird bereits um 10 000 B. P. die *Deglaziation* eingeleitet. Über dünnen Tonlagen, die noch eine Kältezeit zwischen 10 000 und 8000 B. P. repräsentieren, tritt spätestens ab 8000 B. P. eine allgemeine Erwärmung mit Moorbildung ein, die die postglaziale Wärmezeit einleitet. Diese wärmere Periode dauert bis ca. 5000 B. P. Sie ist zunächst trocken, aber nach 6000 B. P. feuchter und um 4000 B. P. wiederum auch etwas kühler, so daß einzelne Gletscher leicht vorrücken können, ohne daß diese in unserem Arbeitsgebiet eindeutig nachgewiesen werden könnten. Die Moränen sind in den Trogtälern schwach markiert und liegen an den oberen Flanken der Berghänge. Sie reichen aber nicht mehr ins Vorland. In den letzten 4000 Jahren B. P. haben sich auf dem Altiplano Boliviens keine markanten Klimaänderungen mehr vollzogen.

Literatur

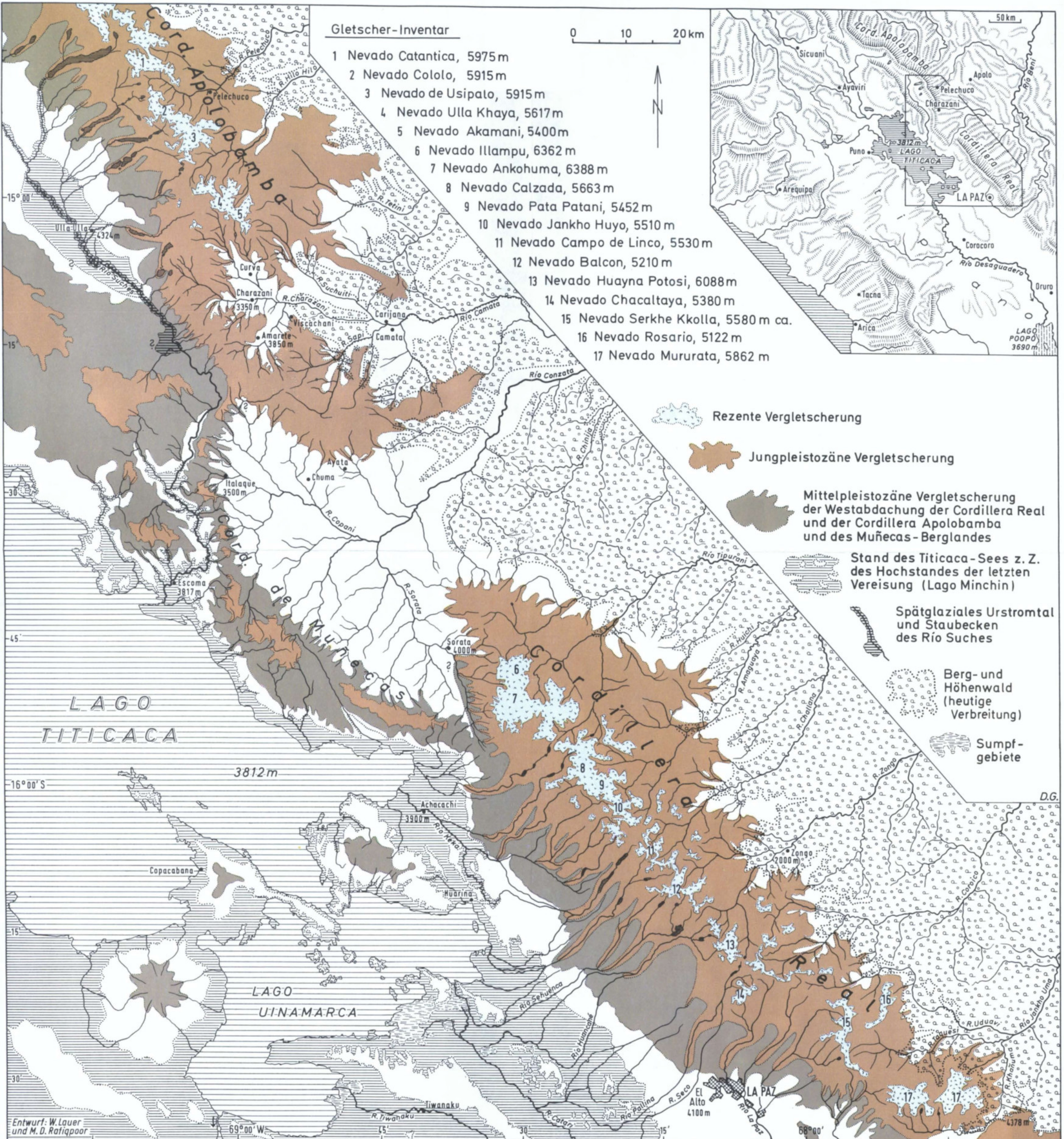
- ARGOLLO, J. B.: Los Pie de Montes de la Cordillera Real entre los valles de La Paz y de Tuni. Estudio Geológico, Evolución plio-cuaternaria. Tesis de Grado. Universidad Mayor de „San Andres“. Facultad de Ciencias Puras y Naturales. Departamento de Geociencias. La Paz, Bolivia 1980.
- BALLIVIAN, O., BLES, J. L. y SERVANT, M.: El plio-cuaternario de la región de La Paz (Andes Orientales, Bolivia). In: ORSTOM, sér. Géol., vol. X, n° 1, 1978, 101-113.

- CARDICH, A., CARDICH, L. u. RANK, D.: Datierung der jungpleistozänen Vereisung Lauriacocha in den peruanischen Anden. In: Geologische Rundschau 66, 1977, 446-454.
- CLAPPERTON, C. M.: The pleistocene moraine stage of West-Central Peru. In: Journal of Glaciology 11, No. 62, 1972, 255-263.
- DOBROVOLNY, E.: Geología del Valle de La Paz. Dept. Nacional de Geología (GEOBOL), Informe 3 (Especial) La Paz 1962.
- GRAF, K.: Untersuchungen zur rezenten Pollen- und Sporenflora in der nördlichen Zentralkordillere Boliviens und Versuch einer Auswertung von Profilen aus postglazialen Torfmooren. Habil. Univ. Zürich 1979.
- : Palynological investigations of post-glacial peat bogs near the boundary of Bolivia and Peru. In: Journal of Biogeography, No. 8, 1981, 353-368.
- V. D. HAMMEN, T.: The pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. In: Journal of Biogeography 1, 1974, 3-26.
- HASTENRATH, S.: Observation on the snow line in the Peruvian Andes. In: Journal of Glaciology 6, No. 46, 1967, 541-550.
- : Beobachtungen zur klima-morphologischen Höhenstufung der Cordillera Real (Bolivien). In: Erdkunde 25, 1971, 102-108.
- : On the pleistocene snowline depression in the arid regions of the south American Andes. In: Journal of Glaciology 10, No. 59, 1971, 255-267.
- HAUTHAL, R.: Reisen in Bolivien und Peru, ausgeführt 1908. Wiss. Veröff. d. Ges. f. Erdkunde zu Leipzig, 7. Band. Leipzig 1911.
- HEINE, K.: Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane. Wiesbaden 1975.
- : Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in Mexiko. Befunde und paläoklimatische Deutung. In: SCHRÖDER-LANZ, H. (Hrsg.): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen, Glazial- und Periglazialformen. Rotterdam 1983, 291-304.
- HERZOG, T.: Beiträge zur Kenntnis von Tektonik und Glazial der bolivianischen Ostkordillere. In: Geologische Rundschau 5, 1914, 353-371.
- HETTNER, A.: Forschungen der Anden von Peru und Bolivia. In: Pet. Mitt., 1889, 255-256; 1890, 112.
- : Zweiter Bericht von Dr. A. Hettner über seine Reisen in Peru und Bolivia. In: Verhdl. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Bd. 15, 1889, 154-160.
- : Vierter Bericht von Dr. A. Hettner über seine Reisen in Peru und Bolivia. In: Verhdl. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Bd. 15, 1889, 387-394.
- JORDAN, E.: Grundsätzliches zum Unterschied zwischen tropischem und außertropischem Gletscherhaushalt unter besonderer Berücksichtigung der Gletscher Boliviens. In: Erdkunde 33, 1979, 297-309.
- JORDAN, E. u. MÜLLER, R.: Neuere glazialmorphologische Erkenntnisse zur Vergletscherung der bolivianischen Anden. In: SUTER, J. (Ed.): Kurzfassung der Vorträge DEUQUA 1982, Physische Geographie, vol. 5, 70.

- KESSLER, A.: Über Klima und Wasserhaushalt während der letzten Vereisung (Altiplano). In: *Erdkunde* 17, 1963, 165–173.
- : The palaeohydrology of the Late Pleistocene Lake Tauca on the Bolivian Altiplano and recent climatic fluctuations. In: *Late Cainocoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*. Rotterdam, Boston 1984, 115–122.
- : Zur Rekonstruktion von spätglazialen Klima und Wasserhaushalt auf dem peruanisch-bolivianischen Altiplano. In: *Zeitschr. f. Gletscherkunde und Glaziologie*, 21, 1985, 107–114.
- KINZL, H.: Die Vergletscherung in der Südhälfte der Cordillera Blanca. Begleitworte zu einer stereophotogrammetrischen Karte 1:100 000. In: *Zeitschr. f. Gletscherkunde und Glaziologie* 1, 1949, 1–28.
- LAUER, W.: Die Glaziallandschaft des südchilenischen Seengebietes. In: *Acta Geographica* 20, No. 16, 1968, 215–236.
- : Im Vorland der Apolobamba-Kordillere. Physisch-geographische Beobachtungen auf einer kurzen Studienreise nach Bolivien. In: HARTMANN, R. u. OBEREM, U. (Hrsg.): *Estudios Americanistas II. Homenaje a H. Trimborn*. St. Augustin 1979, 9–15.
- : Berichte der Kommission für Erdwissenschaftliche Forschung. *Jahrbücher für 1977, 1979, 1980, 1981, 1982, 1983* der Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz. Wiesbaden.
- LAUER, W. a. FRANKENBERG, P.: Late glacial glaciation and the development of climate in southern South America. In: *SASQUA Intern. Symposium, Swaziland*, 29. August–2. September 1983. Rotterdam 1984, 103–114.
- MERCER, C. H. a. PALACIOS, O.: Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru. In: *Geology* 5, 1977, 600–604.
- MÜLLER, R.: Zur Gletschergeschichte in der Cordillera Quimsa Cruz (La Paz, Bolivia). Diss. Zürich 1985.
- NEWELL, N. D.: Geology of the Lake Titicaca Region, Peru and Bolivia. *Geol. Soc. of America, Mem.* 36, New York 1949.
- NOGAMI, M.: Altitude of modern snowline and pleistocene snowline in the Andes. In: *Geographical Reports of Tokyo. Met. Univ.* 10, 1975, 71–86.
- PEREZ-GUARACHI, H. E.: Contribución al conocimiento geológico de la zona de Ulla Ulla – Charazani. Tesis de Grado. Universidad Mayor de „San Andres“. Facultad de Ciencias Geológicas. La Paz, Bolivia 1972.
- SERVANT, M.: Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes Tropicales en Bolivie. In: *Recherche Fr. sur le Quat., Suppl. Bull. AFEQ* 1, n° 50, 1977, 323–327.
- : El cuadro Estratigráfico del Plio-Cuaternario del Altiplano de los Andes Tropicales de Bolivia. In: *Rev. de Geoc. UMSA*, vol. 1, No. 1, 1977, 23–29.
- SERVANT, M. et FONTES, J.-CHR.: Les Lacs Quaternaires des Hauts Plateaux des Andes Boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. In: *ORSTOM, sér. Géol.*, Vol. X, n° 1, 1978, 9–23.
- TROLL, C.: Die zentralen Anden. Die bisherigen Ergebnisse seiner Zentralanden-Expedition im Rahmen einer physiographischen Skizze. In: *Jubiläums-Sonderband der Zeitschrift der Ges. für Erdkunde zu Berlin*, 1928, 92–118.
- : Die Cordillera Real. Vorläufiger Bericht über die wissenschaftlichen Arbeiten der Anden-Expedition des Deutsch-Österreichischen Alpenvereins 1928. In: *Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde Berlin*, 1929, 279–312.
- TROLL, C. u. FINSTERWALDER, R.: Die Karten der Cordillera Real und des Talkessels von La Paz. In: *Pet. Mitt.* Nr. 81, 1935, 393–399 u. 454–455.
- VILLAROEL, C. u. GRAF, K.: Zur Entstehung des Talkessels von La Paz/Bolivien und Umgebung. In: *Geographica Helvetica*, Nr. 1, 1979, 43–49.
- WRIGHT JR., H. E.: Late-pleistocene glaciation and climate around the Junin-plain, Central Peruvian Highlands. In: *Geografiska Annaler* 65 A, 1–2, 1983, 35–43.
- : Late glacial and late holocene moraines in the Cerro Cuchpanga, Central Peru. In: *Quaternary Research*, No. 21, 1984, 275–285.

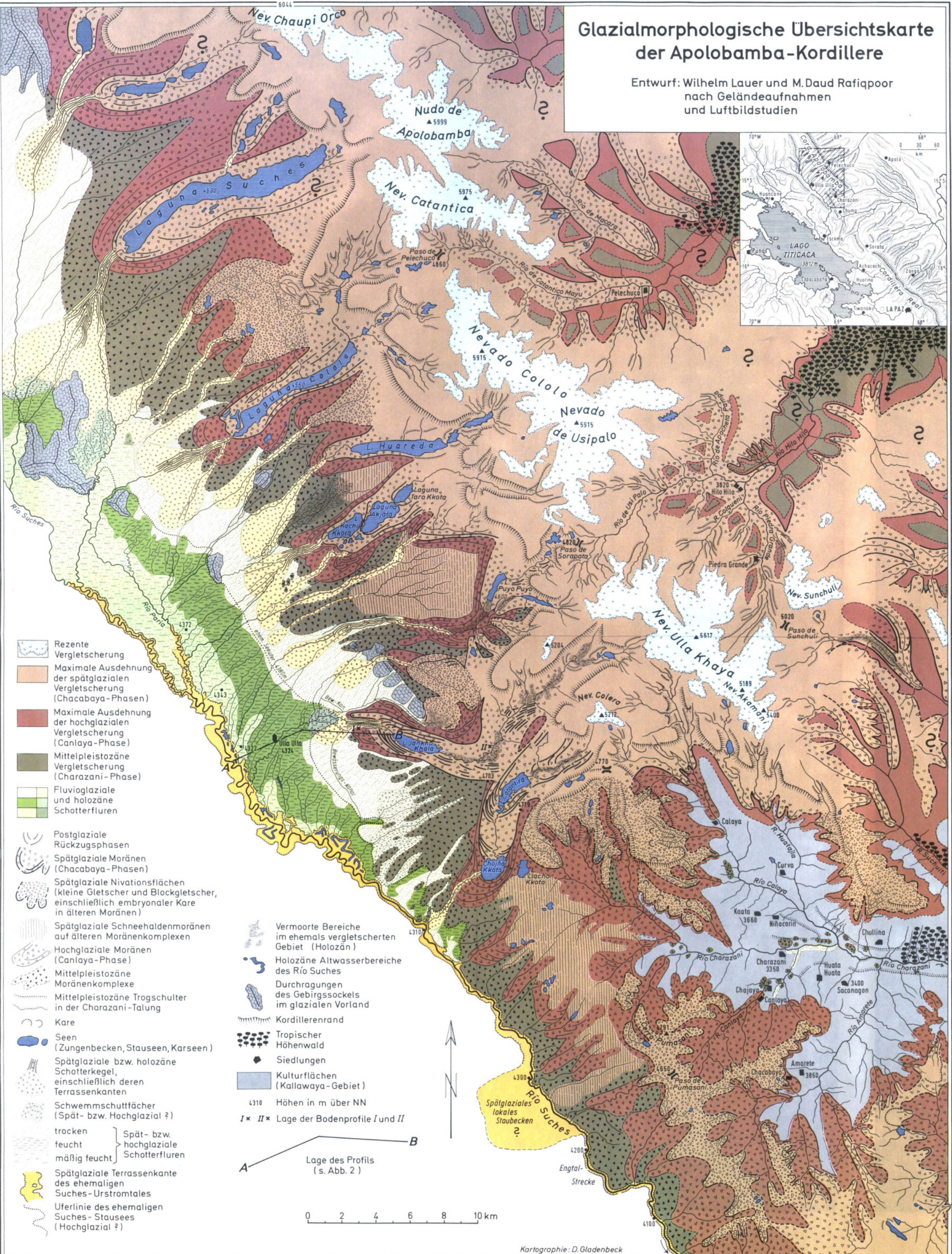
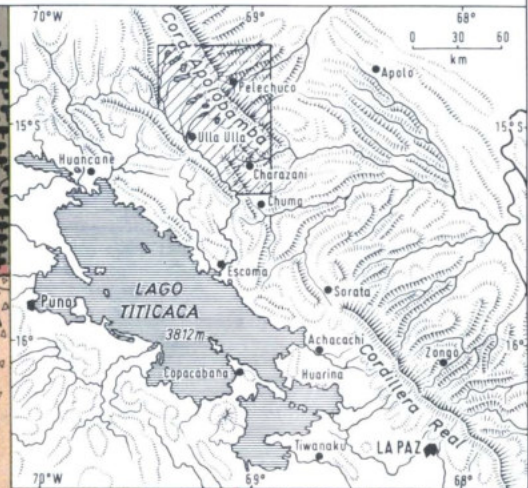
Pleistozäne Vergletscherung der bolivianischen Ostkordillere nördlich von La Paz

Beilage V zu ERDKUNDE 40,2 Beitrag Lauer/ Rafiqpoor



Glazialmorphologische Übersichtskarte der Apolobamba-Kordillere

Entwurf: Wilhelm Lauer und M. Daud Rafiqpoor
nach Geländeaufnahmen und Luftbildstudien



- Rezente Vergletscherung
- Maximale Ausdehnung der spätglazialen Vergletscherung (Chacabaya-Phasen)
- Maximale Ausdehnung der hochglazialen Vergletscherung (Canlaya-Phase)
- Mittelpleistozäne Vergletscherung (Charazani-Phase)
- Fluvioglaziale und holozäne Schotterfluren
- Postglaziale Rückzugsphasen
- Spätglaziale Moränen (Chacabaya-Phasen)
- Spätglaziale Nivationsflächen (kleine Gletscher und Blockgletscher, einschließlich embryonaler Kare in älteren Moränen)
- Spätglaziale Schneehaldenmoränen auf älteren Moränenkomplexen
- Hochglaziale Moränen (Canlaya-Phase)
- Mittelpleistozäne Moränenkomplexe
- Mittelpleistozäne Trogschulter in der Charazani-Talung
- Kare
- Seen (Zungenbecken, Stauseen, Karseen)
- Spätglaziale bzw. holozäne Schotterkegel, einschließlich deren Terrassenkanten
- Schwemmschutfächer (Spät- bzw. Hochglazial ?)
- trocken } Spät- bzw. hochglaziale Schotterfluren
- feucht }
- mäßig feucht }
- Spätglaziale Terrassenkante des ehemaligen Suches-Urstromtales
- Uferlinie des ehemaligen Suches-Stausees (Hochglazial ?)

- Vermoorte Bereiche im ehemals vergletscherten Gebiet (Holozän)
- Holozäne Altwasserbereiche des Río Suches
- Durchragungen des Gebirgssockels im glazialen Vorland
- Kordillerenrand
- Tropischer Höhenwald
- Siedlungen
- Kulturlflächen (Kallawayä-Gebiet)
- Höhen in m über NN
- I x II Lage der Bodenprofile I und II

