

- PATZELT, W. & J. ZIEGLER (1963): Bamberger Hindukusch-Kundfahrt 1962. Jb. Dt. Alpenverein 88, S. 153 bis 164.
- SHELL, H. (1967): Akher Chich (7020 m), der „Letzte Dicke“. Jb. Dt. Alpenverein 92, S. 159–167.
- SCHMUCK, M. (1967): Hindukusch-Expedition 1965. Jb. Dt. Alpenverein 92, S. 149–158.
- SJÖRGEN, H. (1888): Beiträge zur Geologie des Berges Savelan in Nordpersien. Verh. Russ. Mineral. Ges. 24, S. 36–66.
- STEINAUER, L. (1937): Im Hochgebirge von Iran (Elbursgebirge). Zeitschr. Dt. u. Österr. Alpenverein 68, S. 36–45.
- SPREITZER, H. (1958): Frührezente und rezente Hochstände der Gletscher des Kilikischen Ala Dag im Taurus. Schlern-Schriften 190 (Kinzl-Festschr.), S. 265–285.
- STREIFF-BECKER, H. (1956): Zur Entstehung der Penitentes. Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie 3, S. 245–246.
- TROLL, C. (1942): Büsserschnee (Nieve de los penitentes) in den Hochgebirgen der Erde. Ein Beitrag zur Geographie der Schneedecke und ihrer Ablationsformen. Petermanns Geogr. Mitt., Ergänzungsheft 240, Gotha, 103 S.
- , (1949): Schmelzung und Verdunstung von Eis und Schnee in ihrem Verhältnis zur geographischen Verbreitung der Ablationsformen. Erdkunde 3, S. 18–29.
- WINKLER, H. (1961): Berliner Hindukusch-Kundfahrt 1960. Jb. Dt. Alpenverein 86, S. 150–157.

ZUM KLIMA UND WASSERHAUSHALT DES HINDUKUSCHS UND DER BENACHBARTEN HOCHGEBIRGE

Mit 2 Abbildungen und 8 Tabellen

HERMANN FLOHN

Summary: The climate and water-budget of the Hindu Kush and neighbouring mountain ranges

On the basis of all available data on precipitation and runoff in the Hindu Kush area and its neighbouring mountains, an attempt is made to estimate the water-budget of individual catchment areas. It is shown that the precipitation recording stations, which all lie in the valleys and basins, cannot be in any way taken as representative of the higher areas. These receive precipitation amounts of 100–200 cm or more in winter and spring. The boundary of the influence of the summer monsoon rain from the south is given by the percentage share of summer precipitation; towards north and east we are dealing with convective precipitation not directly connected with the monsoon. As an addition to our knowledge some further climatic data from as yet unpublished station series are presented.

Eine der wichtigsten Aufgaben der Internationalen Hydrologischen Dekade (1965–74) ist eine Revision unserer Kenntnisse über den Wasserhaushalt, sowohl auf der regionalen wie auf der globalen Ebene. Zur Zeit schwanken die besten Abschätzungen der mittleren Jahresmenge von Niederschlag und Verdunstung auf der gesamten Erde zwischen etwa 81 cm und 100 cm. Diese Diskrepanz ist um so schwerwiegender, als sie auch den globalen Wärmehaushalt beeinflusst, da ja die globale Verdunstung rund 70 % oder mehr der zur Verfügung stehenden Netto-Energie der Strahlungsbilanz verbraucht.

In großen Gebieten der Erde sind die Grundgrößen des Wasserhaushalts – Niederschlag N, Verdunstung V und Abfluß A – nicht genügend bekannt, insbesondere in Gebirgsländern mit einem ungenügenden oder erst in jüngster Zeit eingerichteten Beobachtungssystem. Das gilt besonders für die Hochgebirge Zentralasiens; selbst im Territorium der

UdSSR (1) existieren Lücken im Stationsnetz. Die detaillierten Untersuchungen v. FICKERS (2) über das Klima des Pamir sind auch heute noch nicht überholt. Für das Klima von Tibet (3) wurden kürzlich – auf Grund neuer synoptisch-aerologischer Daten sowie von einigen tausend Wolkenaufnahmen der amerikanischen Wetter-Satelliten NIMBUS 1 und 2, ESSA 3, 5, und 6 – wesentliche Ergänzungen gegeben (4). Die Niederschlagsbeobachtungen des indischen Netzes reichen z. T. weit in das Gebirge hinein, besonders in Kaschmir; (5) enthält die langjährigen Mittelwerte des Niederschlags für die Periode bis einschließlich 1940 für das heutige Indien, Pakistan und Burma (in inch), dagegen (6) die Mittelwerte 1901–1950 für den heutigen Bundesstaat Indien allein (in mm). Große Lücken hatte (1950!) das Stationsnetz in der ehemaligen Nordwest-Grenzprovinz, die vor dem Krieg noch vielfach unbefriedet war und heute zu Pakistan gehört. Wegen der großen wasserwirtschaftlichen Bedeutung der Gebirge sind seit 1959 von der West Pakistan Water and Power Development Authority (WAPDA) hydrologische Daten (7) an zahlreichen Flußgebieten, vor allem im Bereich der großen Staudämme, gewonnen und in Jahrbüchern (1960–1965) veröffentlicht worden.

In Afghanistan existierten bis 1940 nur wenige ausländische Stationen; die Ergebnisse der dann (mit Unterbrechung) eingerichteten Stationsnetze haben E. STENZ (8) und neuerdings M. H. NOUR (9) für 1958–1962 veröffentlicht, und seit 1958 sind ziemlich vollständige Monatsberichte (10) des afghanischen Dienstes zugänglich. Die mit russischem Gerät gut ausgerüstete aerologische Station Kabul ist für die Kenntnis des Wetterablaufs von ganz besonderem Nutzen. Für das Gebiet des Kabul-Flusses ist

Tab. 1 : Mittlere Monats- und Jahresniederschläge (mm)

		$\varphi(^{\circ}\text{N})$	$\Delta(^{\circ}\text{E})$	Höhe [m]	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr	
A)	Kabul	(45) ¹⁾	34.5	69.2	1803	33	38	91	84	22	4	2	2	2	10	15	14	316
	Karizimir	(9)	34.6	69.1	1860	42	65	106	140	37	1	8	1	2	4	41	30	477
	Jabal Saraj	(6)	35.1	69.2	1628	55	88	115	170	40	1	4	0	2	4	29	38	545
	Salang S	(5)	35.4	69.0	3100	112	206	244	346	106	3	4	0	6	18	74	96	1214
	Salang N	(5)	35.4	69.0	3350	92	205	241	308	164	6	9	1	7	30	74	108	1244
	Jalalabad	(9)	34.4	70.5	551	20	25	40	58	27	0	9	3	10	3	18	18	221
B)	Faisabad	(4)	37.1	70.5	1200	32	107	103	67	44	2	11	2	2	21	25	25	443
	Chitral	(31)	35.9	71.8	1439	22	37	87	92	33	9	4	6	8	20	6	21	346
	Drosh	(40)	35.6	71.8	1509	35	39	95	104	49	17	15	17	18	32	9	30	459
	Kalam	(4)	35.5	72.6	2290	73	110	205	267	96	5	43	25	34	36	46	71	1011 ²⁾
	Shahpur																	
	Karora	(4)	35.0	72.7	~1000	79	123	150	211	86	68	193	117	75	59	37	57	1280 ²⁾
	Saidu																	
	Sharif	(26)	34.8	72.4	900	84	87	128	89	54	45	124	110	56	25	23	53	878
	Malakand	(38)	34.6	71.9	~800	75	98	119	73	24	22	128	187	59	19	8	53	865
C)	Naran	(4-6)	34.9	73.7	2360	53	292	337	256	83	30	70	44	73	92	49	66	1445
	Balakot	(5)	34.6	73.4	1080	72	113	126	154	52	69	292	273	106	24	51	49	1381
	Oghi	(39)	34.5	73.0	1145	123	135	159	113	56	64	176	196	79	44	17	71	1233
	Darband	(5)	34.4	72.8	470	59	75	88	102	54	42	231	207	79	15	45	39	1036
	Tarbela	(5)	34.1	72.8	350	44	58	50	77	49	20	179	168	87	10	27	32	791
	Abbottabad	(75)	34.2	73.2	~1400	87	104	114	89	56	79	228	250	94	35	18	46	1200
D)	Misgar	(15)	36.8	74.8	3102	8	5	11	15	18	6	9	10	7	3	3	5	100
	Gilgit	(47)	35.9	74.4	1488	7	7	20	24	22	10	10	14	10	6	1	3	134
	Bunji	(7)	35.6	74.6	1300	7	7	22	27	27	17	14	21	9	2	2	2	158
	Astor	(7)	35.4	74.9	2350	35	21	98	80	47	27	7	30	22	8	10	18	403
	Karnak	(47)	34.7	74.1	?	128	135	165	133	81	73	108	103	55	55	25	84	1144
	Gurez	(31)	34.6	74.8	?	144	192	222	156	119	69	55	79	61	69	28	119	1315
E)	Skardu	(47)	35.3	75.6	2284	22	18	26	25	20	6	10	9	10	4	2	10	162
	Kargil	(41)	34.6	76.1	2682	37	38	60	42	25	7	7	10	10	6	3	21	264
	Dras	(45)	34.4	75.8	3066	97	97	138	104	62	17	10	14	18	22	12	54	649
	Leh	(60)	34.1	77.6	3514	10	8	7	6	6	5	12	15	7	3	1	5	83
	Kyelong	(50)	32.6	77.1	?	59	64	102	79	56	23	23	33	52	21	7	26	555
F)	Khost	(5)	33.7	69.9	1185	13	40	65	102	59	23	123	70	53	8	10	16	583
	Parachinar	(40)	33.9	70.1	1728	52	67	110	102	159	51	89	94	54	24	20	30	744
	Ft. Lockhart	(43)	33.6	70.9	1998	57	71	88	79	63	61	142	143	77	25	30	26	843
	Landikotal	(38)	34.1	71.1	1067	33	43	69	65	28	10	23	38	18	8	5	20	360
G)	Khorog	(22)	37.5	71.5	2080	27	23	23	29	18	5	3	1	3	10	22	20	183
	Murgab	(30)	38.2	74.0	3640	5	3	4	6	11	14	8	8	7	2	2	2	72
	Fedtchenko																	
	Gl.	(10)	38.8	72.2	4169	82	75	92	87	86	65	27	16	20	69	87	92	798
	Kashgar	(18)	39.5	76.1	1530	15	3	12	5	7	5	10	7	3	2	5	8	81
	Sary Tasch	(10)	39.7	73.2	3207	13	18	25	23	55	63	38	16	12	17	17	18	315
	Irkeschtam	(30)	39.7	73.9	2819	5	5	10	14	28	30	25	15	12	7	6	6	164

1) In Klammern: Zahl der Jahre.

2) Reduziert auf Saidu Sharif.

Tab. 2 : Mittlere Zahl der Tage mit mindestens 2,5 mm Niederschlag

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
Kabul	3.1	3.4	7.1	6.3	2.5	0.5	0.3	0.4	0.2	0.8	1.5	1.6	27.7
Chitral	2.5	3.7	6.7	6.8	3.4	1.0	0.5	0.8	0.8	2.0	0.8	2.6	31.6
Drosh	3.4	3.7	7.4	8.1	4.5	2.0	1.5	1.9	1.9	3.1	1.2	3.2	41.0
Saidu Sharif	6.6	6.3	9.2	7.7	4.4	3.0	8.0	7.7	4.7	2.9	2.1	4.3	66.9
Malakand	4.7	5.8	6.4	5.4	3.3	1.5	5.7	7.3	2.9	1.5	0.7	3.0	46.7
Oghi	6.0	6.2	7.7	6.5	3.9	3.9	8.0	8.4	4.2	2.6	1.0	4.2	62.6
Misgar	1.1	0.9	1.2	2.1	2.0	1.2	0.7	1.7	0.9	0.7	0.3	0.7	13.5
Gilgit	0.9	0.8	1.9	2.6	2.7	1.3	1.2	1.7	1.2	0.7	0.3	0.3	15.6
Gurez	10.2	10.1	11.1	11.0	9.4	5.9	6.0	6.9	5.4	5.3	3.1	7.1	91.5
Parachinar	4.6	5.4	8.3	8.7	6.7	4.5	6.9	7.6	5.0	2.5	1.2	2.9	64.3
Landikotal	3.1	4.1	5.5	5.4	2.6	1.1	1.7	1.8	1.3	0.9	0.5	1.8	29.8
Skardu	2.8	2.4	3.0	2.4	2.0	0.7	0.9	1.1	0.9	0.4	0.1	1.3	18.0
Dras	9.6	8.0	9.5	7.7	5.2	1.9	1.5	1.9	1.5	1.9	1.6	6.2	56.5

Indus (Oghi, Balakot, Karnak, Gurez) waren schon (5, 6) bekannt. Auch in Pamir erhält der hochgelegene Fedtschenko-Gletscher – obwohl gegen Westen durch hohe Ketten geschützt – viel höhere Mengen als die Tal- und Hochflächenlagen, und dasselbe gilt auch für andere Gebirge Russisch-Zentralasiens.

Tabelle 2 enthält für einige ausgewählte Stationen die Zahl der Tage mit mindestens 0,1 inch (2,5 mm) Niederschlag, die allerdings wegen des hohen Schwellenwertes viele Regentage unberücksichtigt läßt. In diesen subtropischen Gebirgen mit ihrer hohen Wolkenuntergrenze – sie liegt (ähnlich wie in den vielfach analogen Rocky Mountains) meist oberhalb 4500 m – verdunsten viele Niederschläge in den Talagen, bevor sie den Erdboden erreichen. Der aufmerksame Beobachter notiert „Traces“ oder auch nur Fallstreifen, die sich jedoch im Gebirge auswirken; ebenso wie PAFFEN (17) im Sommer im Karakorum sah auch Verfasser im Spätherbst immer wieder weit herabhängende Fallstreifen (vielfach aus schmelzendem Schnee), aber auch Mammatus-Formen auf der Unterseite der aufquellenden, vereisenden Cumuli. Auch im nördlich angrenzenden Ferghana-Becken verdampft bei 40% aller Gewitter der Regen vor Erreichen des Erdbodens (21).

Aus beiden Tabellen geht hervor, daß der Anteil der Sommerregen (die hier sich hauptsächlich auf Ende Juni bis Mitte September beschränken) vom Süden und Südosten her rapide nach Nordwesten hin abnimmt. Zweifellos sind die Talstationen hinsichtlich des Jahresganges ebensowenig repräsentativ wie für die Jahresmenge; aus den noch zu erörternden Gründen werden sie von den Winter-Frühjahrsregen relativ stärker betroffen als von den Sommerregen. Diese Fehlerquelle sollte bei Betrachtung von Abb. 2 berücksichtigt werden, die den Prozentanteil der drei Sommermonate Juli–September an der Jahresmenge wiedergibt. Bei gleichmäßiger Verteilung der Niederschläge über das ganze Jahr sollten wir in dieser Zeit 25% der Jahresmenge erwarten. Die 25%-Linie besteht aus zwei Teilen: die südliche grenzt in etwa das Gebiet der indischen Sommermonsun-Regen nach N und W hin ab, während die nördliche (im einzelnen ganz unsicher) sich auf den inneren Teil der Hochgebirge zu beschränken scheint. Diese sommerlichen Regenfälle sind vielfach konvektiver Natur (Schauer), aber sie fallen – wie schon früher im Nanga Parbat-Gebiet nachgewiesen (22) – im Zusammenhang mit synoptischen Störungen und erstrecken sich im tibetanischen Hochland über die ganze warme Jahreszeit (April–Oktober, vgl. [4]).

Wie sich aus dem Studium des Jahresganges und ausgewählter Wetterlagen sowie der Satellitenbeobachtung ergibt, fallen in unserem Gebiet die Niederschläge vor allem im Zusammenhang mit zwei verschiedenen synoptischen Situationen (21, 22): den winterlichen Rossby-Wellen an der subtro-

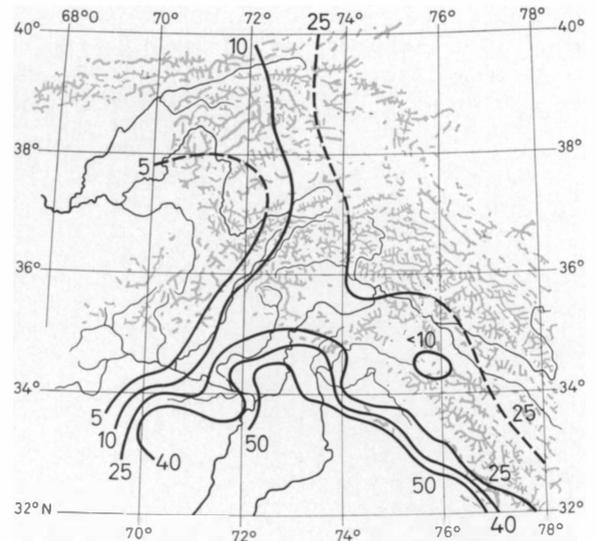


Abb. 2: Anteil der Sommermonate (Juli–September) an der Jahresmenge des Niederschlags (%); gestrichelte Linien unsicher

pischen Strahlströmung einerseits (November–Mai), den auf den Hochsommer beschränkten Monsunstörungen andererseits. Immer wieder läßt sich an Hand der Höhenströmung ersehen, daß die Niederschläge der kalten Jahreszeit meist auf den Bereich rückdrehender Höhenströmung auf der Vorderseite der wandernden Höhenträge (250–270°, d. h. WSW bis W in 200–300 Millibar oder 9–12 km Höhe) beschränkt sind, sei es in Form konvektiver Schauer oder ausgedehnter frontaler Störungen, beides angekündigt durch den Aufzug rasch ziehender Cirren, oft in turbulent verwirbelten „labilen“ Formen mit herabhängenden Schneefahnen. Dreht der Höhenwind nach Durchgang eines Troges zurück (auf 290–300°), dann setzt eine Trockenperiode ein, mit der großartig klaren Sicht im frisch verschneiten Hochgebirge. Die Höhenströmung weht im Mittel mit einer deutlich nördlichen Komponente (280 bis 290°); deshalb sind die Nordhänge der Gebirge im Mittel stärker verschneit als die Südhänge.

Den Mechanismus der gesteigerten Konvektion auf der Vorderseite der Höhenträge hat RAMASWAMY (23) zutreffend mittels der potentiellen Wirbelgröße (Vorticity) interpretiert. Er gilt auch für die häufigen Staubstürme (21, 23) sowie die Sommerregen nördlich 35° Breite (so in der Umgebung von Kabul), wo die typischen, etwa zirkularen, von ESE nach WNW driftenden Monsunstörungen sich kaum noch auswirken. Eine überzeugende Interpretation dieses eigenartigen Befundes ist bisher noch nicht gegeben worden. Sie können überhaupt den Gebirgsrand (jedenfalls in unserem Gebiet) nur erreichen, wenn sie auf der Vorderseite eines Höhentrog nach N gesteuert werden; dieser Höhentrog

bringt bei Höhenströmung aus SW (21) eben auch im N Schauer und im Gebirge Gewitter, während das ausgedehnte monsunale Schlechtwettergebiet in den meisten Fällen die Randketten nicht überschreitet. Das zeigen viele Satellitenaufnahmen im Sommer 1964, 1966 und 1967 (4). Zyklonale Störungen sind auch in Russisch-Zentralasien in den drei Sommermonaten Juli–September ausgesprochen selten (21). Dagegen findet man dort in etwa 20–25 % der Zeit ein flaches Hitzetief ohne Niederschläge, aber mit starker Staubtrübung bis in 5–8 km Höhe und gelegentlich Sichtrückgang bis unter 1 km (dust fog), ähnlich in der Indusebene Pakistans.

Die Abbildung 2 zeigt, wie das Gebiet der dominierenden Sommerregen (mit über 40–50 %, ja an Einzelstationen in den Randtälern bis 75 % der Jahresmenge) sich auf die Punjab-Ebene und die Randgebirge beschränkt. In der Landschaft Kohistan beiderseits der gewaltigen Indusschlucht reichen diese am weitesten nach N, bis etwa 35° Breite, lassen aber die obersten Talabschnitte frei (Kalam, Naran). Im scharfen Gegensatz hierzu bildet der Sommer in den zentralen und westlichen Ketten des Hindukusch gerade die Trockenzeit. Ebenso wie im größten Teil Vorderasiens vom Mittelmeer bis zum Tarim-Becken liefern die Winter-Frühjahrsregen hier den Hauptteil der Jahresmenge. An den meisten Stationen des Hindukusch sind die sommerlichen Schauer ganz geringfügig, obwohl hier häufig ein schwacher Höhentrog (Pamir-Trog) liegt. Auch in den Tälern des zentralen Hindukusch (siehe Tabelle 1, Chitral, Drosh, Kalam) bleiben die Sommerregen in ihrem Prozentanteil deutlich hinter der Gleichverteilung zurück; die drei Sommermonate liefern an den Talstationen nur 5–15 % der Gesamtmenge. An den Talstationen des Karakorum (Misgar, Gilgit, Bunji, Skardu, Leh) ist der Jahresgang bei wüstenhafter Trockenheit wenig ausgeprägt; in den Tälern des nördlichen und östlichen Kaschmir bis hin nach Astor in Lee des Nanga Parbat sind die Sommerniederschläge allgemein relativ gering gegenüber denen der Hauptregenzeit im Spätwinter und Frühjahr.

Besonders auffällig ist die Situation in dem nach drei Seiten hin abgeschlossenen Becken von Peshawar sowie z. T. auch im fast 4800 m hohen Safed Koh (Parachinar, Ft. Lockhart). Hier treten zwei Hauptregenzeiten im Winter/Frühjahr und im Sommer auf, getrennt durch zwei deutliche Trockenzeiten im Juni (die im Safed Koh fehlt) und im Oktober–November. Ausläufer dieses ungewöhnlichen Jahresganges reichen noch in das Bergland zwischen Indus-Schlucht und Jhelum (so Oghi, Abbottabad) und das Swat-Tal (Saidu Sharif), wo allerdings die Trockenzeiten schwächer ausgebildet sind. Auffällig – und in seinen synoptisch-aerologischen Ursachen unbekannt – ist das Minimum der Niederschläge im November, der ähnlich wie der Oktober im zentralen Hindukusch zu den schönsten Reisemonaten zählt. In diesem Über-

gangsgebiet greifen die außertropischen Westdrift-Regenfälle der kalten Jahreszeit und die Monsunstörungen tropischer Herkunft des Sommers ineinander über, aber – im Gegensatz zur Sahara oder Zentral-Australien – auch in einem semi- oder vollhumiden Klimabereich mit Niederschlägen von 80 bis 150 cm/a.

Eine höchst wertvolle Quelle zur Ergänzung fehlender Niederschlagsdaten stellen die Abflussmessungen (Tabelle 3) dar, die heute als Grundlage der Wasserbewirtschaftung an vielen Flüssen durchgeführt werden (7, 11, 18). Ihre Fehlerquellen sind sicher nicht zu vernachlässigen; aber bei einem so lückenhaften, auf die Flußtäler beschränkten und daher unrepräsentativen Netz von Niederschlagsmessungen können sie jedenfalls bei regelmäßiger Durchführung und Kontrolle zu einer näherungsweisen Abschätzung dienen. Hierbei wurde die mittlere Abflusspende in l/s km² umgerechnet auf die Abflusshöhe in cm/Jahr ($1 \text{ l/s km}^2 = 3.156 \text{ cm/a}$).

Nehmen wir als Beispiel das kleine Flußgebiet des Salangbaches: in seinem Bereich existieren zwei Niederschlags-Meßstellen, Jabul Saray und Salang-Süd, letzteres an einem Vorsprung zwischen zwei Tälern gelegen und als hauptamtliche Station mit mehreren Beobachtern besetzt. Die Station ist zwar auf einem Dach aufgestellt – Foto in (25) –, aber in Anbetracht der regelmäßigen winterlichen Schneedecke bis zu 4½ Metern Mächtigkeit durchaus vertrauenswürdig. Die Abflusshöhe A von 78 cm pro Jahr überschreitet durchaus die Niederschlagsmenge am Pegel Jabul-Saray (54 cm/a), paßt aber gut zu den beiden Stationen am Salang-Paß (121 bzw. Salang-Nord 124 cm/a). Nimmt man hier im Hochgebirge einen mittleren Abflussfaktor $AF = A/N$ von 70 % an – das ist bei der starken Verdunstung im subtropischen Hochgebirge, besonders in der Schmelzperiode April/Juni, ein sehr hoher Wert an der Obergrenze –, dann ergibt sich ein Gebietsmittel des Niederschlags N von 111 cm/a; bei $AF = 65$ (60) % erhält man 120 (130) cm/a. Die höchsten Berge im Einzugsgebiet beiderseits des 3680 m hohen Salang-Passes überschreiten 4300 m. Schätzt man N aus den von WUNDT auf sehr allgemeiner Grundlage ermittelten Beziehungen (19, Tabelle 4) ab, so erhält man für eine Jahresmitteltemperatur von 10° 112 cm, von 5° aber 128 cm; bei einer geschätzten mittleren Seehöhe von 2700 m liegt dieses Jahresmittel nahe + 6° (Tabelle 7). Auch die beiden hier heranzuziehenden Formeln (20, S. 344) liefern mit 138 bzw. 114 cm nicht allzusehr abweichende Werte, wobei die Verdunstung in der Formel $A = N - 36$ mit 36 cm hier etwas zu gering erscheint. Der Mittelwert all dieser Schätzungen ist $N = 121$ cm, zufällig mit dem gemessenen Wert in 3100 m Höhe übereinstimmend; sein mittlerer Fehler dürfte 10–15 % kaum übersteigen. Aus ihm ergibt sich aus der Wasserhaushaltsgleichung eine (aktuelle) Gebietsverdunstung von

Tab. 3: Abfluß und Abschätzung des Wasserhaushalts (cm)

Fluß	Station	°N	°E	Einzugs- gebiet [km ²]	Periode	A	AF [%]	Gebiets-Niederschlag N					Mit- tel	V	
								a	b	c	d	e			
Kabul	Maydan	(A)	34.3	68.9	1320	1962-4	12.4	25	50	40	52	62	48	50	38
Kabul	Tangi Gharu	(A)	34.5	69.3	12990	1960-4	4.5								
Kabul	Naghlu	(A)	34.6	69.7	26070	1960-4	17.1	30	57	48	62	67	53	57	40
Kabul	Daronta	(A)	34.5	70.4	34400	1960-4	18.5	30	62	50	64	69	55	60	42
Kabul	Warsak ¹⁾	(P)	34.2	71.4	67500	1961-5	32	40	80	67	82	81	65	75	43
Logar	Sekhabad	(A)	34.1	68.7	4830	1962-4	5.1	15	34			53	41	(43)	(38)
Panjshir	Gulbahar	(A)	35.2	69.4	3500	1960-4	54	60	90	95	111	110	90	99	45
Salang	Jabul Saraj	(A)	35.1	69.2	438	1962-3	78	70	111	112	128	138	114	121	43
Gorband	Pule Asawa	(A)	35.1	69.0	4060	1960-4	22.2	40	56	56	70	73	58	63	41
Kunar	Chitral	(P)	35.8	71.8	10300	1964-6	64	65	99		93	111	100	101	37
Kunar	Asmar	(A)	35.0	71.3	20050	1961-4	50	60	83	91	107	105	86	94	44
Kunar	Kunar	(A)	34.6	70.9	24820	1960-4	50	55	91	91	107	105	86	96	46
Darya Pec	Caghasaray	(A)	34.9	71.1	3780	1961-4	41	50	82	81	97	95	77	86	45
Swat	Kalam	(P)	35.5	72.6	2020	1961-5	137	70	196		172	200	168	184	47
Swat	Chakdara	(P)	34.6	72.0	5770	1961-5	92	65	142	145		147	122	139	47
Gilgit	Gilgit	(P)	35.9	74.3	12100	1960-5	75	65	115	128	112	129	116	120	45
Indus	Darband	(P)	34.4	72.8	166000	1960-5	45	55	82	103	87	101	82	91	46
Kunhar	Garhi Habibullah	(P)	34.4	73.4	2370	1960-5	143	70	204	202	185	214	179	197	54

Zum Vergleich:

Jhelum	Mangla ²⁾	(P)	33.1	73.6	33000	1958-65	88	60	147	142		144	119	138	50
Serafschan	U. Fass Darja	(U)	~39	~67	4650	lang- jährig	55	66	84 ³⁾						29
	Bezirk Hoch- Badachschan	(U)	~38	~72	63700	lang- jährig	26	61	41 ³⁾						15

1) 1920-59 A ebenso = 32 cm 2) 1922-56 A = 84 cm 3) = gemessen

a Geschätzt nach angenommenem Wert für AF = A/N. (A) = Afghanistan, Lit. 11

b (c) Nach Wundt, Tab. 4 für $T_m = 10^\circ (5^\circ)$. (P) = Pakistan, Lit. 7

d Nach Formel A = 0.86 (N - 47.3) cm für Winterregengebiete. (U) = UdSSR, Lit. 18

e Nach Formel A = (N - 36) cm für winterkalte Gebiete mittlerer Breite.

43 cm, was im übrigen wieder gut der Formel A = (N-45) cm entsprechen würde (20, S. 344).

Nach diesem Verfahren wurden die in Tabelle 3 angegebenen Werte für V und N abgeschätzt. Mit Ausnahme vom Salang-Tal liegen alle Werte für N höher, z. T. wesentlich höher als die offensichtlich unrepräsentativen Niederschlagsmessungen in den Talstationen. Die recht gute Übereinstimmung der einzelnen Schätzungen sollte nicht darüber hinwegtäuschen, daß auch der Abflußfaktor nur auf einer (konservativen) Schätzung beruht. Die weitgehende Konstanz der Gebietsverdunstung - die hier nur zwischen 35 cm und 50 cm schwankt - spricht zwar nach allen Erfahrungen in anderen Gebieten keinesfalls gegen die Brauchbarkeit unserer Näherungsmethode. Aber bei der Abschätzung von zwei Termen der Haushaltsgleichung $N-V = A$ aus nur einem Meßwert mit Hilfe linearer empirischer Beziehungsgleichungen bleibt natürlich ein nicht unerhebliches Risiko bestehen. Die beiden Vergleichswerte aus der Sowjet-Union (18) beruhen auf Messungen von N und A, während V als Residual berechnet wurde. Die lang-

jährige Reihe vom Mangla-Staudamm im Jhelum-Tal wurde von KELLER (20) als Wirkung zusätzlicher Gletscher-Schmelze interpretiert, da hier der Abfluß mit $\sim 1,02 N$ größer war als der gemessene Niederschlag. Bei dem auffälligen Rückgang der Gebirgsgletscher infolge der globalen Erwärmung im Karakorum (und wohl auch im Hindukusch) muß diese Fehlerquelle in unseren Daten - jedenfalls für Chitral, Gilgit, Darband - sicher berücksichtigt werden. Aber wir werden wohl nicht fehlgehen, wenn wir ihren Anteil ähnlich wie in den Alpen nur auf vielleicht 10 % des sommerlichen Abflusses schätzen und die auffälligen Diskrepanzen zwischen dem gemessenen Niederschlag und dem Abfluß größtenteils dem Mangel an Repräsentanz der Niederschlagsbeobachtungen zuschreiben.

Die Beobachtungen vom Gilgit River (N ~ 119 cm gegenüber Messungen von 10 bzw. 13 cm in Misgar und Gilgit) zeigen eindeutig, daß die Niederschläge in den Hochlagen des westlichen Karakorum mindestens 150-200 cm, wahrscheinlich bis über 300 cm betragen. Das bestätigt die öfters dis-

kutierten Abschätzungen von Glaziologen wie PH. VISSER im Karakorum und R. FINSTERWALDER am Nanga Parbat, auch wenn dessen Schätzung von $N \sim 600$ cm meist als zu hoch angesehen wurde¹⁾.

In den wesentlich trockeneren, nur etwa 3500 m Höhe erreichenden Gebirgen Süd-Afghanistans und Belutschistans – wie sie eindrucksvoll vom Flugzeug aus auf den Strecken Karachi-Quetta und Teheran-Kabul beobachtet werden konnten – liefern etwa die Pegel Maydan und Sekhabad repräsentative Stichproben. Hier sind die Fehlerquellen viel größer, aber auch hier liegen die Schätzwerte für N erheblich über den wenigen Talstationen, so daß die Kammlagen jedenfalls 60–80 cm Niederschlag (größtenteils im Winter und Frühjahr) erhalten dürften.

Zusammenfassend ergibt sich, daß die zum Indus (einschließlich Kabul und Kunar) hin entwässernden Teile des Hindukusch und Karakorum ganz wesentlich höhere Niederschläge erhalten als bisher angenommen; diese überschreiten in den Hochlagen sicher an vielen Stellen 150–200 cm. In abgeschwächtem Maß dürfte das auch für die zentralafghanischen Hochgebirge – Kuh-i-Baba (5126 m), Parapamisos u. a. – im Einzugsgebiet des Helmand und Amu-Darja gelten; bei meinem Besuch lag Anfang November am Hajigak-Paß in 3260 m schon eine wasserreiche Schneedecke, die bis in die Täler hinunterreichte. Der kahle Eindruck der Vegetation täuscht völlig: Wenn man in den winterkalten, relativ gut besiedelten Gebirgen (Wintertemperaturen in rund 3000 m im Mittel -7° bis -10° , wie im westlichen Rußland) die Bauern viele Stunden weit die letzten Dornsträucher als Heizmaterial auf dem Rücken nach Hause schleppen sieht, dann wird einem die außerordentliche Rolle der

anthropogenen Waldzerstörung klar. Den von STENZ (8) offenbar viel zu gering geschätzten Niederschlägen stellen wir etwas realistischere Schätzungen gegenüber:

	STENZ (1957)	Autor (1968)
Pamir	100 mm	600–1200 mm
Badachschan	200 mm	500–1200 mm
Hindukusch	300 mm	600–2000 mm
Safed Koh	600 mm	800–1600 mm
Karakorum (W)	–	800–2500 mm

Diese gelten allerdings nicht für die Sohlen der inneren größeren Täler, deren wüstenhaft trockener Eindruck durch die Meßwerte (Tabelle 1) bestätigt wird. Der markante Gegensatz der mindestens semihumiden Hochgebirgskämme und Hanglagen zu den ariden Talsohlen erklärt sich (12, 13, 15) aus der Tagesperiodik der Hangwindzirkulation: Hier entsteht tagsüber regelmäßig eine Anordnung der Haufen- und Schauerwolken an und über den Kämmen, wo die beiderseitigen Hangaufwinde konvergieren, während die Talsohle unter der Wirkung einer Winddivergenz wolken- und niederschlagsfrei bleibt. Im Gegensatz zu den inneren Tropen – wo bei ständig feuchtlabiler Schichtung und entsprechenden Größenverhältnissen auch die umgekehrte Nachtzirkulation klimatisch wirksam werden kann (24) – reicht die schwache nächtliche Zirkulation mit der Konvergenz beiderseitiger Hangabwinde bei der recht trockenen Luft offenbar nirgends zur Bildung von Niederschlag aus. So bewirkt dieser von C. TROLL und SCHWEINFURTH (12–15) beschriebene Effekt eine systematische Neuverteilung der Niederschläge, wobei die Täler zu wenig, die Hang- und Kammlagen zu viel Niederschlag erhalten. Diese lokalen Zirkulationen sind hier im strahlungsreichen Hochgebirge so stark, daß sie sich auch bei den synoptisch bedingten Störungen durchsetzen und so auch die Verteilung der winterlichen Schneemengen kontrollieren; das gilt natürlich im Sommer in höherem Maße als bei den ausgedehnten Schlechtwettergebieten des Winters und Frühjahrs.

Wegen der Größenskala der Geländeformen einerseits, der konvektiven Vorgänge in der Atmosphäre andererseits läßt sich diese Niederschlagsverteilung zahlenmäßig nur mit einem sehr engen Stationsnetz oder einzelnen Meßprofilen mit einem Abstand der Meßpunkte von nur 1–3 km erfassen, sofern nicht ein Wetter-Radar-Gerät eine ähnliche räumliche Auflösung gestattet. Auf jeden Fall sind im unbewohnten Hochgebirge Totalisator-Messungen erwünscht – auch unter Berücksichtigung aller Schwierigkeiten. Sie sollten ergänzt (oder ersetzt) werden durch systematische Aufnahmen der Winterschneedecke, und ihres Wassergehaltes im Frühjahr, wie sie die WAPDA an zwei Stellen im Kunhar-Tal durchführen läßt

¹⁾ Für das Flußgebiet des Hunza (13 100 km²), der einige der am stärksten vergletscherten Ketten des westlichen Karakorum entwässert, wurde (bei Gilgit) 1966 ein Abfluß von 90 cm/a gemessen, gleichzeitig am Gilgit-River nur 77 cm. Hier muß man also (bei $V \sim 45$ cm) mit einem Gebietsniederschlag von 135 cm oder noch mehr rechnen. Da nach der neuen Minapin-Karte von H. J. SCHNEIDER (Z. für Vermessungswesen 93, 1968, 446–457) Talsohle und tiefe Terrassen wüstenhaft trocken sind (vgl. Misgar $N = 10$ cm), bestätigt dies Niederschlagsmaxima in den Hochlagen – wo sich in 3000–3400 m Höhe eine schmale Zone feuchtgemäßigten Nadelwaldes einschaltet – in der Größenordnung von mindestens 250 bis 300 cm. In einer soeben erschienenen Arbeit (Erde 100, 1969, 266–286) kommt SCHNEIDER sogar zu einem Wert von $N = 800$ cm/a bei einer sommerlichen Ablation von 5 bis 7 cm Wasser pro Tag (ähnlich LOEWE und KICK am Nanga Parbat). Doch bleibt die Extrapolation der hohen Gletschergeschwindigkeit des Sommers (96–176 cm/d) auf Winter bzw. Jahr natürlich unsicher. Bild 1 (a.a.O., S. 276) zeigt einen geschlossenen Wolkenwulst der Hangwindzirkulation mit einer Untergrenze von über 5000 m; aus den Klimadaten von Misgar (Anhang A) läßt sich eine mittlere Cumulusbasis von 5380 m errechnen.

Tab. 4: Schneedecke zu Beginn der Schneeschmelze (Mittel 1961–1965)

	Breite	Länge	Höhe	Termin	Schneehöhe	Wasserwert	Wassergehalt
Paya Makra Saddle	34° 31'	73° 29'	3050 m	Wende März/April	207 cm	79 cm	38 %
Saif ul Maluk	34° 53'	73° 41'	3230 m	Anfang Mai	225 cm	107 cm	47,5%

Tab. 5: Jahresgang der Abflußspende (Mittel 1960–1964, $l\ s^{-1}\ km^{-2}$)

		2.6	2.3	2.8	8.6	11.0	15.1	10.7	2.3	1.7	1.5	2.1	2.4	5.4
Kabul	Naghlu													
Panjshir	Gulbahar	2.5	2.4	3.3	8.9	38.5	75.4	53.7	16.6	7.2	4.9	4.0	3.1	17.1
Kunar	Kunar	5.5	5.4	6.2	11.5	19.6	31.4	38.9	31.4	19.1	9.5	6.8	5.9	15.9
Indus	Darband	2.3	2.0	2.6	3.9	8.2	23.4	39.2	36.6	17.5	5.6	3.2	2.6	14.7

Tab. 6: Potentielle Verdunstung (USA-Pfanne Class A)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr	reduziert ¹⁾ Jahr	Zeitraum
Kalam					206	244	255	222	171	144			. mm (130 cm)		1965–6
Saidu Sharif	58	69	134	158	238	274	265	236	188	142	83	57	1902 mm	141 cm	1964–6
Balakot	72	79	143	153	312	428	280	220	194	189	108	69	2247 mm	166 cm	1961–5
Tarbela Dam	83	116	180	242	392	540	408	274	236	256	143	94	2964 mm	219 cm	1961–5
Mangla Dam	79	102	169	238	383	390	261	204	185	184	118	84	2397 mm	177 cm	1960–5

¹⁾ Mit 0.74 auf offene Wasserflächen reduziert.

Tab. 7: Geschätzte Höhenlage der Isothermen (34–36° N)

Isotherme	+ 15°	+ 10°	+ 5°	0°	– 5°
Sommer	3100	4000	4800	5600	6400 m
Jahr	1600	2300	2900	3600	4400 m

(vgl. Tabelle 4). Eine soeben veröffentlichte Massenbilanz eines Gletschers im südlichen Hindukusch (Mir Samir, 35.1° N, 70.2° E, Gipfel 5809 m hoch) ergibt in guter Übereinstimmung mit unseren Resultaten im Spätwinter/Frühling eine Schneeakkumulation von 130 cm Wasserwert (Mittel 1957–1965) und eine sommerliche Netto-Ablation von 9 mm/d (26).

Der Jahresgang des Abflusses wird von der Schneeschmelze im Hochgebirge beherrscht. Tabelle 5 zeigt, daß das Abflußmaximum jeweils im Juni/Juli liegt, und zwar um so später, je größer das Flußgebiet und die Höhenlage der Gebirge ist. Obwohl die Sommerniederschläge – jedenfalls im Vergleich zu den Alpen, aber auch zu den Rocky Mountains – sehr gering sind, konzentriert sich der Abfluß auf die Sommermonate Juni-August. Das wirkt sich noch in dem Durchbruchstal des Indus bei Attock aus, in dem die Wassermassen des Indus und des Kabul/Kunar zusammen eine Wasserstandschwankung um maximal 21 m bewirken; hier tref-

fen gewaltige Niederschläge einzelner Monsunstörungen am Gebirgsrand (mit Mengen von 150–400 mm in 1–3 Tagen) mit den Schneeschmelzwässern aus dem Hochgebirge (und einzelnen Ausbrüchen von Gletscherstauseen) zusammen.

Für die aktuelle Verdunstung stehen (wie üblich) keine Vergleichswerte zur Verfügung, lediglich für die potentielle Verdunstung von Wasseroberflächen. Eine Anzahl von Verdunstungspfannen (des amerikanischen Class A-Typs) sind von der WAPDA aufgestellt worden; einige Meßreihen (7) wurden in Tabelle 6 zusammengestellt. Die Ergebnisse erscheinen durchaus vernünftig, insbesondere beim Vergleich mit Daten aus ähnlichen Klimagebieten: Tiberias-See in Israel 170 cm, Lake Mead am Colorado River oberhalb Las Vegas 204 cm, Great Salt Lake (Utah) 107 cm. STENZ (8) gibt für Kabul die Ergebnisse einer 5jährigen Meßreihe mit einer offen und ungeschützt aufgestellten Wildschen Waage (219 cm/a), die aber wegen der instrumentellen Fehlerquellen mit Tabelle 6 nicht vergleichbar

sind. Diese hohe Verdunstung und die geringen Niederschläge sollten in der Großstadt Kabul die Wasserversorgung sehr schwierig machen; tatsächlich ist aber dort bei einem Grundwasserstand von etwa 30 cm die Entwässerung das Hauptproblem!

Über die Änderung der klimatologischen Meßgrößen mit der Höhe ist sehr wenig bekannt, zumal hier lokale Bedingungen des Wärmehaushaltes und der Zirkulation eine erhebliche Rolle spielen. Der Niederschlag nimmt offenbar mit der Höhe zu, jedenfalls bis über 3000 m Höhe (Tabelle 4), in Übereinstimmung mit der raschen Zunahme des Windes (und damit der orographischen Stauwirkung) mit

der Höhe. Für die Temperatur lassen sich nur grobe Schätzungen durchführen (Tabelle 7), da – im Gegensatz zu den immerfeuchten äquatorialen Tropen, vgl. (24) – die einwandfreien aerologischen Meßwerte der Stationen Kabul und Srinagar (4) höchstens in Staulagen der Gebirge als einigermaßen repräsentativ angesehen werden können. Die erheblichen Sprünge, ja sogar Umkehrungen des thermischen Höhengradienten im Bereich Himalaya – Tibet (3) mahnen zur Vorsicht. Die Verdunstung dürfte mit zunehmender Tagesbewölkung mit der Höhe annähernd konstant sein, obwohl die Ventilation zunimmt; der Strahlungseffekt spielt sicher hier die Hauptrolle.

Anhang A

Zur Ergänzung der in den Tab. 1, 2 und 5 gegebenen Klimadaten seien hier für zwei bisher unveröffentlichte Stationsreihen noch einige weitere Mittelwerte mitgeteilt. Für die Übermittlung der Unterlagen sei den meteorologischen Diensten von Pakistan und Afghanistan, der WAPDA und dem Direktor des General Hospital, Saidu Sharif, herzlichster Dank ausgesprochen.

Saidu Sharif (34° 47' N, 72° 22' E, ca. 900 m, 1940–1966)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
Temperatur, Tagesmittel ¹⁾	7.5	10.3	14.2	19.5	24.9	29.2	29.2	27.2	24.4	19.4	13.1	9.4	19.0 °C
Temperatur, Tagesamplitude ²⁾	12.0	15.0	16.8	17.5	18.2	16.8	14.0	10.9	12.5	13.2	14.7	12.7	14.5 °C
Niederschlag, Monatssummen													
Maximum	267	222	238	228	137	215	232	207	151	74	140	246	1137 mm
Minimum	0	0	22	0	0	0	19	56	14	0	0	0	650 mm

Misgar (36° 47' N, 74° 46' E, 3102 m, 1945–1960)

Temperatur ³⁾ , Tagesmittel ¹⁾	—5.7	—4.5	+0.2	5.6	9.5	13.1	17.1	17.4	13.5	7.0	0.1	—4.8	5.8 °C
Temperatur ³⁾ , Tagesamplitude ²⁾	9.0	11.2	12.5	13.5	13.1	14.0	13.2	14.9	16.0	15.9	13.1	11.5	13.2 °C
Höchster Niederschlag in 24 h	9	15	29	23	32	11	51	10	12	10	8	9	51 mm
Relative Feuchte 05 h	79	72	78	61	56	52	46	47	50	54	70	76	62 %
Relative Feuchte 17 h	56	48	42	34	27	23	27	27	23	28	49	61	37 %
Gesamte Bewölkung 08 h	54	51	62	45	41	33	28	35	28	26	34	45	40 %
Gesamte Bewölkung 17 h	57	59	65	54	52	48	38	42	37	35	42	50	48 %
Gesamte Bewölkung, nur niedrige Wolken 08 + 17 h	10	10	13	10	9	5	4	5	5	5	9	12	8 %

Von den geringen Niederschlägen (Jahr 100 mm) fallen 23% in den drei Stunden 05–08 h, 39% in der Zeit 08–17 h und 38% zwischen 17 h und 05 h. Ohne deutlichen Tages- und Jahresgang überwiegen schwache Winde aus Ost bzw. West.

¹⁾ Aus 0.5 (Maximum + Minimum).

²⁾ Maximum–Minimum.

³⁾ 1948–1961 mit vielen Unterbrechungen; nur Näherungswert.

Anhang B

Afghanistan und das nördliche Pakistan stehen das ganze Jahr über unter dem Einfluß westlicher Höhenwinde. Da die Ergebnisse der Radiosonden-Stationen Kabul und Srinagar (Kaschmir) an leicht zugänglicher Stelle veröffentlicht werden (Monthly Climatic Data for the World), beschränken wir uns hier auf die Mitteilung einiger Ergebnisse von Pilotballon-Beobachtungen für die Schichten bis 4500 m Höhe. Daten von Kandahar zeigen auch im Sommer ein eindeutiges Vorherrschen westlicher Winde oberhalb 2000 m, bei einer tagesperiodischen Umkehr der Bodenwinde. Ebenso eindeutig wird die Westdrift durch die Höhenwinde von Peshawar belegt, mit einem deutlichen Tagesgang im Sommer.

Resultierende Höhenwinde in Kandahar (31° 37' N, 65° 48' E, 1010 m, 1958–1961)

			α	v_r	v_s	q	n	
Januar–Februar	08 h	2100 m	258°	3.5	8.2	43%	217	α = Richtung des resultierenden Windes (270° = W)
		3000 m	275°	9.1	15.0	65%	200	
		4500 m	277°	20.1	25.1	80%	152	
Juli–August	08 h	Boden	95°	4.6	5.6	84%	195	v_r = Geschwindigkeit des resultierenden Windes (Knoten)
	14 h	Boden	238°	6.3	7.3	86%	245	
	08 + 14 h	2100 m	247°	4.6	8.9	51%	206	v_s = mittlere (skalare) Windgeschwindigkeit (Knoten) $q = v_r/v_s$ = Beständigkeit n = Zahl der Beobachtungen
	3000 m	281°	5.2	9.3	56%	199		
	4500 m	288°	3.3	10.0	33%	176		

Resultierende Höhenwinde in Peshawar (34° 01' N, 71° 35' E, 359 m, 1962–1964)

Januar–Februar	11 + 17 h	1500 m	325°	5.0	7.0	72%	339
		2100 m	310°	5.4	8.2	66%	328
		3000 m	301°	5.4	9.5	57%	314
		4000 m	285°	10.1	14.0	72%	266
Juli–August	11 h	1500 m	17°	2.3	5.6	41%	184
		3000 m	297°	6.2	9.5	65%	170
		4500 m	287°	10.1	12.0	83%	144
	17 h	1500 m	149°	5.0	7.2	70%	184
		3000 m	254°	5.6	9.3	60%	161
		4500 m	302°	9.9	12.8	78%	127

Literatur

- O. M. TSCHELPANOVA: Srjednjaja Asija (Mittelasien). Klimat SSSR, Wypusk 3, Leningrad 1963.
- H. V. FICKER: Untersuchungen über die meteorologischen Verhältnisse der Pamir-Gebiete. Denkschr. Ak. Wiss. Wien 97 (1919), 151–255.
- H. FLOHN: Beiträge zur Klimakunde von Hochasien. Erdkunde 12 (1958), 294–308.
- : Contributions to a Meteorology of the Tibetan Highlands, Colorado State Univ., Atmos. Science Paper 130 (1958).
- India Meteorological Department: Memoirs Vol. 27, Part 5 (1949), sowie Climatological Tables of Observatories, Delhi 1953.
- : Memoirs Vol. 31, Part 3 (1962).
- West Pakistan water and power development authority (WAPDA): Annual Report of River and Climatological Data of West Pakistan, 1960–1966, Lahore.
- E. STENZ: Precipitation, Evaporation and Aridity in Afghanistan. Acta Geophysica Polonica 5 (1957), 245–263.
- NOUR MOHAMMAD HERMANN: Le Climat d' Afghanistan. Monographies de la Météorologie Nationale 52 (1965).
- Royal Afghan Meteor. Service: Monthly Weather Reports 1958 f.
- Dt. Wasserwirtschaftl. Gruppe Afghanistan: Min. f. Landwirtschaft: Afghanisches Gewässerkundliches Jahrbuch – Gebiet des Kabulflusses, Abflußjahre 1960/1964.
- C. TROLL: Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluß auf Niederschlag und Vegetation. Bonner Geogr. Abhandl. 9 (1951).
- : Die tropischen Gebirge. Bonner Geogr. Abhandl. 25 (1959).
- : Die klimatische und vegetations-geographische Gliederung des Himalaya-Systems. In: Khumbu-Himal Band 1, 353–388 (München 1967).

15. U. SCHWEINFURTH: Über klimatische Trockentäler im Himalaya. *Erdkunde* 10 (1956) 297–302; Vegetationskarte in *Bonner Geogr. Abh.* 20 (1957).
16. O. H. VOLK: Klima und Pflanzenverbreitung in Afghanistan. *Vegetatio Acta Geobotanica* 5–6 (1954), 422–433.
17. K. H. PAFFEN: Zum Klima des NW-Karakorum. *Erdkunde* 10 (1956), 22–23.
18. *USSR Committee for the International Hydrological Decade: Water Resources and Water Budget of the USSR Area* (in Russian). Leningrad 1967, 199 S.
19. W. WUNDT: *Gewässerkunde*. Springer-Verlag, Berlin 1953, 320 S.
20. R. KELLER: *Gewässer und Wasserhaushalt des Festlands*. Berlin 1961, 520 S.
21. V. A. BUGAEV, V. A. DJORDJIO and COLL: *Synoptic Processes of Central Asia* (in Russian). Ac. Sc. Uzbek SSR 1957, Translation World Meteorological Organisation, Geneva 1962, 645 S.
22. H. FLOHN: Comments on a Synoptic Climatology of Southern Asia. *World Meteor. Organ. Techn. Note* 65 (1963), 245–252.
23. C. RAMASWAMY: On the Subtropical Jet-Stream and its Role in the Development of Large-Scale Convection, *Tellus* 8 (1956), 26–60.
24. H. FLOHN: Ein Klimaprofil durch die Sierra Nevada de Merida (Venezuela). *Wetter und Leben* 20 (1968), 181–191; vgl. auch *Meteor. Rundsch.* 19 (1966), 157–165.
25. L. FISCHER: *Afghanistan. Medizinische Länderkunde* Bd. 2 (Heidelberg 1968), 168 S.
26. O. GILBERT and Coll: Regime of an Afghan Glacier. *Journ. Glaciol.* 8 (1969), 51 f.

DAS CHALUS-TAL UND SEINE TERRASSEN

Studien zur Landschaftsgliederung und Landschaftsgeschichte des mittleren Elburz (Nordiran)

Mit 8 Abbildungen und 5 Bildern

ECKART EHLERS

Summary: The Chalus Valley and its terraces: studies in the history and regionalisation of the central Elburz (North Iran)

The north flank of the central Elburz shows an exceptionally strong areal differentiation both vertically and horizontally. In the example of the Chalus Valley it is possible, using a geological foundation, to distinguish five sub-regions whose geologic and geomorphologic individuality is accentuated by differences in their respective plant covers:

a) the source area formed in easily-eroded Tertiary marls, whose rounded hilltops are covered by a loose rock-steppe vegetation (more than 2400 m)

b) the southerly valley of the river breaking through the Paleozoic of the central zone, and whose steep gorge sides and ravines are covered by mountain woodland of *Quercus-Carpinus* (2400–1000 m)

c) the Marzanabad basin, excavated in Mesozoic limestones and marls, distinguished in climatic-ecologic terms through its dryness and in plant-geographic terms as a transitional region between mountain woodland and lowland forest (1000–400 m)

d) the narrow northerly valley incised into Cretaceous limestones with humidity-loving subtropical lowland forest (400–20 m)

e) the Chalus delta fans, whose extensive silt-covered gravel areas have been stripped of their forest cover and taken in for rice fields (less than 20 m).

This sub-regionalisation of the Caspian mountain flank, is typical for large parts of central Elburz. The geologic structure and chain structure are the preconditions for this clear zonation which is strengthened and refined by macro- and mesoclimate.

The Chalus terraces, to the extent that their numbers and classification are obviously similar to other valleys

of the Elburz north flank, are significant in dating the Pleistocene and postglacial climatic and landscape history of north Persia. Since it appears possible to follow the physiognomically dominant 40–60 m terrace level in the mountains up to the end moraines of the Würm (?) -age Takht-e-Sulaiman glaciation and to correlate it in the confluence area with the 48 m NN high-water mark of the Caspian Sea, an early Würm-age formation must be regarded as probable. From this, however, follows a further, at least two-fold, climatic deterioration, corresponding to the two lower gravel terraces (20 m, 10 m). Therefore a three-fold division of the Würm cold period can be assumed for the central Elburz. In addition, the possibility of an older (Riss [?]) glaciation should not be rejected out of hand. Thick, tightly-conglomerated gravel banks, mostly covered by the 40–60 m level, have been incised by the Chalus at various points and dip under the recent valley floor. Riss-Würm interglacial tectonics indicate a displacement of these older gravels while the undisturbed deposition of the younger group of terraces allows one to assume tectonic peace since the Würm.

The widespread distribution of low 2–3 m and 1 m terraces indicates that minor climatic variations have occurred in post-glacial times.

Wie kaum ein anderer Abschnitt des großen altweltlichen tertiären Faltengebirgszuges bietet der mittlere Elburz in Nordpersien sowohl in seiner horizontalen wie vertikalen Gliederung ein reiches Mosaik verschiedener Landschaften. Als E-W streichende Barriere zwischen den semi- bis vollariden, warmgemäßigten Steppen und Wüsten des iranischen Hochlandes im S und den winterkalten Trockenräumen Zentralasiens im N besitzt vor allem die Nordab-