

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

ISSN 0373-0468

Herausgegeben von

W. Lauer - P. Höllermann - K.A. Boesler - E. Ehlers - J. Grunert - M. Winiger

Schriftleitung: H.-J. Ruckert

Heft 92

Stefan Weiers

**Zur Klimatologie des NW-Karakorum
und angrenzender Gebiete**

**Statistische Analysen
unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern
und eines Geographischen Informationssystems (GIS)**

1995

In Kommission bei
Ferdinand Dümmlers Verlag - Bonn

Zur Klimatologie des NW-Karakorum und angrenzender Gebiete

**Statistische Analysen
unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern
und eines Geographischen Informationssystems (GIS)**

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

ISSN 0373-0468

Herausgegeben von

W.Lauer · P.Höllermann · K.A.Boesler · E.Ehlers · J.Grunert · M.Winiger

Schriftleitung: H.-J.Ruckert

Heft 92

Stefan Weiers

**Zur Klimatologie des NW-Karakorum
und angrenzender Gebiete**

Statistische Analysen
unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern
und eines Geographischen Informationssystems (GIS)



1995

In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

— Dümmlerbuch 7642 —

Zur Klimatologie des NW-Karakorum und angrenzender Gebiete

**Statistische Analysen
unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern
und eines Geographischen Informationssystems (GIS)**

von

Stefan Weiers

mit 33 Tabellen, 192 Figuren und 6 Beilagen

In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

 **Dümmelerbuch 7642**

alle Rechte vorbehalten

ISBN 3 - 427 - 76421 - 4

© 1995 Ferd. Dümmers Verlag, 53113 Bonn

Herstellung: Druckerei Plump, 53619 Rheinbreitbach

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Prof. Dr. M. Winiger im Rahmen der von ihm geleiteten Arbeitsgruppe Physische Geographie innerhalb des DFG-Schwerpunktprogrammes "Kulturraum Karakorum".

Der nordwestliche Karakorum ist als Gegenstand für eine klimatologische Studie von besonderem Interesse, da der Charakter des Hochgebirgsklimas hier in extremer Ausprägung zur Geltung kommt und synoptisch die Einflüsse des indischen Sommermonsuns mit der außertropischen Westzirkulation in Wechselwirkung stehen.

Bisher liegen zur Klimatologie des Gebietes nur wenige Untersuchungen vor, die vorwiegend Einzelaspekte des Hochgebirgsklimas analysieren. In dieser Studie wird der Ansatz einer großräumigen Synthese gewählt, der ausgehend von einer systematischen Aufbereitung aller verfügbaren Klimadaten mit Hilfe statistischer Modellierungen zu flächendeckenden Aussagen über die wichtigsten Klimatelemente führen soll. Besondere Aufmerksamkeit gilt dabei dem Niederschlagsregime, das als Inputgröße essentielle Bedeutung für die Verfügbarkeit von Schmelzwasser für die labilen natürlichen und agrarischen Ökosysteme des Raumes hat.

Inhaltlich ist die Klimastudie eng mit den Parallelarbeiten von T. Cramer (Geländeklima Bagrot), G. Braun (Vegetationsstudie Hunza) und J.P. Jacobsen (Geländeklima, Landschaftsgeschichte Yasin) verzahnt. Darüber hinaus werden klimatologische Grundlagendaten im Sinne einer Naturrauminventarisierung auch für die kulturgeographischen und geisteswissenschaftlichen Teilprojekte des Schwerpunktprogrammes erarbeitet.

Danken möchte ich Herrn Prof. Dr. Winiger, der die Arbeit während des gesamten Verlaufs durch anregende Diskussionen und kritische Anmerkungen begleitete und förderte.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) finanzierte das Projekt zu wesentlichen Teilen. Auch dafür möchte ich meinen Dank aussprechen.

Der Koordinatoren des Schwerpunktprogrammes unter Leitung von Frau Prof. Stellrecht danke ich für die Bereitstellung der Projektinfrastruktur vor Ort und die Schaffung der forschungspolitischen Rahmenbedingungen in Pakistan.

In Pakistan möchte ich dem Direktor des Regional Meteorological Centre des Pakistan Meteorological Department (PMD) Herrn Majeed für die Unterstützung der Datenakquisition danken. Herzlicher Dank gilt auch den zahlreichen Mitarbeitern des PMD in der Zentrale und an den Wetterstationen vor Ort, die mit großer Gastfreundschaft und Hilfsbereitschaft meine Recherchen unterstützten. Stellvertretend seien die Herren Malik Israr Ali und Salim Khan genannt. Danken möchte ich auch den Mitarbeitern der WAPDA-Direktorate "Surface Water Hydrology" und "Hydrology and Research" für ihre Kooperationsbereitschaft.

Den Herren Dr. T. Cramer und Dr. J.P. Jacobsen danke ich für die Überlassung von Daten aus ihren Feldmeßprogrammen, Dr. G. Braun und U. Schmidt für Unterstützung bei der Erstellung von Computerprogrammen.

Frau R. Spohner und Herr M. Gref übernahmen die kartographischen Arbeiten.

Gedankt sei auch allen hier namentlich nicht genannten Kollegen und Freunden, die durch Gespräch oder technische Hilfsleistungen die Arbeit unterstützten.

Mein Dank gilt auch den Herausgebern der Bonner Geographischen Abhandlungen für die Aufnahme der Arbeit in diese Schriftenreihe.

Bonn, im Mai 1995

S. Weiers

Inhalt

Vorwort.....	V
Verzeichnis der Tabellen	X
Verzeichnis der Figuren.....	XI
Verzeichnis der Figuren (Anhang A).....	XII
Verzeichnis der Beilagen	XIV
1 Einführung.....	1
1.1 Naturräumliche Grundlagen.....	1
1.1.1 Abgrenzung und orographische Gliederung des Untersuchungsgebietes	1
1.1.2 Geologie	4
1.1.3 Geomorphologie.....	6
1.1.4 Vergletscherung.....	7
1.1.5 Vegetation.....	8
1.2 Klimatische Differenzierung im Überblick.....	10
1.2.1 Einstufung nach verschiedenen Klimaklassifikationen.....	10
1.2.2 Regionale Differenzierung	10
1.3 Synoptik und Zirkulation	13
1.3.1 Außertropische Westwindzirkulation	13
1.3.2 Der indische Sommermonsun.....	15
1.3.3 Lokale Windsysteme.....	21
1.4 Konzeption der Arbeit	22
1.4.1 Ausgangshypothesen	22
1.4.2 Zielsetzung und Vorgehensweise.....	23
2 Deskriptiv statistische Kenngrößen der wichtigsten Klimatelemente.....	25
2.1 Datenmaterial.....	25
2.1.1 Lage und hypsometrische Verteilung der Stationen.....	25
2.1.2 Verfügbare Reihen und Meßgrößen	26
2.1.3 Datenaufbereitung und Qualitätsbeurteilung.....	26
2.2 Niederschlag	28
2.2.1 Jahressummen und Jahresgänge.....	28
2.2.2 Variabilität (der Jahres- und Monatssummen).....	30
2.2.3 Extrema	31
2.3 Temperatur	31
2.3.1 Mittlere Jahresgänge.....	31
2.3.2 Extrema	32
2.4 Bewölkung.....	33
2.5 Sonnenscheindauer.....	34
2.6 Wind	35
2.7 Verdunstung.....	36
2.8 Abflußkenngrößen der wichtigsten Flüsse.....	37
2.9 Zusammenfassung und Schlußfolgerungen.....	38

3 Zeitliche Fluktuationen von Temperatur, Niederschlag und Abfluß	39
3.1 Interannuelle Schwankungen der Niederschläge.....	39
3.2 Vergleich der Mittelwerte von rezenten und kolonialzeitlichen Klimameßreihen.....	40
3.3 Zeitreihenfilterung.....	40
3.3.1 Niederschlag.....	41
3.3.2 Temperatur.....	42
3.4 Spektralanalysen.....	43
3.4.1 Niederschläge.....	43
3.4.2 Temperaturen.....	44
3.5 Zeitreihen der Jahresabflüsse.....	44
3.6 Diskussion qualitativer Indikatoren für Klimafuktuationen.....	45
3.7 Zusammenfassung.....	47
4 Typisierung thermischer und hygrischer Regime auf Basis von Korrelations-, Faktor- und Clusteranalysen	48
4.1 Korrelationen als Maß der räumlichen Kohärenz von Meßreihen.....	48
4.1.1 Niederschläge.....	48
4.1.2 Temperaturen.....	48
4.2 Gruppierung von Stationen mit Hilfe multivariater Analyseverfahren.....	50
4.2.1 Faktoranalysen.....	50
4.2.2 Clusteranalysen.....	53
4.2 Zusammenfassung und Schlußfolgerungen.....	54
5 Hygrische Gradienten	55
5.1 Ein lineares Regressionsmodell zur Erfassung des großräumigen Niederschlags- gradienten.....	55
5.1.1 Methodischer Ansatz.....	55
5.1.2 Diskussion der großräumigen Gradienten.....	56
5.1.3 Der Jahresgang der Residuen als Ausdruck der mesoskalig bedingten Abweichungen vom generellen Gradienten.....	57
5.2 Von der Talwüste zur Schneewüste - zum Problem der vertikalen Niederschlags- gradienten.....	59
5.2.1 Probleme der Meßtechnik und Stationsdichte.....	59
5.2.2 Berechnung von Niederschlagsgradienten durch Korrelation kurzer sommerlicher Meßreihen aus Hochlagen mit Talstationen.....	60
5.2.3 Zur Aussagekraft hydrologischer Meßreihen.....	64
5.2.4 Messungen von Schneeakkumulationen.....	66
5.2.5 Vegetationshöhenstufen als qualitative Indikatoren.....	67
5.2.6 Synthese: Hypothetische Vertikalgradienten des Niederschlages unter Einbeziehung indirekter Meßmethoden.....	68
5.3 Zusammenfassung und Diskussion.....	72

6 Thermische Gradienten	73
6.1 Berechnung von Gradienten aus kurzfristigen Meßreihen	73
6.1.1 Meßfahrt Khunjerab- Paß	73
6.1.2 Meßnetz Barpu-Gletscher Sommer 1987	75
6.1.3 Vergleich der Temperaturreihen Nomal und Naltar	76
6.2 Vertikale Zonierung der Vegetationsperioden	77
6.3 Berechnung thermischer Gradienten aus Monats- und Jahresmitteln reduzierter Reihen	79
6.4 Vergleich mit Temperaturen in der freien Atmosphäre	81
6.5 Zusammenhänge zwischen thermischem Regime und Wasserhaushalt	82
6.6 Zusammenfassung	84
7 Witterung und Niederschlagsgenese unter jahreszeitlich alternierenden Zirkulationssystemen	85
7.1 Charakterisierung von Niederschlagsregimen anhand täglich aufgelöster Meßreihen	85
7.1.1 Datenaufbereitung	85
7.1.2 Interpretation semilogarithmisch klassifizierter Häufigkeiten	85
7.1.3 Spurenniederschläge und Starkregen	87
7.1.4 Andauer von Niederschlagsperioden	89
7.2 Zusammenhänge zwischen Höhenwindparametern der Radiosonden Srinagar und Kabul mit Bodenniederschlägen im Untersuchungsgebiet	89
7.2.1 Datenmaterial und Ausgangshypothese	89
7.2.2 Ergebnisse	90
7.2.3 Schlußfolgerungen	94
7.3 Sommerliche Witterungsabläufe in Gletschergebieten	94
7.3.1 Biafo-Gletscher Sommer 1985	94
7.3.2 Tagesgänge meteorologischer Größen an der Station Miär Mai 1986	97
7.4 Synoptische Fallstudien anhand von DMSP-Wettersatellitenbildern, Wetterkarten und Bodenniederschlagsdaten	98
7.4.1 Datenmaterial	98
7.4.2 Zielsetzung	99
7.4.3 Methodische Probleme	101
7.4.4 Fallstudien zu sommerlichen Niederschlagsperioden	102
7.4.4.1 15. Juli - 8. August 1985	102
7.4.4.2 17. Juli - 23. Juli 1984	111
7.4.4.3 Diskussion	113
7.4.5 Fallstudien Winter/Frühjahrsniederschläge	118
7.4.5.1 30. März - 5. April 1987	118
7.4.5.2 4. März - 8. März 1987	120
7.4.5.3 5. - 8. Februar 1987	122
7.4.5.4 9. - 14. März 1986	124
7.4.5.5 Diskussion	124
7.5 Zusammenfassung	127

8 Digitale Klimakarten und weiterführende Auswertungen mit einem Geographischen Informationssystem (GIS)	128
8.1 Karte der mittleren Jahresniederschlagssummen (ca. 1:1 Mio.).....	128
8.1.1 Erfassung und Aufbereitung der digitalen Geländedaten.....	128
8.1.2 Der multivariate Regressionsansatz zur Berechnung einer Jahresniederschlagskarte	130
8.1.2.1 Basishypothesen und Randbedingungen	130
8.1.2.2 Methodische Umsetzung.....	131
8.1.2.3 Interpretation der Karte.....	135
8.1.2.4 Plausibilitätskontrolle.....	136
8.2 Hygrische Höhenstufen.....	141
8.2.1 Hypsometrie der Einzugsgebiete.....	141
8.2.2 Hygrische Höhenstufen und Vertikalgradienten des Niederschlages	142
8.3 Digitale Temperaturkarten.....	144
8.3.1 Methode.....	144
8.3.2 Interpretation	144
8.4 Thermische Vegetationsperioden als Indikator für das Anbaupotential	145
8.4.1 Berechnung thermischer Vegetationsperioden auf Basis monatlicher Mittel-145 temperaturen.....	145
8.4.2 Kartographische Umsetzung.....	146
8.5 Synthese: Karte der hygrothermischen Zonen	147
8.5.1 Methodischer Ansatz.....	147
8.5.2 Interpretation der Karte.....	148
8.6 Zusammenfassung	148
9 Fazit	150
Summary	153
Literatur	156
Anhang A	169
Beilagen 1 - 6	Tasche im hinteren Einband

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1: Lage der Klimastationen.....	25
Tab. 2: Mittlere Niederschlagssummen.....	29
Tab. 3: Variationskoeffizienten der mittleren Niederschlagssummen.....	30
Tab. 4: Absolute Tagesmaxima der Niederschläge.....	31
Tab. 5: Monatsmitteltemperaturen.....	32
Tab. 6: Mittlere monatliche Maximum- und Minimumtemperaturen.....	33
Tab. 7: Mittlere monatliche Sonnenscheindauer in % der maximal möglichen.....	35
Tab. 8: Mittlere Windgeschwindigkeiten in m/sec.....	36
Tab. 9: Mittlere monatliche Verdunstung in mm.....	37
Tab. 10: Mittlere monatliche Abflußwerte in m ³ /sec.....	38
Tab. 11: Korrelationsmatrix der Jahresniederschlagsreihen.....	49
Tab. 12: Korrelationsmatrix der Jahresmitteltemperaturen.....	50
Tab. 13: Regressionsgleichungen der großräumigen Niederschlagsverteilung.....	57
Tab. 14: Niederschlagssummen Sommer 1989 (mm).....	60
Tab. 15: Angaben verschiedener Autoren zu den Niederschlagsverhältnissen in den Hochlagen des Untersuchungsgebietes.....	69
Tab. 16: Thermische Kenngrößen.....	77
Tab. 17: Anzahl von agrarklimatischen "Wachstums-" und "Optimumtagen".....	78
Tab. 18: Lineare Regressionsgleichungen zur Bestimmung des vertikalen Temperaturgradienten.....	80
Tab. 19: Residuen der Regression Temperatur gegen Höhe (in °C).....	81
Tab. 20: Relative Häufigkeiten von Tagesniederschlägen < 0,3 mm (%).....	87
Tab. 21: Relative Häufigkeit von Starkniederschlägen (>= 25 mm) (%).....	88
Tab. 22: Mittlere Geschwindigkeiten (m/sec) der zonalen (U) und meridionalen (V) Windkomponenten im 700, 500 und 300 hPa-Niveau der Station Srinagar (1962-82).....	90
Tab. 23: Mittlere Geschwindigkeiten (m/sec) der zonalen (U) und meridionalen (V) Windkomponenten im 700, 500 und 300 hPa- Niveau der Station Kabul (1965-85).....	90
Tab. 24: Korrelationen der monatlichen Niederschlagssummen im Untersuchungsgebiet mit den mittleren zonalen (U) und meridionalen (V) Windgeschwindigkeiten in 3 Druckniveaus über Srinagar.....	93
Tab. 25: Rel. Häufigkeit der Windrichtungsklassen in Baintha.....	96
Tab. 26: Tägliche Niederschlagssummen vom 15.7. bis 9.8.85.....	103
Tab. 27: Tägliche Niederschlagssummen vom 16.7. bis 23.7.84.....	111
Tab. 28: Tägliche Niederschlagssummen vom 28.3. bis 5.4.87.....	119
Tab. 29: Tägliche Niederschlagssummen vom 2.3. bis 8.3.87.....	121
Tab. 30: Tägliche Niederschlagssummen vom 4.2. bis 9.2.87.....	124
Tab. 31: Tägliche Niederschlagssummen vom 9.3. bis 15.3.86.....	124
Tab. 32: Beobachtete und geschätzte Niederschlagssummen (mm) 1980-89.....	133
Tab. 33: Flächengröße und mittlere Höhe der Einzugsgebiete.....	142

Verzeichnis der Figuren (Textteil)

Fig. 1: Orographische Lageskizze des Untersuchungsgebietes	3
Fig. 2: Geologie des Hunza Gebietes.....	5
Fig. 3: Höhenstufen der Vegetation im Hunza-Karakorum	9
Fig. 4: Hygrisches Profil Himalaya-Vorland - NW-Karakorum	12
Fig. 5: Hypsometrische Kurve des Oberen Indus-Gebietes und angenäherte Höhenstufen des Niederschlages	13
Fig. 6: Verbreitung des asiatischen Sommermonsuns.....	17
Fig. 7: Monsunkonvergenzzone und Achse des Monsuntroges	18
Fig. 8: Ablaufschema.....	24
Fig. 9: Hypothetische Niederschlagsgradienten in verschiedenen Teilregionen	71
Fig. 10: Temperaturgradienten im Januar und Juli - Bodenstationen und freie Atmosphäre (Radiosonde Srinagar).....	82
Fig. 11: Mitteltemperaturen und Reflexionseigenschaften des DMSP-Sensors	102
Fig. 12: Meridionales Strömungsmuster der Interaktion von Monsun- und Westzirkulation	115
Fig. 13: Strömungsmuster der Interaktion von Monsun- und Westzirkulation.....	117
Fig. 14: Typische Niederschlagswetterlage im Frühjahr	126
Fig. 15: Ausschnitt des digitalen Geländemodells.....	129

Verzeichnis der Figuren (Anhang A, ab S. 169)

- Fig. A101 - A122: Klimadiagramme ausgewählter Stationen
 Fig. A201 - A208: Monatsmittel der Wolkenbedeckung in Aachtel
 Fig. A209: Lage der wichtigsten Flußeinzugsgebiete
 Fig. A301 - A313: Relative Abweichungen der Jahresniederschläge vom langjährigen arithmetischen Mittel
 Fig. A314 - A316: Vergleich der Mittelwerte rezenter und kolonialzeitlicher Meßreihen
 Fig. A317-A321: Zeitreihenanalysen der Niederschlagsreihen Drosh
 Fig. A322-A326: Zeitreihenanalysen der Niederschlagsreihen Gilgit
 Fig. A327-A331: Zeitreihenanalysen der Niederschlagsreihen Skardu
 Fig. A332-A336: Zeitreihenanalysen der Temperaturreihen Drosh
 Fig. A337-A341: Zeitreihenanalysen der Temperaturreihen Gilgit
 Fig. A342-A346: Zeitreihenanalysen der Temperaturreihen Skardu
 Fig. A347-A349: Periodogramme der Jahresniederschlagsreihen
 Fig. A350-A352: Periodogramme der Jahrestemperaturreihen
 Fig. A353-A355: Zeitreihen der Jahresabflüsse
 Fig. A401: Faktorladungen der Jahresniederschlagssummen
 Fig. A402: Faktorladungen der Tagesniederschlagssummen
 Fig. A403: Faktorenplot für Jahressummen
 Fig. A404: Faktorenplot für Tagessummen - gesamt
 Fig. A405: Faktorladungen der Tagessummen - Winter
 Fig. A406: Faktorladungen der Tagessummen - Frühjahr
 Fig. A407: Faktorladungen der Tagessummen - Sommer
 Fig. A408: Faktorladungen der Tagessummen - Herbst
 Fig. A409: Faktorplot Tagessummen - Sommer
 Fig. A410: Faktorplot Tagessummen - Winter
 Fig. A411: Dendrogramm der Clusteranalyse für normierte Monatsmittel von Temperatur und Niederschlag
 Fig. A501 - 513: Jahresgang der Residuen
 Fig. A514: Vertikale Niederschlagsverteilung Hunza im Sommer 1989
 Fig. A515: Vertikale Niederschlagsverteilung 1983
 Fig. A516: Korrelation der Tagesniederschläge von Karimabad (2300 m) und Phahi Phari (3550 m) vom 25.5. bis 17.7. 1987
 Fig. A517: Anzahl der Niederschlagstage
 Fig. A518: Lageskizze Yasin-Tal mit Klimastationen
 Fig. A519 - A522: Vertikale Differenzierung der Niederschläge im Yasin-Tal
 Fig. A601 - A603: Temperaturgradienten
 Fig. A604: Lageskizze Meßnetz Barpu-Gletscher
 Fig. A605 - A606: Vegetationsperioden
 Fig. A607 - A609: Kumulierte Häufigkeiten der täglichen Temperaturextrema und für agrarklimatische Schwellenwerte (7°C, 42°C)
 Fig. A610: Zusammenhang zwischen Abfluß und mittleren Maximumtemperaturen im Juli für den Hunza River
 Fig. A611: Tägliche Abflußmittel 1973
 Fig. A612: Abweichung der monatlichen Temperatur- und Abflußwerte vom langjährigen Mittel 1973

- Fig. A701 - A713: Häufigkeitsanalysen der Tagesniederschläge 1980-89
- Fig. A714: Durchschnittliche Andauer von Niederschlagsperioden
- Fig. A715 - A717: Tagesmittel wichtiger meteorologischer Parameter in einer typischen sommerlichen Witterungsperiode auf 4080 m NN
- Fig. A718 - A723: Tagesgänge wichtiger meteorologischer Parameter
- Fig. A724: Lageskizze des Biafo-Gletschers mit Windrose der Station Baintha
- Fig. A725: Niederschläge 16.7.- 9.8.1985
- Fig. A726: Niederschläge 16.7. - 23.7.1984
- Fig. A727a-d: Typische Wetterlagen im Sommer
- Fig. A728: Niederschläge 28.3.- 5.4.1987
- Fig. A729: Niederschläge 2.3. - 8.3.1987
- Fig. A730: Niederschläge 4.2. - 9.2.1987
- Fig. A731: Niederschläge 9.3. - 15.3.1986
- Fig. A732 - A734: Typische Wetterlage im Frühjahr (1.4.87)
- Fig. A735: Bodenwetterkarte mit Frontensystem (4.4.87)
- Fig. A801 - A803: Komponentenwirkungsdiagramme des Regressionsmodells
- Fig. A804: Normalverteilungsdiagramm der Residuen
- Fig. A805: Hygrische Sequenztypen der Vegetationshöhenstufen
- Fig. A806-A808: Hypsometrie der Einzugsgebiete
- Fig. A809-A811: Relativer Anteil der Höhenstufen am Gesamtniederschlag

Verzeichnis der Beilagen

- Beilage 1:** Karte:
Klimastationen im Untersuchungsgebiet
- Beilage 2:** DMSP - Bilder
- | | | |
|--------|---------|-----------|
| Bild 1 | 16.7.85 | 04.31 GMT |
| Bild 2 | 18.7.85 | 05.33 GMT |
| Bild 3 | 24.7.85 | 05.12 GMT |
| Bild 4 | 25.7.85 | 04.51 GMT |
| Bild 5 | 26.7.85 | 04.31 GMT |
| Bild 6 | 30.7.85 | 04.51 GMT |
| Bild 7 | 1.8.85 | 04.11 GMT |
| Bild 8 | 3.8.85 | 05.21 GMT |
- Beilage 3:** DMSP - Bilder
- | | | |
|---------|---------|-----------|
| Bild 9 | 5.8.85 | 04.31 GMT |
| Bild 10 | 17.7.84 | 03.59 GMT |
| Bild 11 | 18.7.84 | 05.20 GMT |
| Bild 12 | 19.7.84 | 04.49 GMT |
| Bild 13 | 5.3.87 | 05.42 GMT |
| Bild 14 | 6.3.87 | 04.21 GMT |
| Bild 15 | 7.3.87 | 03.59 GMT |
| Bild 16 | 8.3.87 | 05.20 GMT |
- Beilage 4:** Karten:
Mitteltemperaturen Januar
Mitteltemperaturen Juli
- Beilage 5:** Karten:
Höhenstufen
Thermische Vegetationsperioden und Nutzungspotential
- Beilage 6:** Karten:
Jahresniederschlag
Hygrothermische Zonen

1 Einführung

Der Karakorum ist großklimatisch als Übergangsraum zwischen den semihumiden, vom Monsun geprägten Himalayavorland und den zentralasiatisch kontinentalen Steppenträumen einzuordnen. Die von amtlichen Stationen vorliegenden Meßreihen (vgl. 2.1,2.2) aus den Hochgebirgstälern suggerieren zunächst vollaride Bedingungen mit Jahresniederschlägen unter 150 mm. Die enorme Akkumulation von Schnee- und Eismassen oberhalb 4500 m und die hohen sommerlichen Schmelzwasserabflüsse widerlegen jedoch diesen Eindruck und lassen den Hochgebirgskomplex als azonale hygrische Anomalie in einem subtropischen Trockengürtel erscheinen.

Zirkulationsgenetisch verzahnen sich tropische und ektrische Elemente. Das Witterungsgeschehen wird zwar im Jahresverlauf von Strömungen der außertropischen Westwinddrift dominiert, die ökologisch besonders bedeutsamen Sommerniederschläge sind jedoch zumindest partiell an die Monsunzirkulation des indischen Subkontinentes gekoppelt.

Der Hochgebirgscharakter des Klimas im Karakorum kommt durch steile thermische und hygrische Gradienten zum Ausdruck. Aufgrund der Überlagerung thermischer und hygrischer Ungunst, d.h. hohe Temperaturen und Verdunstung bei geringem Niederschlag im Tal gegenüber kurzen Vegetationsperioden bei relativ hohem Niederschlag in den Hochlagen, ist die Biomasseproduktion natürlicher Ökosysteme auf einen schmalen Optimumbereich begrenzt. In agrarischen Ökosystemen kann dieser Nachteil partiell durch die Zufuhr von Schmelzwasser in die Bewässerungsoasen auf den Tal-schwemmfächern ausgeglichen werden.

1.1 Naturräumliche Grundlagen

1.1.1 Abgrenzung und orographische Gliederung des Untersuchungsgebietes

Vorbemerkung: Eine Abgrenzung des Untersuchungsgebietes konnte weniger im streng naturräumlichen Sinne vorgenommen werden. Sie musste sich auch an Lage und Verfügbarkeit der amtlichen pakistanischen Klimastationen orientieren. Im Übergang zwischen Monsunklima des Tieflandes und den zentralasiatischen Trockenräumen erfolgte die Abgrenzung in erster Linie durch Ausschluß von Stationen mit eindeutig monsunalem Jahresgang von Temperatur und Niederschlag (z.B. Murree, Fig. A120). Aufgrund der Datenlage musste auch der südöstliche Karakorum ausgespart bleiben. Folgende Hochgebirgslandschaften werden von der Studie bearbeitet:

NW-Karakorum: Der NW-Karakorum bildet großräumig die Scharnierstelle zwischen Himalaya, Hindukusch und Pamir. Die genaue geographische Abgrenzung des Karakorum (Turk Wort für "Schwarze Berge", MIDDLETON, 1984) ist in der Literatur nicht unumstritten. Hier soll den neueren Überlegungen von TAHIRKHELI u. JAN (1984) gefolgt werden.

Die Karakorum-Ketten erstrecken sich auf einer Länge von ca. 650 km im zentralasiatischen Raum von 72°00 bis ca 79°00 östlicher Länge und zwischen 35°00 und 36.00 nördlicher Breite. Das generelle Streichen der Hauptkammlinien verläuft NW-SE. In E-W-Richtung dehnen sich die Karakorumketten vom östlichen Ladakh bis zum Hindukusch aus. TAHIRKHELI u. JAN (1984) ziehen die westliche Grenze des Karakorum zwischen Yasin und Mastuj im Raum Oberchitral und folgen damit weitgehend dem Vorschlag DESIOS (1963). Nördlich Yasin biegt die Westgrenze leicht nach E bis etwa 73°00 und 74°00 ab. Die Süd- und Südostflanken werden von der Hauptkette des Himalaya (Great Himalaya) abgegrenzt.

TAHIRKHELI u. JAN (1984) setzen dabei die südöstliche Grenze zwischen 78°00 und 79°00 E an

und ziehen dabei die Verbreitung der Ladakh-Granodiorite als Abgrenzungskriterium heran. Damit gehören nicht nur weite Teile Ladakhs, sondern auch die an den Kashmir-Himalaya angrenzende Deosai-Kette noch als Ausläufer zum Karakorum. Im N und NE grenzt der Karakorum an die Aghil-Kette und das Kunlun, im Nordwesten an den Pamir und im Westen an den Hindukusch.

Hydrologisch bildet der Karakorum die Wasserscheide zwischen den Flüssen Indus und Yarkand. Drei Gipfel überragen die Höhengrenze von 8000m NN: der K2 mit 8611m NN, der Hidden Peak oder Gasherbrum mit 8086m NN und der Broad Peak mit 8047m NN.

Die einzelnen Teilketten des Karakorum werden in der lokalen Sprache als "Mustaghs" (= Eisberge) bezeichnet. TAHIRKHELI und JAN (1984) differenzieren die Karakorum-Hauptkette von NW nach SE in Batura-, Hispar-, Baltoro-, Siachen- und Saser-Mustagh. Nördlich des Hauptkamms erstrecken sich beiderseits des Hunza-Rivers die Lughpar-Gruppe und die Ghujerab-Berge. Südlich der Hauptkette finden sich Rakaposhi, Haramosh-, Masherbrum und Baltoro-Gruppe, die unter dem Oberbegriff Lesser Karakorum zusammengefasst werden. (vgl. Fig. 1)

Der Gebirgsraum wird durch eine Vielzahl von Gletschertälern und von den im wesentlichen senkrecht zum generellen Streichen der Hauptkämme verlaufenden, tief eingeschnittenen Flußtälern des Yasin, Ishkoman, Hunza und Shigar untergliedert. An einzelnen Flußabschnitten finden sich zwar weite alluviale Talböden, größere intramontane Senken und Becken fehlen jedoch mit Ausnahme des Beckens von Skardu.

W-Himalaya: Südlich des Haramosh-Massivs, das noch dem Karakorum zugerechnet wird, bildet das Nanga Parbat-Massiv mit bis zu 8126 m NN die mächtigste Erhebung des westlichen Himalaya. Die gewaltige Massenerhebung fungiert als wirksame Niederschlagsbarriere für die nördlich angrenzenden Regionen. Die nach SE anschließenden Ketten des Kashmir-Himalaya bzw. des Deosai erreichen mit ihren Gipfeln nicht mehr die Marke von 6000 m NN. Im W des Nanga Parbat wird die Himalaya-Hauptkette vom Durchbruchstal des Indus durchschnitten und erreicht mit seinen Ausläufern westlich des Indusdurchbruchs kaum noch Höhen über 5000 m. Eine wichtige Pforte vom Himalaya zum Karakorum stellt der 4170 m hohe Babusar-Paß im Anschluß an das Kaghan-Tal dar.

Hindukusch und Lesser Hindukusch: Der südwestliche Bereich des Untersuchungsgebietes zwischen Swat-Tal und Chitral wird nach TAHIRKHELI u. JAN (1984) als Lesser Hindukusch bezeichnet. Der Raum gehört zur Landschaft Kohistan und geht südlich des Gilgit Flusses in den Karakorum über. Aufgrund der geringeren Kammhöhen (i.d.R. unter 4500 m) und der SW-NE verlaufenden Talzüge bildet dieser Raum eine wichtige Pforte für niederschlagswirksame Störungen aus SW und W. Zu diesem Gebiet gehört auch die von HASERODT (1989a u. b) und WICHE (1959) benannte Gilgit-Kette zwischen dem Indus-Tal bei Chilas und dem Gilgit-Tal nordwestlich von Gilgit. Im W und NW von Chitral bildet der pakistanische Hindukusch die Westgrenze des Untersuchungsgebietes. Die SSW/NNE streichenden Gebirgsketten kulminieren im Tirich Mir mit 7690m NN und wirken als Barriere gegenüber (winterlichen) niederschlagswirksamen Störungen aus N und NW.

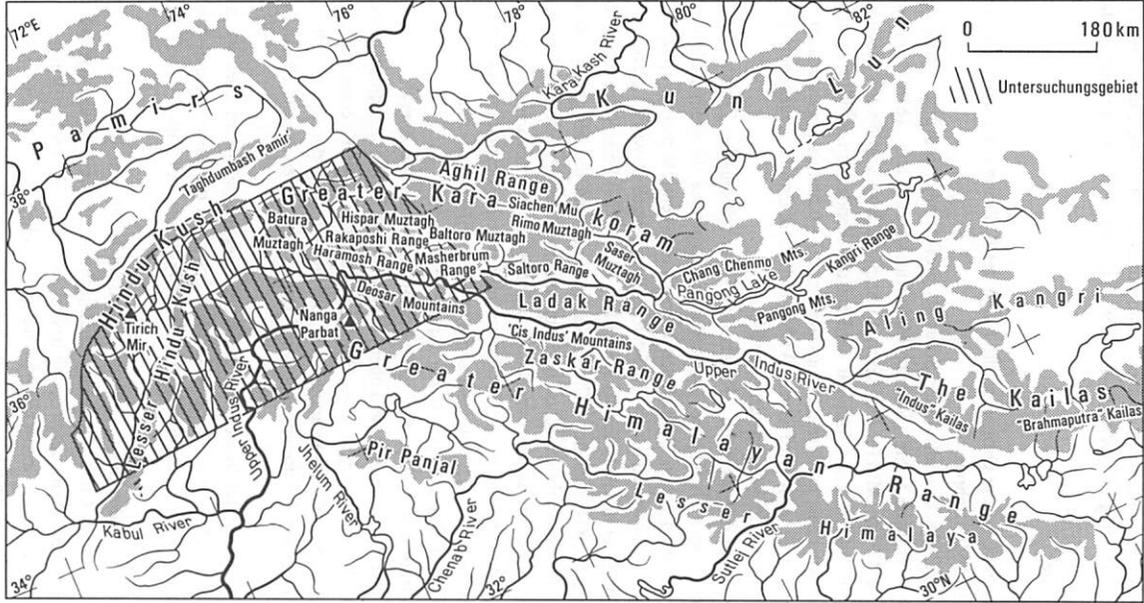


Fig. 1: Orographische Lageskizze des Untersuchungsgebietes
 Orographic sketch map of research area
 (aus: KHAN 1989, verändert)

1.1.2. Geologie

Die enormen Relieferhebungen des Gebietes sind durch großräumige, heute noch wirksame tektonische Bewegungen bedingt. COWARD et al. (1984) unterscheiden 3 tektonische Haupteinheiten:

- die Eurasische Platte,
- die Kohistan Folge,
- die Indische Platte.

Vereinfacht betrachtet, ist die Orogenese die Folge der Kollision der Eurasischen und der Indischen Platte seit etwa 100 Mio. Jahren.

Auf regionalem Maßstab kann die Indus Suture als großräumige Störungszone in 2 Linien differenziert werden - die nördliche Suture oder auch Main Karakorum Thrust (MKT) und die südliche Suture oder Main Mantle Thrust (MMT). Die Kohistan Sequenz wird von beiden Störungen umschlossen. Der Höhepunkt der tektonischen Aktivität wird auf die Wende Miozän/Pliozän datiert. Für die letzten 25 Mio. Jahre wird eine mittlere Hebungsrate von 0,7 - 0,8 mm/a angenommen. Die gegenwärtige Hebungsrate des Karakorum wird von OWEN (1989) mit 2 mm/a angegeben. Der Karakorum ist weitgehend noch Bestandteil der Eurasischen Platte.

GANSSER (1964) differenziert den Karakorum in 3 tektonische Zonen. Der nördliche Saum (z.B. oberer Hunza) wird als Thetys-Karakorum mit vorwiegend sedimentärer bis schwach metamorpher Fazies angesprochen. Südlich schließt sich eine zentrale metamorphe Zone mit Plutoniten an, die von einer "südlichen vulkanischen Schieferzone" abgelöst wird. Letztere wird nach neueren Arbeiten (COWARD et al. 1984, TAHIRKHELI u. JAN 1979) bereits der Kohistan Sequenz zugerechnet. Wichtige Formationen des "Thetys-Karakorum" sind die Misgar-Schiefer (Tonschiefer u. phyllitische Schiefer mit karbonatischen und quarzitischen Bändern und vereinzelt plutonischen Intrusionen), die Kilik-Formation mit 2000m mächtigen, oberdevonischen bis unterkarbonischen Crinoiden-Kalken und Dolomiten, die 4000m mächtige Gircha-Formation aus dem unteren Perm mit sandigen Sedimenten und die jungpaläozoischen Pasu Slates mit max. 1500m Mächtigkeit aus Schiefen und phyllitischen Schiefen sowie dunklen Kalksteinen.

Der Karakorum Batholith, eine plutonische Formation, bildet die zentrale Zone und erstreckt sich auf einer Breite von ca. 10 km in einem über 350 km langen Bogen. Er umfasst eine große texturale und lithologische Variationsbreite. Den Hauptgesteinstypen bilden vergneiste Biotit-Granodiorite, aber auch andere Varietäten des Granodiorites. Sie wurden sekundär von granitischen und pegmatitischen Gängen intrudiert. Radiometrische Datierungen schwanken in einer Spanne von 7 bis 50 Mio. Jahren.

Südlich des Batholithen schließt sich eine Serie überwiegend pelitischer Gesteine an mit nach N zunehmendem Metamorphosegrad von chloritischen Schiefen bis hin zu Granat-Staurolith-Schiefen. In diese metamorphe Serie sind auch die Marmorvorkommen mit Rubin-Lagerstätten in Hunza einzuordnen.

Die Northern Suture bildet die Grenze zur Kohistan Folge. Im Landschaftsbild fällt diese Zone zwischen Karimabad und Chalt durch eine chaotische Anordnung großer Gesteinslinsen mit Kalksteinen, Sandsteinen, Konglomeraten sowie basischen und ultrabasischen Vulkaniten in einer Matrix von chloritischen Schiefen (Grünschiefer). Die tektonischen Linsen einer "Melange" indizieren die Kollisionszone der Eurasischen Platte mit der Kohistan Sequenz.

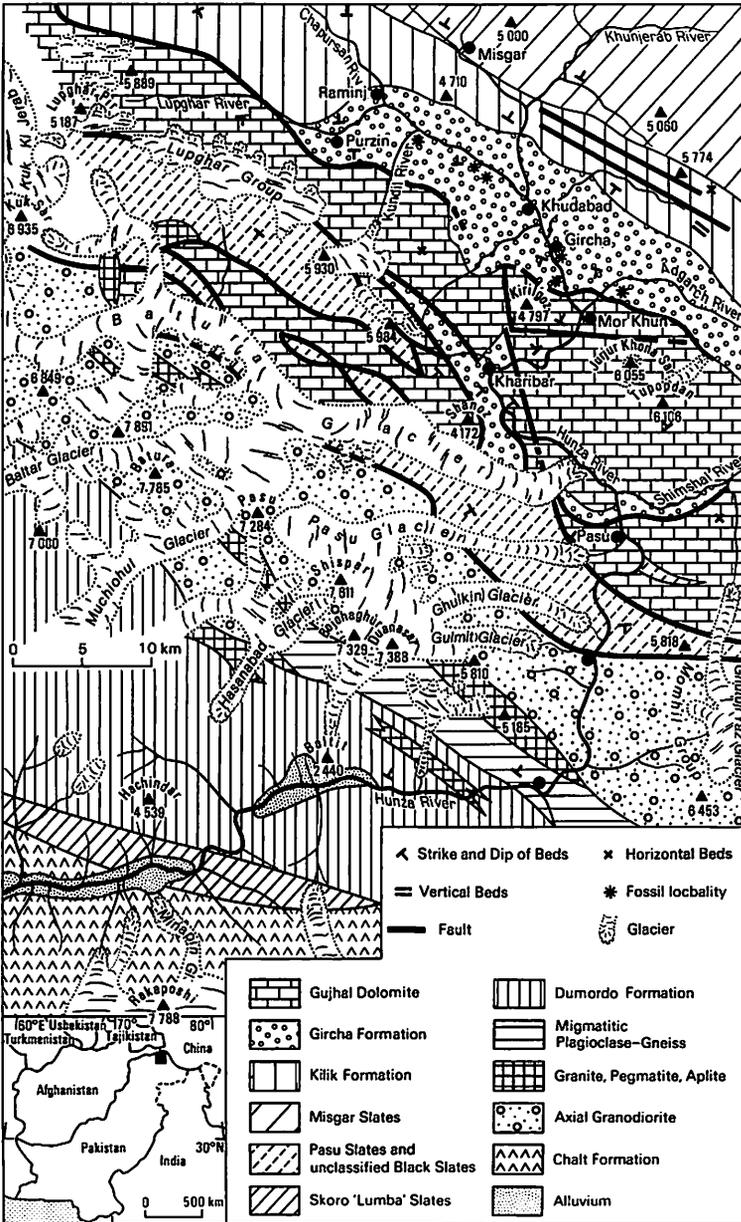


Fig. 2: Geologie des Hunza-Gebietes
 Geology of Hunza area
 (aus: GOUDIE et al. 1984)

Der Kohistan Arc wird von TAHIRKHELI u. JAN (1979) als Relikt der Kruste und des oberen Mantels eines ehemaligen Inselbogens zwischen den kollidierenden Landmassen Indiens und Eurasiens gedeutet. COWARD et al. (1984) halten diese Interpretation jedoch für noch nicht belegbar. Südlich der Chalt Gruppe und der tektonischen Bruchlinie lagern stark deformierte Abfolgen von Metagrauwacken, Schieferrn, Epidotiten, Tuffen, Amphiboliten und Basalten. Die Mächtigkeit beträgt mehrere Kilometer, doch durch Faltung und Überschiebung sind Wiederholungen der Serien möglich.

Südlich schließt sich ein plutonischer Gürtel an, der den mittleren bis unteren Krustenbereich des Bogens markiert, mit einer komplizierten Abfolge von Tonaliten, Dioriten, Apliten, Pegmatiten und basischen Ganggesteinen. Hervorzuheben ist der Chilas Komplex mit einer Mächtigkeit von ca. 8 km und einer Längserstreckung von ca. 200 km.

Die Indische Platte wird in ihrem Sockel überwiegend von Psammiten und Biotit-Schieferrn aufgebaut, die auf ein Alter von ca. 554 Mio Jahren datiert werden. Die Basiskonglomerate bei Besham mit Geröllern aus Quarziten, Graniten und Glimmerschieferrn leiten zu den Deckschichten mit u.a. mesozoischen Sedimenten über.

Die starke Petrovarianz auf engstem Raum muß im subtropischen Strahlungsklima bei fehlender Vegetationsdecke auch mikroklimatisch wirksam sein, da die Gesteine aufgrund ihrer unterschiedlichen Färbungen und Wärmekapazitäten in ihrer Wirkung als Strahlungsumsatzflächen erheblich differieren. Einen Eindruck der komplexen geologischen Struktur vermittelt Fig.2 am Beispiel des Hunza-Karakorum. Eine eingehende Diskussion des Forschungsstandes zur Geologie des Kakrakorum findet sich in SEARLE (1991).

1.1.3 Geomorphologie

Der Karakorum gilt als die Region mit der höchsten Reliefenergie der Erde (GOUDIE et al.1984, PAFFEN et. al. 1956, FINSTERWALDER 1959). Im Hunza-Tal wird eine Vertikalerhebung von 5938 m von der Talsohle bis zum Gipfel des Rakaposhi auf einer Horizontalabstand von nur 11 km durchmessen.

Die Gliederung der Täler lehnt sich eng an die geologischen Strukturen an, wie der Verlauf des konsequenten Hunza-Tales orthogonal zum Streichen der geologischen Formationen zeigt. Talverengungen korrespondieren mit morphologisch harten Formationen wie die Ghujal-Dolomite und die Karakorum-Granodiorite, weite Talböden mit weicheren Schichten wie Pasu-und Misgar-Schiefer (GOUDIE et al.1984, OWEN 1989).

Der Formenschatz der Hänge wird von GOUDIE et al.(1984) in folgende Typen klassifiziert:

- schnee- und eisbedeckte Hänge der Gipfellagen mit über 40° Neigung, überhängenden Wächten, Hängegletschern und Lawinenrinnen,
- saisonal schneebedeckte Felshänge mit 40-90° Neigung bis oberhalb 1000m über Talboden,
- glazial überformte Hangschultern in 2600-3600m mit alpinen Matten und Wacholderwäldern,
- Schutthänge mit 25-35° Neigung,
- Schutt- und Murenkegel mit zerrackelten Oberflächen, genährt von Sedimentlieferung der höher liegenden Erosionsrinnen und Schluchten, Hangneigung 7-20°,
- große flach geneigte (2-7°) Schwemmfächer, Akkumulation durch mächtige Schmelzwasserströme,
- Terrassenfragmente mit teilweise lakustinen Einschaltungen,
- Moränen mit unregelmäßiger Oberflächengestalt,
- Talfüllungen aus bis zu 150 m mächtigen, heterogenen Sedimenten mit Hangneigung ca. 7% und tiefen Flußeinschnitten.

Die flachen Schwemmfächer sind bevorzugte Standorte der Bewässerungsoasen.

Die Prozesse der Massenbewegung werden in erster Linie von der hohen Reliefenergie, der Gletscherdynamik (vgl. 2.4), der seismischen Aktivität und der vertikalen Differenzierung des klimatischen Regimes gesteuert (OWEN 1989). BRUNSDEN et al. (1984) betonen die Bedeutung katastrophischer Ereignisse für die rezente Landformung. Darunter fallen auch die zahlreichen Hazards, die den Karakorum als Lebensraum beeinträchtigen. GOUDIE et al. (1984) listen 22 Naturkatastrophen größeren Ausmaßes (Landslides, Schlammströme, Gletscherstau, Überschwemmungen etc.) seit 1858 auf. KREUTZMANN (1989) recherchierte 45 Hazards mit Kulturlandzerstörung von 1830-1988. Erst im September 1992 forderten Erdbeben, Muren und Überschwemmungen infolge katastrophaler Niederschläge allein in den Northern Areas von Pakistan 50 Todesopfer (BOHLE u. PILARDEAUX 1993). 90 Brücken und 300 Bewässerungskanäle wurden durch das Unwetter zerstört.

Generell ist die rezente Morphodynamik an die vertikalen Gradienten der klimatischen Parameter gebunden. So ist die morphologische Aktivität in den ariden Tallagen bis 3000m trotz Hanginstabilität durch Trockenheit gehemmt. Oberhalb 4500 m dominiert dagegen die Lawinenaktivität (dazu auch KUHLE 1988a). In den intermediären Lagen wirken Steinschläge, Hangrutschungen und Schlammströme. Auslösende Faktoren sind außer den seismischen Erschütterungen und der Gletscher-Aktivität vor allem das Zusammenwirken von Salzverwitterung und Frostwechsel. Einen Überblick zur vertikalen Staffelung dieser Prozesse gibt HEWITT (1989).

Die hohe Variabilität der Niederschläge mit Starkregenereignissen nach langen Austrocknungsphasen begünstigt den Abgang von Muren. Die hohe morphologische Aktivität in der Region kommt auch in den Sedimentfrachtraten der Flüsse zum Ausdruck. FERGUSON et al. (1984) schätzen den Sedimenttransport des Hunza auf 4800 t/km²/a des Einzugsgebietes. Daraus ergibt sich eine mittlere Denudationsrate von 1,8 mm/a - eine der höchsten der Erde.

1.1.4 Vergletscherung

Im zentralen Karakorum finden sich die größten Gletscherareale außerhalb der Polargebiete (von WISSMANN 1959). Die Gletschermassen bilden das entscheidende Speicherreservoir für den Wasserhaushalt bis weit in das Vorland des Hochgebirges (ALI 1989, KHAN 1989). Die Landwirtschaft im Karakorum ist ausschließlich auf Bewässerung aus Schnee- und Gletscherschmelzwasser angewiesen (WHITEMAN 1985).

Eine Vielzahl von Gletschertypen ist im Karakorum vertreten. Neben Firmmulden- und Firmkesselgletschern fällt besonders der hohe Anteil von firnfeldlosen Lawinengletschern auf, die nahezu ausschließlich von aus höheren Lagen herabstürzenden Lawinen genährt werden (PAFFEN et al. 1956, KICK 1985, von WISSMANN 1959, WICHE 1959). Die Fließgeschwindigkeiten der Gletscher im Karakorum variieren generell zwischen 100 u. 1000m/a (OWEN u. DERBYSHIRE 1989, BATURA INVESTIGATION GROUP 1979, KICK 1985, PAFFEN et al. 1956). Die teilweise hohen Fließgeschwindigkeiten haben Blockschollenbewegung und exzessive Spaltenbildung zur Folge (GOUDIE et al. 1984, LOEWE 1961). JIJUN u. SHUYING (1984) stufen die Gletscher des westl. Karakorum als mediterran-maritim und polythermal ein im Gegensatz zu den inländisch-kontinentalen Gletschern des tibetischen Hochplateaus. Die Gletscher der K2-Nordabdachung gehören nach KUHLE (1988a u. b) bereits zum Typus der kalten kontinentalen Gletscher.

Ein Zusammenhang zwischen der Monsunintensität im Sommer und dem Gletscherverhalten im Himalaya bei einer zeitlichen Verzögerung von 20-30 Jahren wird zwar von MAYEWSKI et al. (1980) angenommen. KUHLE (1988a) weist jedoch auf die Uneinheitlichkeit der Gletschervorstöße im Karakorum hin und schreibt sie Einflüssen der lokalen Orographie und der stark differierenden

Größen der einzelnen Gletscher zu. KICK (1985) stellt generell eine Korrelation der Gletschervorstöße Hochasiens mit globalen Trends in Frage. Generell ist von einer rezenten Rückzugstendenz der meisten Gletscher von einem bereits durch die Aufzeichnungen SCHLAGINTWEITS (1865) dokumentierten Hochstand der Gletscher im Karakorum und am Nanga Parbat in der 2. Hälfte des 19. Jhd. auszugehen.

Detailstudien zu den Gletschern des Hunza-Gebietes erstellten PAFFEN et al. (1956), SCHNEIDER (1969), GOUDIE et al. (1984). Letztere konnten unter Einbeziehung historischer Quellen eine langfristige Rückzugstendenz der Rakaposhi-Gletscher feststellen, wogegen Pasu- und Batura-Gletscher eher um eine konstante Zungenposition oszillierten. Detaillierte Untersuchungsergebnisse zum Batura-Gletscher geben chinesische Forschergruppen (BATURA INVESTIGATION GROUP 1979, YAFENG u. WENYING 1980, YAFENG u. XIANSONG 1984). Aufgrund von Massenhaushaltsberechnungen wird nach einer längeren Rückzugsphase ein Vorstoß des Batura bis zum Jahr 2000 prognostiziert.

Zahlreiche Untersuchungen bearbeiteten die quartäre Vergletscherungsgeschichte des Raumes. Nach neuesten Erkenntnissen können mindestens 3 ausgedehnte pleistozäne Vereisungen und 5 schwächere holozäne Vorstoßphasen nachgewiesen werden (OWEN, 1989). Das Ende der jüngsten Borit-Jhel-Vereisung wurde nach C14 auf ca. 8400 B.P. datiert. WICHE (1959) schätzt den Betrag der Schneegrenzdepression im Pleistozän für den zentralen Karakorum auf ca. 1000 m. Die orographischen Verhältnisse im nördlichen Karakorum erlaubten seiner Ansicht nach kein mit den Alpen vergleichbares Vorstoßen der Talgletscher, da ausgedehnte Becken zur Firnakкумуляtion auch im Glazial unter der Schneegrenze lagen. Dagegen herrschten im Raum Gilgit und Haramosh günstigere orographische Bedingungen, so daß ausgedehnte Talvereisungen nachweisbar sind. Auch OWEN (1989) konnte anhand von Terrassen und lakustinen Sedimenten ausgedehnte glaziale Überformungen im Raum Gilgit nachweisen, u. a. auch eine zeitweise Konfluenz von Eisströmen aus dem Hunza- und Gilgit-Tal, sowie ausgeprägte Eisstaus, die durch lakustine Sedimente im Gilgit- und Bagrot-Tal dokumentiert sind.

Die rezente Schneegrenze steigt vom W-Himalayá (4400-4800 m, nach HERMES 1965) kontinuierlich nach N hin an und erreicht im nördlichen Karakorum (K2-Nordabdachung) nach KUHLE (1988b) Höhenlagen von 5300 m NN. Auf lokalem Maßstab bestehen erhebliche expositionsabhängige Differenzierungen. HEWITT (mündliche Mitt. 1993) konnte im Biafo-Gebiet im zentralen Karakorum an einzelnen Südexpositionen Ausaperungen der Schneedecke bis auf 7000 m NN beobachten.

Glaziologische Forschungen aus den angrenzenden Nachbarräumen werden u.a. von GILBERT et al. (1969), GRUBER (1977), KOTLYAKOV et al. (1991), LOEWE (1961), MAYEWSKI et al. (1984) sowie JIJUN und SHUYING (1984) vorgestellt.

1.1.5 Vegetation

Der Zeigerwert der Vegetationshöhenstufen für die klimatische Differenzierung wird in 5.2.5 und 9.1.2.4 im Zusammenhang mit den statistischen Befunden eingehend diskutiert. Daher sollen an dieser Stelle einige knappe Hinweise genügen.

Bereits PAFFEN et al. (1956) verwiesen auf den markanten Rückgang der Gefäßpflanzenartenzahl um mehr als 50 % auf nur ca. 100 km Horizontaldistanz vom Nanga Parbat-Massiv bis zum Hunza-Karakorum infolge zunehmender Trockenheit. Dabei treten die westhimalayischen Florenelemente wie z.B. die immergrüne Steineiche (*quercus baloot*) und die Himalayazeder (*cedrus deodara*) zurück

und zentralasiatische Florenelemente - meist xerophytische Steppengräser - gewinnen an Dominanz. Die am Nanga Parbat noch dichten temperierten Nadelwälder erreichen im oberen Hunza ihre hygrysch limitierte nördliche Verbreitungsgrenze.

Die vertikale Staffelung der Vegetationsformationen von den ariden Talböden bis in die alpine Mattenzone kann aus Fig. 3 entnommen werden (dazu auch 5.2.5, 9.1.2.4). BRAUN u. WINIGER (1992) verweisen auf die Bedeutung der Exposition für die kleinräumige Standortdifferenzierung. So wird die obere Baumgrenze in der strahlungsklimatisch ungünstigeren Exposition von subalpinen Birken- und Weidengebüschen eingenommen, während auf der entsprechenden Südexposition noch Wacholderbestände (*juniperus macropoda*) stocken.

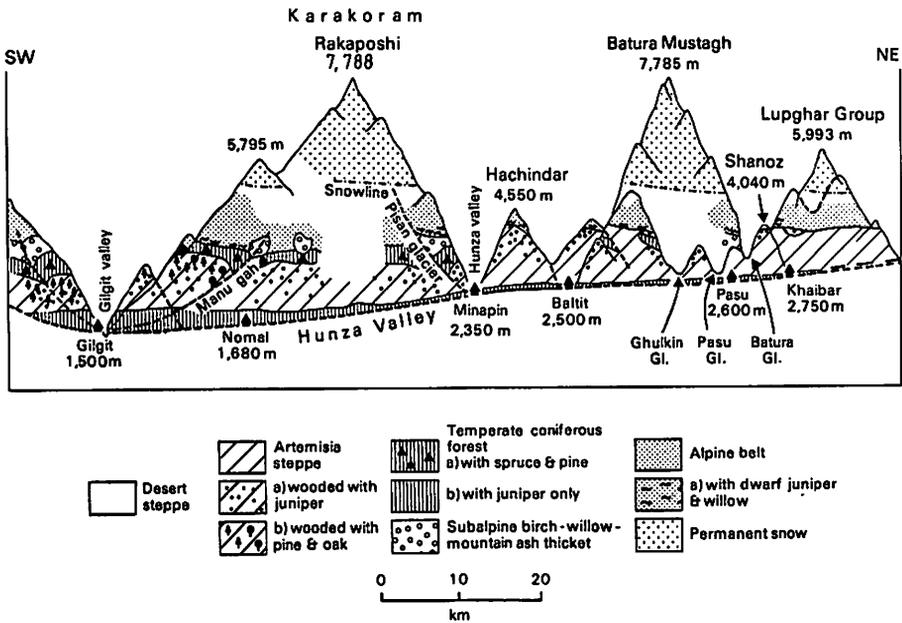


Fig. 3: Höhenstufen der Vegetation im Hunza-Karakorum
 Altitudinal vegetation zonation of Hunza-Karakorum
 (aus: GOUDIE et al. 1984 nach PAFFEN et al. 1956)

1.2 Klimatische Differenzierung im Überblick

1.2.1 Einstufung nach verschiedenen Klimaklassifikationen.

Nach der globalen Klimaklassifikation von KÖPPEN (1931) müsste der Großteil des Gebietes trotz seiner Lage in den Subtropen in die Kategorien der D- u. E- Schnee- und Eisklimate eingestuft werden. Die temperierten bis heißen Talbereiche können je nach Höhenlage als BWk- bzw. BWh-Klimate und die südlich der Himalaya-Hauptkette gelegenen Bereiche als Cwa angesprochen werden. Die Klassifikation von TROLL (1964) stuft die ariden Tallagen als Trockensteppen- (III 10/11) bzw. Halbwüstenklimate (III12) ein, was dem Landschaftscharakter der Lagen unterhalb 2800m voll entspricht. Die südlichen Randbereiche des Himalaya sowie der Raum Chitral befinden sich im Übergangsbereich zwischen den von subtropischen Hart- und Nadelholzgewächsen geprägten winterfeucht-sommertrockenen Klimaten des mediterranen Types und der Region der kurz sommerfeuchten und winter-trockenen Steppenklimate des Himalaya-Vorlandes mit subtropischen Dornstrauch- und Sukkulenten-Steppen. Die Hochgebirgslagen werden nach TROLLs Klassifikation als Höhenvariante der entsprechenden Tieflandzone ausgewiesen.

Nach saisonalen Kriterien ist die Klassifikation des Klimas von Pakistan nach SHAMSHAD (1988) ausgerichtet. Danach wird das Gebiet weitgehend dem 'extratropical quadruple season type' zugeordnet. Die weitere Differenzierung dieser Zone erfolgt nach hygrischen Merkmalen. Zu den ariden Hochländern mit winterlichem Niederschlagsmaximum zählt die Station Gilgit. Die semiariden Hochländer mit Wintermaximum werden von Drosh repräsentiert und die humiden Hochländer mit sommerlichen Maxima von Murree. Diese Differenzierung ist den regionalen Verhältnissen schon eher angenähert, läßt jedoch die diskontinuierliche vertikale Zunahme des Niederschlages gerade im Karakorum außer acht und ermöglicht keine eindeutigen Abgrenzungen innerhalb des Untersuchungsgebietes. Nach der hygrischen Klassifikation Pakistans von KHAN (1968), basierend auf den Thorntwaite'schen Verdunstungsformeln, gehören die Gebirgsregionen Nordpakistans zu den Regionen mit Wasserüberschuß.

1.2.2 Regionale Differenzierung

Eine erste Annäherung an eine klimatische Differenzierung auf regionaler Ebene vermitteln der Transsekt (Fig.4) sowie die Klimadiagramme (Fig. A101-A122). Der Jahresgang der Temperaturen an allen Stationen des Untersuchungsgebietes ist eindeutig 'nicht monsunal', da die charakteristische Abdämpfung der Juli/August-Temperaturen (Beispiel Fig. A119, Lahore) entfällt. Im Jahresgang der Temperaturen weisen alle Stationen Parallelität auf, die Unterschiede im Niveau der Temperaturen sind im wesentlichen eine Funktion der Meereshöhe. Auf feinere Differenzierungen soll an anderer Stelle eingegangen werden.

Obwohl die Diagramme weitgehend Tallagen repräsentieren, werden markante Unterschiede in den Summen und Jahresgängen der Niederschläge deutlich. Generell wird ein Gradient der Niederschlagsabnahme von SW nach NE sichtbar, der sich auch im großräumigen Verteilungsmuster der Vegetation widerspiegelt (vgl. TROLL 1938,1939,1967; SCHWEINFURTH 1956, BRECKLE 1974, PAFFEN 1956).

Fast alle Stationen nördlich der Himalayahauptkette weisen Jahresniederschläge von unter 250 mm auf, mit Ausnahme von Astor und Naltar. Vegetationsgeographisch repräsentieren sie die Zonen der Wüsten- und Artemisiasteppes. Die Bedeutung der westlichen Himalayahauptkette als Klimascheide und floristische Grenze wird bereits von TROLL (1939) und PAFFEN (1956) hervorgehoben. Analog zur Abnahme der Jahressummen nimmt auch der Anteil der Sommerniederschläge nach N hin

ab. Dies legt eine Abnahme des monsunalen Einflusses nahe. Selbst noch aufgrund ihres sommerlichen Sekundärmaximums als randmonsunal einzustufende Stationen wie Naran, Butta Kundi und Kalam erreichen kaum noch 10% Anteil der Sommerniederschläge (vgl. auch FLOHN 1969). Wie später noch erläutert wird, ist jedoch die Interpretation von Monatssummen im Hinblick auf die Genese der Sommerniederschläge nicht unproblematisch, da aufgrund der starken thermischen Konvektion über den ariden Talböden fallende Niederschläge bereits über Bodenniveau verdunsten (TROLL 1939, FLOHN 1970b). Auffallend ist der hohe Anteil der Winter/Frühjahrsniederschläge im Raum Chitral mit bis zu 60% bei einem markanten Maximum im April. Hier wird bereits der Einfluß eines "mediterranen" Niederschlagsregimes deutlich. Auf die genetischen Aspekte soll an anderer Stelle eingegangen werden. Als mediterran wird in klimageographischen Arbeiten ein sommertrockenes und winterfeuchtes Regime bei heißen Sommertemperaturen und milden Wintern bezeichnet. MEHER-HOMJI (1971) führte für Pakistan eine Abgrenzung des mediterranen Klimabereichs basierend auf den mittleren Anteilen der Sommerniederschläge am Jahresniederschlag durch. Der Raum Chitral gehört seiner Ansicht nach in den "gemäßigt mediterranen" Bereich mit weniger als 40% Sommerniederschlag. Vegetationsgeographische Belege sind mit dem Vorkommen mediterraner Florenelemente (vgl. BRECKLE 1974) gegeben. Klimagenetisch ist eine präzisere Untersuchung der synoptischen Zusammenhänge geboten (vgl. 7.1,7.3).

Den geringen Niederschlagssummen in den Tallagen des Karakorums stehen jedoch Indizien für eine rasche Zunahme der Niederschläge in den Hochlagen gegenüber:

- das Vorkommen feucht-temperierter Nadelwälder und alpiner Matten oberhalb 2800m NN,
- hohe Abflußwerte der Indus-tributären Flüsse wie Gilgit, Hunza, Shyok, Chitral (Z.B. Gebietsabfluß des Hunza-Einzugsgebietes > 900mm/a),
- die Akkumulation gewaltiger Schnee- und Eismassen oberhalb 5000 m NN,
- der enorme Vergletscherungsgrad; 50% der globalen Gletschermassen außerhalb der Polarkreise befinden sich im Karakorum, d.h. im Lee der Himalayahauptkette (WISSMANN 1959).

Einen ersten Eindruck von der vertikalen hygrischen Gliederung des Oberen Indus-Gebiets aus vermittelt HEWITT (1989) (vgl. Fig. 5).

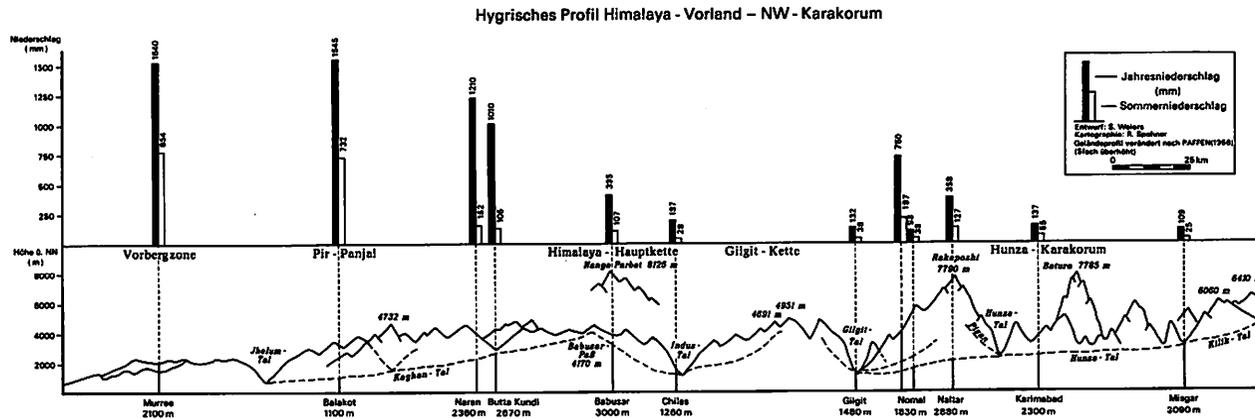


Fig. 4: Hygrisches Profil Himalaya- Vorland - NW - Karakorum
 Hygric transect Himalaya foothills - NW- Karakorum

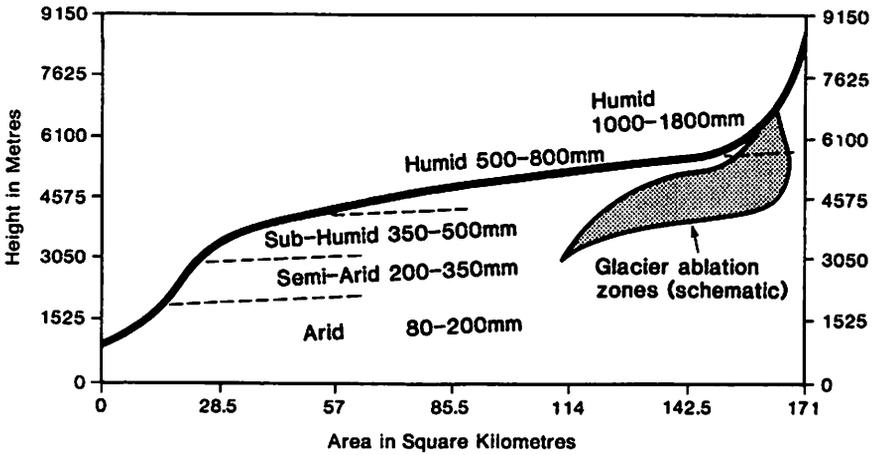


Fig. 5: Hypsometrische Kurve des Oberen Indus-Gebietes und angenäherte Höhenstufen des Niederschlages

Hypsometric curve for the Upper Indus Basin and approximate altitudinal bands of precipitation

(aus: HEWITT 1989)

1.3 Synoptik und Zirkulation

1.3.1 Außertropische Westwindzirkulation

Nach genetischen Klimaklassifikationen (z.B. ALISSOW 1954) ist der Karakorum in den subtropischen Hochdruckgürtel einzuordnen. Der Jahresgang der Witterung wird von der saisonalen Verlagerung der Druckgebilde und Windsysteme gesteuert und von subregionalen bis lokalen thermisch induzierten Zirkulationssystemen modifiziert.

Weststörungen dringen in den Monaten Januar bis April bis in das pakistanische Tiefland südlich 30°N vor. In den Hochgebirgen Nordpakistans unterliegt das Wetter ganzjährig dem Einfluß dieser Störungen. In den Monaten Januar und Februar wird Pakistan durchschnittlich von jeweils 7-8 westlichen Störungen passiert (SHAMSHAD 1988). Die Genese dieser Störungen ist an die großräumige Anordnung der Höhenröge in Form von ROSSBY-Wellen im Jetstream gebunden. Die Barriere der zentralasiatischen Hochländer bewirkt im Winter eine Divergenz des Strahlstroms in zwei Äste, die den zentralasiatischen Hochgebirgskomplex nördlich und südlich umströmen und im Osten Chinas konvergieren. An der Vorderseite der Tröge in der Frontalzone zwischen sibirischer Kaltluft und relativ warmer Subtropik-Luft bilden sich Störungen aus (FLOHN 1956, 70b). BARRY u. CHORLEY (1971) betrachten die mit der Höhenströmung aus dem Mittelmeerraum über den mittleren Osten herangeführten Störungen als Hauptniederschlagsquelle für den Oberen Indus-Raum. KAZI u. KHAN (1961) schränken die Niederschlagswirksamkeit der Störungen mediterranen Ursprungs ein und verweisen auf die starke Austrocknung der Luftmassen über dem iranischen Festland. SHAMSHAD (1988) bezeichnet diese Störungen als sekundäre Weststörungen die aus der westlichen Höhenströmung ausscheren. Auf dem Weg über die iranischen Landmassen verlieren sie

ihren zyklonalen Charakter mit ausgeprägten Warm- und Kaltfronten und erreichen Nordpakistan i.d.R. in okkludierter Form. LYDOLPH (1977) beschreibt den Lebenszyklus von Zyklonen, die ihren Ursprung im Raum östliches Mittelmeer/Schwarzes Meer nehmen, von dort in den asiatischen Kontinent eindringen und über dem Kaspischen Meer oder dem Aralsee regenerieren, bevor sie aus W bis NW den Pamir oder Tianshan passieren und dann auch Nordpakistan erreichen können.

Der Warmluftsektor dieser Zyklone ist auf der Bodenwetterkarte oft nicht mehr registrierbar. Die Temperaturgegensätze im Bereich der Fronten sind gering. Die Luftmassen im Warmluftsektor sind im Gegensatz zu europäischen Verhältnissen instabil geschichtet und neigen bei zunehmender Wasserdampfsättigung zu Schauerbildung. Im Vorfeld der Störung werden i.d.R. Cirrocumulus, Cirrostratus und Altocumulus registriert. Nach mündlicher Auskunft von Herrn MAJEED (Direktor des Reg.Met.Centre Lahore, 1990) können echte Frontensysteme auch auf Wettersatellitenbildern kaum ausgemacht werden, eher noch diffuse Cirrus- und Stratocumulusdecken. Niederschläge werden im Staubereich der Bergmassive durch orographische Hebung ausgelöst.

Entscheidend für den Witterungsablauf der Region ist die jahreszeitliche Verlagerung der Strahlströme. Sie tritt mit großer Regelmäßigkeit auf und ist laut WEICKMANN (1962) für die Kalendergebundenheit des Wetters in dieser Subtropenregion verantwortlich. Während der sommerlichen Monsunperiode verlaufen die Achsen des westlichen Jetstreams nördlich des Himalaya und Karakorum auf ca. 40°00 - 45°00 N (RAO 1981, WEICKMANN 1962, HAHN u. MANABE 1975, RAMASWAMY 1956). In den Hochlagen des Karakorum dominieren nach Ansicht der meisten Autoren auch im Sommer westliche Strömungen (FLOHN 1956, DE SCALLY 1989, WAGNER 1970, SHAMSHAD 1988). Ihre Niederschlagswirksamkeit und die Interaktion mit der Monsunzirkulation werden an anderer Stelle diskutiert. Nach Ansicht von RAMAGE (1952,65) ist die Bildung und Wanderung außertropischer Depressionen i.d.R. an den Jetstream gebunden. Das Ausscheren von Störungen aus dem zwischen 40 u. 45°00 strömenden Jet nach S in den Karakorum beeinflusst hier auch den sommerlichen Witterungsablauf.

Mit der Auflösung der tibetanischen Antizyklone und dem Rückzug des Monsuns (vgl. REITER u. HEUBERGER 1960, MOOLEY und SHUKLA 1987, KRISHNAMURTI und SURGI 1987) ab September erfolgt im Herbst ein abruptes Übergreifen des subtropischen Jets auf die Südseite der zentralasiatischen Bergländer. In dieser Jahreszeit kann laut WEICKMANN (1962) ein Strahlstromdelta über dem Karakorum liegen mit der Folge des plötzlichen Ausschwingens des Jets über den Himalaya/Karakorum hinweg nach S und einer Verkoppelung südlicher und nördlicher Strahlstrombänder. In der Regel führt die herbstliche Ausbildung des subtropischen Jets im Süden des Himalaya zu beständigen und stabilen Wetterverhältnissen im NW-Himalaya, Karakorum und den südlichen Vorländern (RAMAGE 1952).

Nördlich der zentralasiatischen Bergländer verläuft ein zweiter Ast des Jetstreams, der nach WEICKMANN (1962) als polarer Jet anzusehen ist. Der subtropische Jet im Süden ist mit Ausnahme des Aprils von der Polarfront abgelöst - im Gegensatz zu Nordamerika und dem Nordatlantik (RAMAGE 1952). In den Monaten November bis Januar ist die Lage des südlichen Jet relativ stationär. Die Winterniederschläge in Nordindien sind in dieser Zeit signifikant mit der Stärke der Höhenwestströmung korreliert (RAO u. SRINIVASAN 1969, RAMAGE 1952).

Im Frühjahr erfolgt ein Umbruch der Zirkulation, der zu einer Labilisierung der Wetterbedingungen im Bereich des NW-Himalaya und Karakorum führt. Mit der Aufheizung des indischen Subkontinentes tendieren die Westströmungen zu einer N-Verlagerung, die Stärke des subtropischen Jet am Rand des NW-Himalaya bleibt zunächst unverringert. Die Tendenz der N-Verlagerung wird von der Gebirgsbarriere zunächst gehemmt. Bereits YIN (1949) konnte für den April ein abrupt oszillierendes Verschwinden und Wiedereinsetzen des Jet südlich des Himalaya anhand aerologischer Befunde

nachweisen. Die Jet-Maxima waren unter abruptem Wechsel von Positionen südlich und nördlich der Gebirgsketten anzutreffen, ohne daß eine kontinuierliche Verlagerung stattfand. Diese Beobachtung wird von neueren Modellrechnungen (HAHN u. MANABE 1975) gestützt. Ein Zusammenhang zwischen dem Jahresmaximum der Niederschläge im April an den meisten Stationen des Untersuchungsgebietes und der durch die Oszillationen des Jet-Maximums hervorgerufene Labilisierung der Atmosphäre bietet sich an. Mit fortschreitender Jahreszeit tritt der Jet immer seltener südlich des Himalaya auf, bis im Juni eine vollständige Verlagerung in die sommerliche Position nördlich 40°00 N erfolgt.

Die Wirkung des Hochgebirges auf die Dynamik der Weststörungen in mechanischer und thermodynamischer Hinsicht wird von vielen Autoren hervorgehoben (FLOHN 1970, HAHN u. MANABE 1975, WEICKMANN 1962, REITER u. HEUBERGER 1960, KANTI u. RAO 1974, DE SCALLY 1989, RAMASWAMY 1956, RAO 1981, BOLIN 1950, YUNGI et al. 1987, MURAKAMI 1987a u. b). Die mechanische Barrierewirkung ist vor allem als Ursache des abrupten Übergangs des Jet von der Winter- in die nördliche Sommersituation anzusehen. Dieser Effekt wurde bereits von BOLIN (1950) theoretisch aus einem Gleichungssystem abgeleitet. Zur Stabilisierung und Intensivierung des Jets über dem Südrand des NW-Himalaya im Winter ist auch die Wirkung des Gebirges als Kältequelle verantwortlich. RAMAGE (1952) verweist auf die Abkühlung über den winterlichen Schneedecken und die daraus resultierende Verstärkung des meridionalen Temperaturgradienten.

1.3.2 Der indische Sommermonsun

Zur Definition: Eine klare begriffliche Fassung des Monsuns ist für die weiteren Ausführungen unerlässlich. Die ursprünglich verwendeten Monsundefinitionen basieren auf der Erkenntnis des jahreszeitlich alternierenden Wechsels der vorherrschenden Windströmung und deren Beständigkeit innerhalb definierter Perioden. Etymologisch ist der Begriff aus dem arabischen Wort "mausim" = Jahreszeit abgeleitet. Hierin kommt die Erfahrung der arabischen Seeleute mit den Einsetzen beständiger SW-Strömungen im Sommer über der Arabischen See zum Ausdruck.

Die klassische Theorie von E. HALLEY aus dem 17. Jhd. (nach FEIN 1987) faßt den Monsun als gigantisches Land-Seewindsystem auf, das durch den thermischen Gegensatz zwischen aufgeheiztem eurasischen Kontinent und dem Indischen Ozean induziert wird. HADLEY (nach FEIN 1987) ergänzte diese Theorie durch Einbezug physikalischer Gesetze und betonte die Rechtsablenkung der den Äquator von S nach N überströmenden Winde unter dem Einfluß der Corioliskraft (SW-Monsun).

V. CONRAD (1937) erweiterte die Vorstellung eines jahreszeitlichen Windwechsels um die Merkmale eines spezifischen Jahresganges von Niederschlag, Bewölkung und relativer Luftfeuchte. CHROMOW (1957) definiert den Monsun als einen jahreszeitlich wechselnden Wind, bei dem der Winkel der resultierenden Windrichtungen der entgegengesetzten Jahreszeiten mindestens 120° beträgt. FLOHN (1950) betrachtet die Monsunzirkulation unter dem Aspekt seiner Theorie von der allgemeinen planetarischen Zirkulation und leitet den indischen Sommermonsun aus der saisonalen Verlagerung der ITC ab. Dem thermischen Gradienten vom Ozean zum Kontinent kommt seiner Ansicht nach nur eine untergeordnete Bedeutung zu.

Indische Bearbeiter definieren den Monsun aufgrund seiner essentiellen Bedeutung für die Landwirtschaft des Subkontinentes über Niederschlagsschwellenwerte im Jahresgang - z.B. Überschreitung von bestimmten Pentadensummen (RAO 1981, DAS 1987, KRISHNAMURTI u. SURGI 1987). Klimastationen, die eindeutig im monsunalen Bereich liegen, weisen charakteristische Jahresgänge auf. Die Jahresmaxima von Niederschlag, relativer Luftfeuchte und Bewölkung liegen eindeutig in

den Monaten Juli und August. Die Abschirmung der Strahlung durch Bewölkung während der Monsunperiode äußert sich in einem frühzeitigen Jahrestemperaturmaximum in der Vormonsunperiode, d.h. im Juni.

Wie an anderer Stelle noch diskutiert wird, ist an den Klimastationen des Untersuchungsgebietes weder aufgrund des mittleren Jahresganges der Klimaelemente noch aufgrund der synoptischen Bedingungen eines der obengenannten Kriterien für ein Monsunklima erfüllt. Dennoch sind genetische Interaktionen zwischen Monsun und ektrorischen Zirkulationen denkbar. Die Verwendung des Begriffs "monsunal" in den folgenden Ausführungen impliziert daher die Herkunft einer Luftmasse aus dem monsunal geprägten Vorland des Himalaya/Karakorum und somit einen Wasserdampftransport aus den südlichen Vorländern in das Hochgebirge.

Großräumige Monsunzirkulation: Dem Einsetzen (Onset) des Monsuns geht eine markante Umstellung des großräumigen Zirkulationsmusters voraus. Über der Arabischen See setzt eine beständige Westströmung (vgl. JAMBUNATHAN u. RAMAMURTHY 1974, KAZI u. KHAN 1961, KRISHNAMURTI und SURGI 1987) einhergehend mit der Nordverlagerung der ITC, ein. Die außertropische Westwinddrift mit dem eingebetteten subtropischen Jetstream verlagert sich nach N. Die Jet-Maxima treten i.d.R. nördlich 40°00 N auf. Höhenwestströmungen werden jedoch bereits nördlich 30°00 im sommerlichen W-Himalaya und Hindukusch regelmäßig registriert (FLOHN 1970a, SIVALL 1977).

Die geographische Verbreitung der asiatischen Sommermonsune ist in Fig.6 skizziert. Es wird ersichtlich, daß das südliche Vorland der nordpakistanischen Hochgebirge an der äußeren NW-Grenze des Monsungebietes liegt.

Die Monsunzirkulation wird im wesentlichen von 3 Drucksystemen über dem asiatischen Kontinent gesteuert:

a) Das **Hitzetief über dem NW-Subkontinent** - mit Zentrum über Belutschistan/Sind bildet sich ab Mai durch die Aufheizung des Kontinentes (RAO 1981). Seine vertikale Mächtigkeit erreicht nach RAMAGE (1965) nur maximal 2000 m. Oberhalb einer Absinkinversion herrscht Subsidenz vor, wodurch im Kernbereich des Tiefs auch im Sommer weitgehend wolkenfreie Bedingungen bestehen. Daraus resultiert die sommerliche Trockenheit in Sind und Belutschistan. Die ungehinderte Einstrahlung bei Wolkenfreiheit hat auch einen Stabilisierungs- und Selbstverstärkungseffekt zur Folge. Detaillierte Angaben zur geographischen Verbreitung finden sich in SIVALL (1977) und SHAMSHAD (1988). Das Hitzetief induziert eine maritime SW- Strömung, die dem Druckgradienten von der Arabischen See und dem Indischen Ozean landeinwärts folgt.

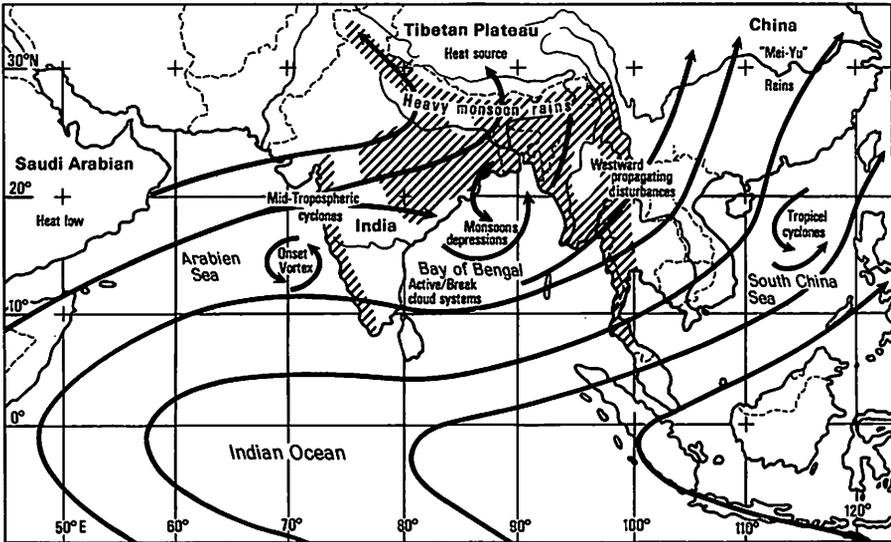


Fig. 6: Verbreitung des asiatischen Sommermonsuns: Bodennahe Luftströmungen, wichtige synoptische Phänomene, Gebiete mit hohen Niederschlägen durch SW-Monsun (schraffiert)
Occurrence of Asian summer monsoon: low level air currents, areas of high precipitation due to SW- monsoon (hatched)

b) Die Höhenantizyklone über Tibet entsteht durch die sommerliche Aufheizung des über 4000m hohen Hochplateaus in Verbindung mit einem Hitzetief in Bodennähe. FLOHN (1970b) wies für den Sommer über Tibet eine thermische Anomalie von $+6^{\circ}\text{K}$ im 300-400 hPa-Niveau nach. Der Wärmeüberschuß ergibt sich nicht nur aus der insolationsbedingten Aufheizung, sondern auch aus der Zufuhr latenter Wärme durch Monsunniederschläge vor allem in Osttibet (dazu auch MURAKAMI 1987). Die Folge dieser quasistationären Höhenantizyklone ist eine beständige Ostströmung (östl. Jet) in der oberen Troposphäre über dem Himalaya und dem südl. Vorland. In Bodennähe erfolgt eine Verstärkung des Druckgradienten vom Vorland zum Hochplateau. FLOHN (1970b) konnte im 700 hPa-Niveau eine beständige Strömung in das tibetanische Bodentief nachweisen. Zirkulationsdynamisch wirkt die Antizyklone blockierend auf die westlichen Höhenströmung und verursacht deren Ablenkung nach NE (REITER u. HEUBERGER 1960, FLOHN 1970b). Aufbau und Auflösung der tibetischen Antizyklone korrespondieren zeitlich mit dem Einsetzen und Abbruch der Monsunzirkulation.

c) Der "Monsuntrog" ist eine quasipermanente Zone tiefen Luftdrucks, deren Symmetrieachse sich vom Zentrum des Tiefs über Belutschistan in SE-Ausrichtung durch Nordindien bis in die Ganges-Niederung erstreckt (vgl. Fig. 7) (SHAMSHAD 1988, RAO 1981, DAS 1987). Die Achsenposition des Troges, die auf Bodenwetterkarten identifiziert werden kann, steuert maßgeblich die Wettersituation. Liegt sie über den Foothills des Himalaya, treten hier starke Konvektivniederschläge auf, während die Ganges-Ebene weitgehend trocken bleibt. Umgekehrt herrschen trockene Wetterbedingungen am Himalayasüdrand, wenn die Achsenposition über der Gangesniederung anzutreffen ist. Ergiebige Monsunniederschläge in Zentralindien sind die Folge, wenn die Trogachse südlich ihrer mittleren Position verläuft und bis in die Bucht von Bengalen reicht. Südlich des Hitzetiefs von Belutschistan und des Monsuntroges herrschen südwestliche Strömungen vom Indischen Ozean und der Arabischen See vor. Unter dem Einfluß der Gebirgsbarriere können sie nach W abgelenkt werden. Liegt die Trogachse über der Gangesebene, ist nördlich der Achse eine östliche Strömung entlang der Gebirgsbarriere zu verzeichnen.

Entlang einer Achse von der Küste bei Karachi nach NW bis in den nördlichen Punjab konvergieren maritime monsunale Luftmassen aus SW mit kontinentalen trockenen Luftmassen aus NW bis N, die entlang des Tiefdrucksystems über Belutschistan herangeführt werden. SHAMSHAD (1988) bezeichnet dies als **Monsunkonvergenzzone**. Ihre Position unterliegt jedoch saisonalen Schwankungen und ist keineswegs stationär. Die Konvergenzzone stimmt räumlich mit der von FLOHN (1970b,1950) postulierten nach N verlagerten ITC überein. Nach FLOHNs Ansicht ist der indische Sommermonsun als Variante der äquatorialen Westwindzone aufzufassen. WEISCHET (1988) und SHAMSHAD (1988) verweisen jedoch auf die Eigenständigkeit der Monsunzirkulation und betonen grundlegende Unterschiede in der atmosphärischen Schichtung und vertikalen Feuchteverteilung.

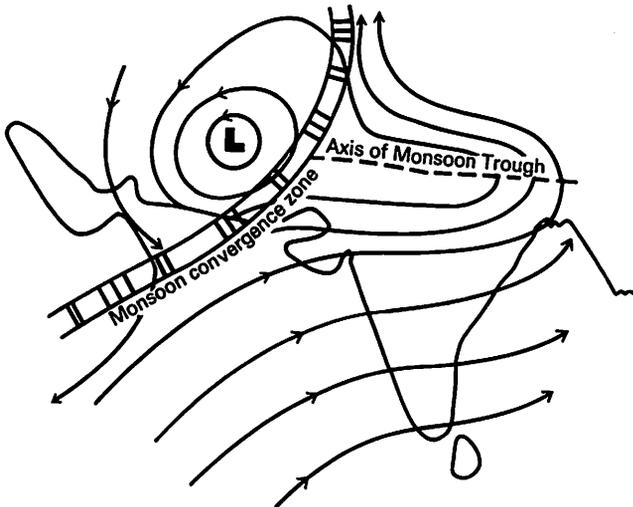


Fig. 7: Monsunkonvergenzzone und Achse des Monsuntroges
Monsoon convergence zone and axis of monsoon trough
(aus: SHAMSHAD 1988)

Wetterwirksamkeit und Niederschlagsgenese: Der Aufbau der den Monsun steuernden Druckgebilde und Windströmungen setzt in der Regel bereits einen Monat vor dem Auftreten der ersten Monsunniederschläge ein (RAO 1981, RAMAGE 1965, PRASAD u. RAO 1974, SHAMSHAD 1988). Die ersten Monsunniederschläge treten im Mittel in Südindien bereits zwischen 25.5. und 1.6. auf und erreichen Pakistan Mitte Juli (RAO 1981, MOOLEY u. SHUKLA 1987). Maximale Niederschlagsmengen werden im südöstlichen Himalaya gemessen (Beispiel: Station Cherrapunji 25°15'N/91°44'E, 1313 m NN mit 11437 mm/a!, Angabe nach HEYER 1981). Hier erreicht der Monsun auch seine maximale vertikale Mächtigkeit. Auslösend wirkt hier vor allem die erzwungene Konvektion im Staubereich des Hochgebirges. Hohe Niederschläge treten auch in den Küstenregionen Indiens auf (z.B. Kerala). Eine Übersicht der Verbreitung der Monsunniederschläge gibt DOMRÖS (1970). Mit zunehmender Entfernung von der Arabischen See bzw. dem Golf von Bengalen nimmt die Variabilität der Monsunniederschläge zu und die Menge ab. KAZI u. KHAN (1961) geben für die zentralen Landesteile Pakistans einen Variationskoeffizienten von ca. 90% für die sommerlichen Monsunniederschläge an. Sie betonen den pulsatorischen Charakter der Monsunereignisse. Auch die vertikale Mächtigkeit der feucht-maritimen Luftmassen geht von 6-8km im SE auf ca. 1 km im NW zurück (vgl. SIVALL 1977). Die Niederschlagswirksamkeit ist eng an die Lage der Monsunkonvergenzzone und des Monsuntroges gebunden. Vielfach werden die Monsunschauer von isolierten Monsundepressionen ausgelöst, die entlang der Trogachse nach NW wandern und genetisch als "gealterte" tropische Zyklone aus dem Golf von Bengalen gedeutet werden können. PRASAD u. RAO (1974) u. SHAMSHAD (1988) verweisen auf den Zusammenhang zwischen Monsunvorstößen und dem Durchzug von westlichen Höhentroggen nördlich 35°00 N und stellen eine Verbindung von tropischer und ektropischer Zirkulation her. Nach PRASAD u. RAO (1974) erfolgt häufig eine Intensivierung des Monsuns, wenn der bodennahe Monsuntrog von divergierenden Höhenströmungen überlagert wird (Verstärkung der Konvektion).

Der Rückzug des Monsuns setzt in Pakistan um den 1. September ein und schreitet nach SE fort. Die letzten Monsunniederschläge werden in Südindien noch Mitte Oktober registriert.

Wirkung der Hochgebirge: Neuere Modellrechnungen haben die zentrale Bedeutung der asiatischen Hochgebirge für die Zirkulation des Subkontinentes nachgewiesen. HAHN u. MANABE (1975) simulierten die atmosphärische Zirkulation über Asien mit jeweils einem Modell mit und ohne Hochgebirge. Bei der zweiten Modellvariante ergab sich eine Verlagerung des südasiatischen Hitzetiefs von der realen Position über Belutschistan nach NE bis auf 50°00 N; 115°00 E mit der Folge eines wesentlich kontinentaleren Klimas auf dem Subkontinent. YUNGI et al.(1987) sehen die Hauptwirkung der Gebirge basierend auf einer neueren Modellierung in der Positionierung der Höhenantizyklone relativ weit im N (Tibet) und der Hitzezyklone relativ weit im W (Belutschistan) im Vergleich zum "no mountain model". Beide Arbeitsgruppen begründen auch die sprunghafte herbstliche Wiederkehr des subtropischen Jet auf der Südseite der Gebirge durch den Effekt der Orographie (vgl. auch MURAKAMI, 1987). Die mechanische Wirkung des Gebirges besteht in der orographischen Hebung der feucht maritimen Monsunluftmassen an der Luvseite und der Kanalisierung der Strömung entlang der Himalayasüdseite nach NW.

Monsun am Nanga Parbat und im Karakorum - eine Kontroverse:

Die Frage des Vordringens monsunaler Störungen bis in den Karakorum nördlich des Indus-Durchbruches und ihrer Niederschlagswirksamkeit ist bis heute umstritten. Obwohl die Klimastationen des Untersuchungsgebietes im langjährigen Mittel nur schwache sekundäre Niederschlagsmaxima im Juli/August aufweisen, deuten zahlreiche Berichte von extremen Niederschlagsereignissen bis in den

Bereich des Hunza-Tales auf einen Einfluß der Monsunzirkulation hin. GOUDIE et al. (1984), FINSTERWALDER (1969) und ALI (1989) berichten von sommerlichen Starkregen im Hunzatal und deuten einen Zusammenhang mit Monsunereignissen an.

WAKE (1987) untersuchte im Gebiet des Biafo-Gletschers im zentralen Karakorum den Chemismus der Schneedepositionen (Na/Cl-Verhältnis) und ermittelte eine jahreszeitliche Wechsellagerung von Depositionen atlantisch/mediterraner Provenienz (Winter) mit Ablagerungen vom Chemismus der Arabischen See (Sommer). Letztere deuten auf ein sommerliches Vordringen maritimer Luftmassen aus den Monsungebieten in den Karakorum hin. Ähnliche Befunde liefern MAYEWSKI et al. (1984) anhand glaziochemischer Analysen vom Sentik-Gletscher in Ladakh.

Erster Anlaß zur Monsundiskussion waren die Bergkatastrophen am Nanga Parbat in den Jahren 1934 und 37 aufgrund von plötzlichen Schlechtwettereinbrüchen, die von A. WAGNER (1934) mit Monsuneinbrüchen in Verbindung gebracht wurden. WIEN (1936) hebt eine Überlagerung von Einflüssen einer westlichen Störung mit einer warmfeuchten monsunalen Luftmasse hervor. FLOHN (1953) arbeitete die meteorologischen Meßreihen der deutschen Nanga Parbat-Expedition im Mai-Juli 1953 auf und sieht die wesentliche Ursache für Schlechtwettereinbrüche in Vorstößen außertropischer Kaltluft aus Höhenträgen. Bei allen Schlechtwetterperioden dieser Zeit lag die Monsunkonvergenz weit vor den Randketten des Himalaya bei etwa 30°00' N. Der eigentliche SW-Monsun blieb durch eine Zone variabler N bis SE Winde vom Südrand des Himalaya getrennt. Die Gipfelregionen des NW-Himalaya und des Karakorum unterlagen dagegen im Bereich der außertropischen Westwinddrift. FLOHNs Auswertungen der Wolkenbeobachtungen der Expedition im Zusammenhang mit Höhenwindmessungen der Stationen Drosch und Lahore zeigen den engen Zusammenhang zwischen Schlechtwetterbedingungen am Nanga Parbat und außertropischen Kaltluftvorstößen, die an Höhenträge der Westzirkulation gekoppelt waren. Schneefälle am Nanga Parbat traten in Verbindung mit einer Änderung des Wolkenzuges im Ac-Niveau von SSW nach W auf. Umgekehrt koinzidierten 2 tägige Monsunniederschläge in Murree mit Aufheiterung am Nanga Parbat, die eine 6 tägige Schönwetterperiode einleitete.

Ein Zusammenwirken von durch Westtröge induziertem Druckfall und dem Vordringen monsunaler Störungen aus dem indopakistaniischen Tiefland in die nördlichen Hochgebirgsregionen ist jedoch nach FLOHN (1953, 69,70) nicht auszuschließen.

G. WAGNER (1970) dagegen schließt einen Einfluß des Monsuns auf das Wetter am Nanga Parbat völlig aus. Seiner Ansicht nach erreichen die Monsunstörungen nur den äußeren Himalayarand, und die Niederschläge am Nanga Parbat sind ausschließlich an Kaltluftvorstöße in Verbindung mit westlichen Höhenträgen gebunden.

Die Bergketten des Himalaya und Karakorum stellen für vordringende Monsunstörungen ein wirksames Hindernis dar. Die vertikale Mächtigkeit des Monsuns nimmt generell vom SE-Himalaya nach NW hin ab. SIVALL (1977) untersuchte die Monsunzirkulation an der äußersten nordwestlichen Verbreitungsgrenze im afghanischen Raum. Demnach werden die Hochlagen des afghanischen Hinduksch nicht mehr vom Monsun erreicht. Die vertikale Mächtigkeit der unteren feuchten Monsunströmung erreichte über Jalalabad im Mittel 1200 m.

Auch RATHJENS (1978 a u. b.) hält einen Monsuneinfluß für die Hochlagen des afghanischen Hinduksch für unwahrscheinlich.

Für das Untersuchungsgebiet ist anzunehmen, daß ein Überströmen von Kammlinien über 5000m vor allem im westlichen Bereich kaum möglich und das Vordringen bodennaher Monsunluftmassen über "Pforten" wie Täler, Pässe und Plateaus mit weniger als 4000m Höhe erfolgen muß.

Eigene Beobachtungen im Raum Gilgit, Hunza und Baltistan im Sommer 1990 zeigten, daß Schlechtwetterperioden häufig von durch Westwinde abgewehten Schneefahnen an Gipfeln über

7000 m angekündigt wurden. Gleichzeitig konnte in den Tälern ein Anstieg der Luftfeuchtigkeit verzeichnet werden, der auf von S heranziehende Luftmassen aus dem Tiefland schließen läßt. Heftige Niederschläge in Gilgit und Skardu korrespondierten bei einer zeitlichen Verzögerung von 1-1,5 Tagen mit extremen Monsunstarkregen in den Räumen Rawalpindi, Abbottabad und Peshawar, die in Zeitungsberichten übermittelt wurden. Diese Beobachtungen stützen die von FLOHN (1956) postulierte Interferenz von Troglagen über Zentralasien mit Monsunstörungen. Auch neuere großräumige Untersuchungen von REIMERS (1992) deuten auf einen Monsuneinfluß weit über das Vorland hinaus. KUHLE (1988b) hält sogar einen Monsuneinfluß an der K2-Nordflanke für möglich. Als Indiz wertet er die hohen Sommerniederschläge während einer Expedition im Sommer 1986.

Nach Auskunft des pakistanischen Wetterdienstes (mündl. Mitt. Mr. MAJEED, 1990) kann die Nordgrenze der Monsunvorstöße bei Chilas im Indus tal angesetzt werden.

Ein Monsunklima im engeren Sinne ist in den Hochgebirgsräumen Nordpakistans sicherlich nicht gegeben. Auch die Sommerniederschläge können wegen ihrer hohen Variabilität nicht eindeutig dem indischen Sommermonsun zugeordnet werden. Die Frage des genetischen Zusammenhangs von Sommerniederschlägen im Karakorum mit der Monsunzirkulation im Tiefland und der Interferenz mit der ekotropischen Westzirkulation soll Gegenstand näherer Untersuchungen sein (vgl. 7.3).

Zur begrifflichen Klarstellung wird für die weiteren Ausführungen folgende Abstufung vorgeschlagen:

- **monsunal**: eindeutig monsunaler Jahresgang von Temperatur und Niederschlag (s.o.)
- **randmonsunal**: sekundäres Niederschlagsmaximum im Sommer durch Einfluß bodennaher monsunaler Luftmassen (z.B. Naran)
- **monsunbeeinflußt**: indirekte Einwirkung des Tieflandmonsuns durch Interferenz mit außertropischen Zirkulationselementen

1.3.3 Lokale Windsysteme

Wie in allen subtropischen Hochgebirgen entwickeln sich im Karakorum unter dem Einfluß von Relief und Topographie ausgeprägte lokale Windsysteme. TROLL (1967), SCHWEINFURTH (1956), FLOHN (1953) und HASERODT (1984) beschreiben kräftige, in der Talsohle divergierende hangaufwärts gerichtete Luftströmungen, die infolge des Massenausgleiches absinkende Luftströmungen über der Talsohle auslösen und damit die Austrocknung intensivieren. Dieses Phänomen kann durch eigene Beobachtungen und die Auskunft pakistanischer Wetterbeobachter bestätigt werden. Im Sommer 1990 konnten häufig Staubstürme von 30-60 Minuten Dauer in den Nachmittagsstunden beobachtet werden (vgl. auch SHAMSHAD 1988). Die Staubfahnen markierten dabei die hangaufwärts gerichteten Strömungen. Oft waren die Staubwirbel an den stärker aufgeheizten sonnenexponierten Hängen kräftiger als an den Gegenhängen. Ähnliche Beobachtungen werden von GREBNER (1990) aus dem Tianshan beschrieben. Die extreme Austrocknung der Talböden spiegelt sich auch in den Werten der potentiellen Verdunstung in den Tallagen von ca. 1000 mm/a wider (vgl. CRAMER 1993).

Thermische Konvektion und lokale Windsysteme bewirken häufig eine Verdunstung fallender Niederschläge in der Luft, so daß am Talboden allenfalls noch Spurenniederschläge registriert werden (TROLL-Effekt) (vgl. 7.1). An Tagen mit hoher Luftfeuchtigkeit induziert die thermische Konvektion von Luftmassen an den Hängen die Bildung charakteristischer tageszeitlicher Hangcumuluswolkendecken im Niveau zwischen 3100 und 3500 m NN. Das Niveau dieser Wolkengirlanden korrespondiert mit den Reliktstandorten feuchter Nadelwälder. Die Gunstwirkung der Hangbewölkung beruht weniger auf ergiebigen Niederschlägen als auf der Wirkung als Strahlungs- und Verdunstungsschutz (vgl. dazu HAFFNER 1984).

Neben den kleinräumig auftretenden Hangwindssystemen sind zumindest in den größeren Flußtälem wie Indus, Gilgit, Hunza und Chitral ausgeprägte Talwindssysteme zu erwarten. Verengungen im Talquerschnitt können Düseneffekte und konvergierende Strömungen im Luv hervorrufen. Im Lee der Talverengungen treten divergierende Strömungen mit der Folge verstärkter Austrocknung auf. Die Überlagerung von Talwind- und Hangwindssystemen ist vielfach für die kleinräumige hygrische Differenzierung verantwortlich.

Katabatische Gletscherabwinde infolge der hohen Kaltluftproduktion über vergletscherten Oberflächen bestimmen die Zirkulation in vielen Tälern des Karakorum. WHITEMAN (1985) berichtet von Schäden an Obstbaumpflanzungen und Problemen bei der Aussaat des Wintergetreides in Ghojal (Oberhunza) infolge der starken Gletscherabwinde. Von Schäden an Obstbaumkulturen unter Einwirkung katabatischer Winde berichtet auch STÖBER (1993) aus dem oberen Yasin-Tal.

Föhneffekte im Lee von Hauptgebirgsketten tragen ebenfalls zur hygrischen Differenzierung bei. Böige trockene Fallwinde an der Nordabdachung der Gilgit-Kette konnten im Sommer 1990 beobachtet werden bei SW-Höhenströmung im Altocumulus-Niveau und Lenticularis-Bewölkung. REITER u. HEUBERGER (1960) verweisen auf die austrocknende Wirkung des Föhns im nepalesischen Himalaya und belegen diese anhand von Feuchtemessungen. Die Befunde können bedingt auf den Karakorum übertragen werden.

Detaillierte quantitative Analysen der lokalen Windsysteme im Karakorum bzw. Modellierungen sind bis heute noch nicht durchgeführt worden. Aussagen sind daher nur aufgrund von punktuellen Einzelbeobachtungen und Analogieschlüssen möglich.

1.4 Konzeption der Arbeit

1.4.1. Ausgangshypothesen

Aus den vorangegangenen Ausführungen können für die Klimastudie folgende Ausgangshypothesen abgeleitet werden:

- a) Die Ausprägung der Klimatelemente - vor allem des Niederschlages - wird von sich überlagernden großräumigen horizontalen und nichtlinearen vertikalen Gradienten sowie durch Modifikationen aufgrund des kleinräumig gekammerten Hochgebirgsreliefs bestimmt. Der horizontale Gradient weist eine zonale und meridionale Komponente auf.
- b) Die raumzeitliche Verteilung der Niederschläge kann als Funktion der orographischen Gliederung, d.h. vor allem des Streichens der Hauptkammlinien und des jahreszeitlich alternierenden Zirkulationsgeschehens, aufgefasst werden.
- c) Die Genese der Sommerniederschläge wird von den sich überlagernden Effekten feuchtlabiler "monsunaler" Luftmassen aus dem Tiefland und den mit der außertropischen Westwinddrift herangeführten Störungen determiniert. Die vegetationsökologische Differenzierung des Gebietes hängt entscheidend von diesen Sommerniederschlägen ab.
- d) Für den Wasserhaushalt ist die Jahressumme der Niederschläge in ihrer vertikalen Differenzierung eine entscheidende Größe. Der Anteil der einzelnen Höhenstufen am Gesamtniederschlag ist eine wichtige Steuerungsgröße für den Abflußgang und die Verfügbarkeit von Schmelzwasser für die Bewässerung.
- e) Die großräumige geökologische Gliederung des Gebietes ergibt sich aus der Überlagerung der thermischen und hygrischen Gliederung.

1.4.2 Zielsetzung und Vorgehensweise

Die Arbeit verfolgt im wesentlichen das Ziel einer großräumigen klimatologischen Übersicht (regionaler Maßstab) für den Karakorum und die angrenzenden Gebirgsräume. Sie ist damit in eine großräumige Naturrauminventarisierung im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogrammes "Kulturraum Karakorum" einzuordnen. Ein mehrstufiges Arbeitsprogramm (s.u.) soll letztendlich zu einer flächendeckenden Erfassung der thermischen und hygrischen Parameter führen, die als Grundlage zur Einordnung der Befunde von Fallstudien anderer Disziplinen, zur Auswahl kleinräumiger Testgebiete und einer allgemeinen ökologischen Raumbewertung dienen soll.

Ergänzend werden Kurzzeitmessungen und punktuelle Messungen anderer Klimaparameter aufgearbeitet, die aufgrund der Datenlage jedoch keine flächendeckenden Aussagen erlauben.

Die Umsetzung der Konzeption erfolgt auf folgenden Stufen:

- I. Statistische Auswertungen amtlicher pakistanischer Klimadaten.
- II. Auswertungen täglich aufgelöster Niederschlagsdaten, Wetterkarten und Wettersatellitenbilder zur Erkennung von Regelmäßigkeiten des Witterungsablaufes und Deutung der Niederschlagsgenese.
- III. Räumliche Extrapolation der Ergebnisse aus I. unter Einbeziehung der Befunde aus II. mittels digitaler Geländedaten und statistischer Modelle.
- IV. Synthetische hydrothermische Raumgliederung auf Basis der Ergebnisse von I.-III..

Ein Ablaufschema der Arbeit ist in Fig.8 aufgetragen. Für die einzelnen Stationen werden die verfügbaren Daten zunächst deskriptiv aufgearbeitet, um Hinweise zu mittleren Ausprägungen, Extrema, Saisonalität und Variabilität der Klimaelemente Temperatur, Niederschlag und Bewölkung zu erzielen (Kap. 2). Der zeitlichen Variation (Trends, Zyklizität, Periodizität) der Klimaelemente Temperatur und Niederschlag innerhalb 40jähriger Meßreihen wird in Kap.3 besondere Aufmerksamkeit gewidmet.

Nach Interpretation der deskriptiven Auswertungen auf Stationsebene erfolgt der Einsatz multivariater statistischer Verfahren (Faktor- und Clusteranalyse) mit dem Ziel, erste Hypothesen zur räumlichen Variation der Klimaelemente zu gewinnen (Kap.4). Den horizontalen und vertikalen Gradienten von Niederschlag (Kap.5) und Temperatur (Kap.6) sind jeweils gesonderte Kapitel gewidmet. Da die Repräsentanz insbesondere der Niederschlagsdaten für die Hochgebirgslagen unzureichend ist, zielen die Auswertungen zunächst auf eine möglichst sichere Erfassung der horizontalen (zonalen und meridionalen) Gradienten ab. Ausgehend von dieser relativ gut abgesicherten Informationsgrundlage werden dann Kurzzeitmessungen und indirekte Messungen (z.B. Schneeeakkumulationsdaten) zur Bestimmung des hygrischen Vertikalgradienten einbezogen, um letztendlich zu einer dreidimensionalen Gliederung des Gebietes zu gelangen. In der Auswertung der thermischen Gradienten findet die vertikale Staffelung agrarklimatischer Kenngrößen besondere Berücksichtigung. Da vor allem die hygrische Differenzierung des Gebietes aus dem jahreszeitlich alternierenden Zirkulationsregime in Zusammenarbeit mit der Orographie resultiert, werden in Kap.7 speziellere synoptische Untersuchungen zur Niederschlagsgenese unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern, Wetterkarten, Radiosonden- und Bodendaten durchgeführt. Zielsetzung ist im wesentlichen ein vertiefteres Verständnis des Zusammenspiels monsonaler und außertropischer Zirkulation während sommerlicher Niederschlagsperioden und genauere genetische Informationen zu den in bisherigen Arbeiten pauschal als "mediterran" bezeichneten Frühjahrsniederschlägen. Ergänzende Auswertungen von amtlichen Abflußdaten (Kap.8) zielen auf die Erfassung klimatischer Einflüsse auf das Abflußregime ab. Als Grundlage zur dreidimensionalen Projektion der Klimaparameter wurde ein digitales Geländemodell mit einer Rasterauflösung von 1 km erstellt. Die Befunde aus Kap.2,4,5,6,7

bilden die Grundlage zur Berechnung empirischer Regressionsgleichungen, die, auf das Geländemodell projiziert, die Erstellung digitaler Niederschlags- und Temperaturkarten ermöglichen (Kap. 8). Plausibilitätskontrollen werden unter Einbeziehung von Abfluß, Schneeakkumulation und vegetationsgeographischen Befunden durchgeführt. Die digitalen Klimakarten bilden die Grundlage weiterer Auswertungen in einem Geographischen Informationssystem (GIS) (Kap. 8). Die thermische Differenzierung kann z.B. in eine anwendungsorientierte Karte der Anbauperioden umgesetzt werden. Die digitale Niederschlagskarte liefert Informationsgrundlagen zur vertikalen Differenzierung des Wasserhaushaltes. In einem letzten Schritt werden thermische und hygrische Datenebenen zu einer synthetischen Klimakarte verschritten.

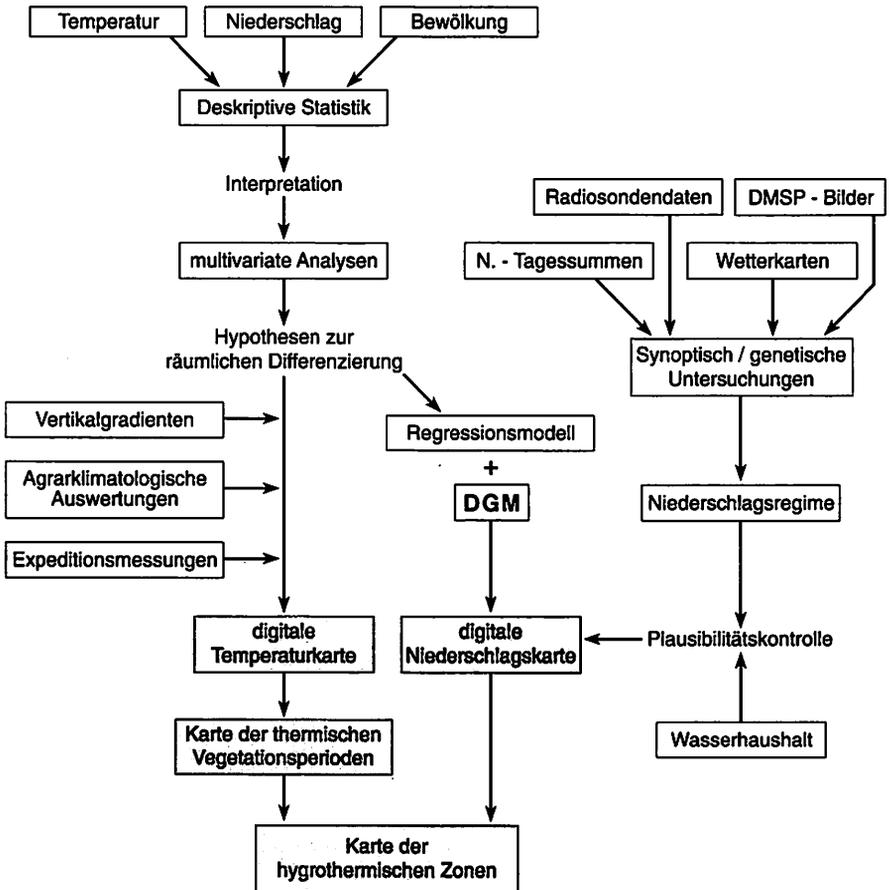


Fig. 8: Ablaufschema
Flow chart

2. Deskriptiv statistische Kenngrößen der wichtigsten klimatologischen und hydrologischen Parameter

2.1 Datenmaterial

2.1.1 Lage und hypsometrische Verteilung der Stationen

Klimastationen werden in Nordpakistan vom Pakistan Meteorological Department (PMD) und der Water and Power Development Authority (WAPDA) betrieben. Darüber hinaus existieren kürzere Meßreihen aus Entwicklungshilfeprojekten der FAO und der GTZ (z.B. Stationen Yasin u. Butta Kundi) sowie des C.A.K.-Projektes (Diran). Die PMD-Stationen wurden vorwiegend zur Flugwetterbeobachtung eingerichtet, die WAPDA-Stationen dagegen zum Zweck der wasserwirtschaftlichen Planung. Zusätzlich liegen kurze sommerliche Meßreihen aus Forschungsprojekten wie dem Snow and Ice Hydrology Project (S.I.H.P.) vor.

Untenstehende Tabelle gibt die genauen geographischen Koordinaten und die Höhenlage der Stationen mit mindestens einjähriger Meßperiode an, die in die Klimanalyse einbezogen wurden.

Tab. 1: Lage der Klimastationen
Location of climatological stations

Station		geogr. Breite	geogr. Länge	Höhe ü. NN	Meßperiode
Astor	(PMD)	35°22' N	74°54' E	2300 m *	1954-57, 62-89
Babusar	(PMD)	35°12' N	74°05' E	3080 m	1980 (?)
Bunji	(PMD)	35°22' N	74°38' E	1372 m	1952-57, 63-89
Butta Kundi	(GTZ)	34°56' N	73°43' E	2670 m	1980-89
Chilas	(PMD)	35°25' N	74°07' E	1260 m	1952-57, 62-89
Chitral	(PMD)	35°51' N	71°50' E	1499 m	1964-89
Diran	(CAK)	36°05' N	74°20' E	4150 m	1991
Drosh	(PMD)	35°34' N	71°47' E	1465 m	1947-89
Gilgit	(PMD)	35°55' N	74°20' E	1460 m	1948-89
Gupis	(PMD)	36°10' N	73°24' E	2156 m	1954-57, 62-89
Kachura	(WAPDA)	35°27' N	72°25' E	2100 m	1980-89
Kalam	(WAPDA)	35°22' N	72°35' E	2290 m	1962-66, 69-89
Karimabad	(WAPDA)	36°18' N	74°40' E	2300 m	1980-89
Naltar	(WAPDA)	36°09' N	74°10' E	2880 m	1982-83
Nomal	(WAPDA)	36°06' N	74°08' E	1830 m	1983
Naran	(WAPDA)	34°54' N	73°39' E	2362 m	1962-89
Misgar	(PMD)	36°47' N	74°46' E	3106 m	1947, 50-78
Skardu	(PMD)	35°18' N	75°41' E	2181 m	1947, 52-86
Yasin	(FAO)	36°23' N	73°28' E	2405 m	1982-84
Yugo	(WAPDA)	35°11' N	76°06' E	2400 m	1980-89

* korrigiert

Die räumliche Verteilung der Stationen kann auch aus Karte 1 entnommen werden. Von den 20 aufgelisteten Stationen liegen nur 3 oberhalb von 3000 m (Misgar, Babusar, Diran). Die Höhenstufe von 2000-3000m wird von 11 Stationen (55%) abgedeckt. Die übrigen 6 Stationen (30 %) repräsentieren die Talböden unterhalb 2000 m. Für die Berechnung vertikaler Niederschlagsgradienten ist diese Höhenverteilung nicht unproblematisch, da vorwiegend die ariden bis semiariden Tallagen vertreten sind. Für die Ableitung horizontaler Gradienten dagegen kann dies als Vorteil gewertet werden.

Im Sommer 1990 konnten 11 der angegebenen Standorte vom Verfasser besichtigt werden. Dabei zeigte sich, daß fast alle Stationen auf lokalklimatisch ähnlichen Standorten liegen. In der Regel befinden sie sich im locker besiedelten Bereich der Taloasen auf flachen Terrassen bzw. Schwemmfächern. Extreme Hangneigungen und Expositionen können daher weitgehend ausgeschlossen

werden. Lediglich die Station Astor befindet sich auf einer nur schmalen Verebnung eines steilen nach N exponierten Hangs. Beeinflussungen durch katabatische Giescherwinde und lokale Kaltluftseen sind bei den meisten Stationen unwahrscheinlich. Allerdings ist in den Talöasen mit einer gewissen Abkühlung gegenüber Standorten außerhalb der Siedlungsbereiche auf gleicher Höhe zu rechnen.

2.1.2 Verfügbare Reihen und Meßgrößen

In Tabelle 1 sind die Meßperioden für die monatlich aufgelösten Datensätze bereits angegeben. Die Angaben beziehen sich auf die Meßperioden des jeweils am längsten gemessenen Parameters. Dies ist i.d.R. der Niederschlag. Bereits bei den Temperaturen sind häufigere Ausfälle zu verzeichnen. Nach Klimaelementen differenzierte Angaben der Meßperioden finden sich in den jeweiligen deskriptiven Tabellen.

Generell sind die Temperaturmessungen der WAPDA-Stationen lückenhafter, so daß z.B. für die Stationen Yugo und Kachura auf Erstellung von Temperaturtabellen verzichtet werden mußte.

Für die PMD-Stationen standen Meßwerte zu folgenden Größen zur Verfügung:

- Temperatur: Monatsmittel, mittleres Minimum und Maximum, absolute Extrema, mittlere Tagesamplitude,
- Niederschlag: Monats- und Jahressummen, maximale Tagessumme pro Monat, Vermerk von Spurenniederschlägen (Traces),
- Luftdruck: Monatsmittel für 3 Ablesetermine (5h, 8h, 17h Ortszeit),
- Monatsmittel des Bewölkungsdeckungsgrades in Achteln jeweils für tiefe und Gesamtbewölkung an drei Terminen,
- Mittlere Windgeschwindigkeiten pro Monat und Meßtermin,
- Monatsmittel für Taupunkttemperaturen und relative Luftfeuchte.

Die WAPDA-Meßreihen enthalten kontinuierlich nur Angaben zu Minimum- und Maximumtemperaturen sowie Niederschlägen (mit Totalisatoren gemessene Werte in inches oder mm in täglicher oder monatlicher Auflösung).

Zusätzlich wurde ein konsistenter Datensatz mit täglichen Niederschlagssummen von 13 Stationen (WAPDA und PMD) über die Dekade von 1980-89 erhoben. Hier traten nur geringfügige Meßlücken auf. Die angegebenen Tagessummen beziehen sich jeweils auf die 24 h vor dem Ablesetermin um 8 h Ortszeit.

2.1.3 Datenaufbereitung und Qualitätsbeurteilung

Die Qualität des Datenmaterials variiert zwischen einzelnen Stationen und vor allem den Betreibern. Die PMD-Daten wurden im Regional Meteorological Centre in Lahore erhoben, der zentralen Sammelstelle für alle PMD-Stationen der Northern Areas. Alle von den Stationen eingehenden Daten werden dort von geschultem Personal auf Plausibilität geprüft, gegebenenfalls korrigiert und dann archiviert. Die Stationen vor Ort werden mit Ausnahme von Gupis von hauptamtlichen und meteorologisch ausgebildeten Betreuern mit Hilfspersonal betrieben.

Die Stationen Chitral, Drosh, Gilgit, Chilas und Skardu sind zudem für den Flugverkehr relevant und übermitteln dreimal täglich per Funk Meldungen an den Flugwetterdienst. Die Daten dieser Stationen sind daher als hochgradig zuverlässig einzustufen.

Bedingt zuverlässig sind die Stationen Astor und Misgar. Letztere wies vor allem bei den Minimum- und Maximumtemperaturen beträchtliche Ausfälle auf. 1978 wurde der Betrieb von Misgar eingestellt.

Die Niederschlagsdaten der Station Gupis weisen seit 1978 erhebliche Lücken auf. Vergleicht man die Reihen von Tagesniederschlägen mit den Monatsregistern, zeigt sich in einigen Fällen, daß offensichtlich Monatswerte aus lückenhaften Reihen aufsummiert wurden. Gupis wird nach Recherchen vor Ort nur von einem nebenamtlichen Beobachter betreut. Zumindest die Niederschlagsangaben können daher nicht ohne Vorbehalte interpretiert werden.

Die Station Bunji - generell in gutem Zustand - zeigt eine leichte Inhomogenität der Temperaturreihen seit 1980, nachdem eine neue Wetterhütte in Betrieb genommen wurde.

Die Stationen der WAPDA werden in der Regel nur von nebenamtlichen Betreuern unterhalten. Sie befinden sich meist auf den Grundstücken von sogenannten 'Government Resthouses' am Rande der Siedlungen. Die Meßwerte werden von den Beobachtern an die WAPDA-Zentrale in Lahore übermittelt und von der Climate Section des Surface Water Hydrology Directorate archiviert. Plausibilitätskontrollen werden nur stichprobenweise durchgeführt. Die original 'station files' konnten im Juni 1990 dort eingesehen und kopiert werden. Als zuverlässig können vor allem die Daten von Karimabad, Naran und Kalam eingestuft werden. Mit Einschränkungen sind die Reihen von Yugo und Kachura zu bewerten. Die Daten von Nomal und Naltar sind für 1983 kontinuierlich und zuverlässig. Leider werden von den WAPDA-Beobachtern keine Spurenniederschläge gesondert vermerkt.

Unterschiede zu internationalen Standards bestehen auch in Anordnung und Art der Meßgeräte und in den Ableseterminen. Die Ableseterminne der PMD-Stationen mit 5, 8 und 17h Ortszeit weichen von den in Europa gebräuchlichen Terminen ab, so daß z.B. auf Basis dieser Termine keine Tagesmitteltemperaturen berechnet werden können. Daher beruhen alle Angaben zu Mitteltemperaturen in den folgenden Abschnitten auf arithmetischer Mittelung von Maximum- und Minimumtemperaturen. Die WAPDA-Stationen liefern ohnehin nur die täglichen Extrema. Kurzfristige Spitzen im Temperaturtagesgang können daher die Mittel beträchtlich beeinflussen. Die Wetterhütten werden in 1,5 m Höhe über Boden installiert. Die internationale Konvention schreibt 2 m vor. Daher ist ein stärkerer Einfluß des bodennahen Mikroklimas vor allem auf die Extremtemperaturen zu erwarten.

Die Angaben zu Taupunkt und relativer Feuchte beruhen nicht auf Thermohygrographenmessungen sondern auf Messungen mit trockenen und angefeuchteten Quecksilberthermometern. Das feuchte Thermometer wird jedoch nicht ventiliert, sondern ist mit einem in Wasser getränkten Textilstück versehen. Dies läßt erhebliche Verfälschungen erwarten.

Auch die Luftdruckmessungen erscheinen in ihren Absolutbeträgen nicht immer plausibel. Für Fallstudien können sie jedoch herangezogen werden, um kurzfristige Schwankungen mit der Witterung zu korrelieren.

Die Anordnung der Windgeber ist vor allem an den Stationen Astor, Chilas und Gupis ungünstig zu bewerten, da eine starke Beeinflussung durch Bebauung und Bewuchs offensichtlich ist.

Generell werden für komplexere statistische Analysen und räumliche Extrapolationen nur Daten zu Temperaturen und Niederschlägen verarbeitet. Für deskriptive Darstellungen und Fallstudien können auch andere Parameter miteinbezogen werden.

Die Daten aus den pakistanischen Klimaregistern wurden vom Verfasser manuell in EDV-Dateien eingegeben. Danach erfolgte die Konvertierung der Daten auf einheitliche Maßeinheiten. Temperatur- und Niederschlagsregister wurden in Pakistan bis 1973 noch in Fahrenheit bzw. inches geführt. Die statistische Bearbeitung erfolgte mit den Softwarepaketen SPSS und Statgraphics sowie mit

selbst entwickelten Algorithmen. Mit Hilfe eines von BÖHNER (1993) entwickelten Algorithmus wurden für die Temperatur- und Niederschlagsreihen automatische Homogenitätskontrollen durchgeführt. Korrekturen waren jedoch nur in wenigen Fällen erforderlich. Mit Hilfe von Streudiagrammen und Regressionsrechnungen wurden weitere Qualitätskontrollen durchgeführt. Außer bei extremen Ausreißern wurden jedoch in Zweifelsfällen eher die Originalwerte belassen, da die vielfältigen Fehlerursachen im Einzelfall nicht geklärt werden konnten. Für Zeitreihenanalysen war in einigen Fällen das Schließen von Meßlücken mittels linearer Regressionrechnung gegen Nachbarstationen erforderlich.

Die Angaben zu den Meereshöhen der Stationen wurden mit Ausnahme von Astor aus den Originalstationsregistern der pakistanischen Stellen übernommen. In Publikationen werden gelegentlich leicht abweichende Angaben genannt. Die pakistanischen Höhenangaben für die Station Astor sind aufgrund von Höhenmesserbestimmungen und Überprüfung der Lokalität in einer für das Gebiet vorhandenen 1: 50 000er topographischen Karte ca. 150 m zu niedrig, so daß eine Korrektur durchgeführt wurde. Ein Fehler von ± 50 m ist auch bei den übrigen Höhenangaben nicht auszuschließen.

Als größtes Problem erwies sich die zeitliche Inkonsistenz des Datensatzes. Häufig mußten daher Kompromisse zwischen ausreichender zeitlicher Homogenität der verwendeten Reihen und der Notwendigkeit zur Nutzung jeglicher verfügbarer klimatologischer Information aus einem unzugänglichen Hochgebirgsraum eingegangen werden.

2.2 Niederschlag

2.2.1 Jahressummen und Jahresgänge

In Tab. 2 sind die jeweiligen Monats- und Jahressummen der Niederschläge angegeben. Aufgrund der sehr unterschiedlich langen Meßperioden sind die Mittelwerte nicht immer korrekt vergleichbar. Tendenziell ergeben sich bereits in den Jahressummen beträchtliche Unterschiede. Generell weisen die Stationen südlich der Himalayahauptkette die höchsten Jahresniederschläge auf. Der Spitzenwert von über 1200 mm wird von Naran im Kaghan-Tal erreicht. Demgegenüber erfolgt eine rapide Zunahme der Aridität nach N. Die Station Misgar - obwohl bereits über 3000m hoch gelegen - verzeichnet nur noch 109 mm (vgl. Fig. 4, Fig. A113). Vergleicht man die Werte der Stationen Drosh und Chitral mit denen von Gilgit, das etwa auf gleicher geogr. Breite und Meereshöhe liegt, ergibt sich auch eine starke Abnahme von W nach E, d.h. von ca. 500 mm auf weniger als 150 mm.

Der S/N-Gradient manifestiert sich bereits auf geringen Distanzen wie z.B zwischen Drosh und Chitral bzw. Naran und Butta Kundi. Die Niederschlagswirksamkeit von aus S vordringenden Störungen nimmt offensichtlich hier rasch ab (vgl. auch SCHICKHOFF 1992). Vergleicht man den Anteil der Sommerniederschläge (Juli-September) der unmittelbar benachbarten Stationen Drosh und Chitral, ergibt sich eine markante Abnahme des Sommeranteils von 10 auf 5%. Hier liegt offenbar die Grenze des gelegentlichen Vordringens von bodennahen Monsunausläufern im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Bereits FLOHN (1969) entwarf eine grobe Isolinienkarte des Anteils der Sommerniederschläge in den zentralasiatischen Hochgebirgen. Die 25%-Isolinie bildet nach seiner Ansicht die Nord- und Westgrenze des indischen Sommermonsungebietes. Den monsuntypischen Jahresgang illustrieren die außerhalb des Himalayas gelegenen Stationen Lahore u. Rawalpindi (vgl. Fig. A119, A122). Die am Südrand des Himalayas gelegenen Stationen Butta Kundi, Naran und Kalam weisen dagegen nur noch 10-15% Sommeranteil auf. Nördlich des Indusbogens im Karakorum nimmt der Sommeranteil der Niederschläge wieder zu (Gilgit 27,5%, Naltar 35,3%, Karimabad 40%, Misgar 22,8 %). Selbst wenn die kurze Meßreihe von Naltar nur mit Vorsicht in-

terpretiert werden kann, zeichnet sich doch ein sekundäres Maximum des Sommeranteils im Luv des NW-Karakorum ab. Im Übergang zu den ariden Landschaften des Tarim-Beckens nimmt der Sommeranteil wieder ab.

Die Jahresgänge der Stationen auf Tab.2 zeigen in groben Zügen einen parallelen Verlauf mit einem Hauptmaximum in den Monaten März bis Mai. Sekundäre Maxima in den Sommermonaten zeigen die Stationen Bunji, Butta Kundi, Gilgit, Gupis, Misgar, Nomal, Diran und Yugo. Karimabad weist sogar ein Hauptmaximum im August und damit einen zweigipfligen Jahresgang auf.

Tab. 2: Mittlere Niederschlagssummen
Mean sums of precipitation

Station		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr	MP
Astor	2300m	36,0	50,2	92,7	92,3	72,8	22,7	21,3	24,6	19,5	35,1	15,0	25,8	508	32
Babusar	3003m	21,1	37,1	23,1	76,4	27,9	34,8	25,1	39,9	42,4	10,7	9,1	47,7	395,3	1
Bunji	1372m	4,7	8,1	19,7	24,1	29,1	8,8	14,2	18,9	9,5	12,1	2,7	3,0	156	32
Butta K.	2670m	10,8	132,1	203,7	100,2	59,5	35,4	52,3	26,4	25,9	41,4	65,4	164	1010	10
Chilas	1260m	8,1	15,5	36,1	35,4	27,6	8,2	11,4	12,9	3,3	14,9	5,4	8,3	187	33
Chitral	1499m	35,3	62,8	108,0	90,5	44,2	5,5	6,4	7,1	9,0	16,3	26,2	38,5	450	26
Diran	4150m	25,1	62,0	72,3	54,2	113,2	106,0	78,2	54,6	64,0	37,4	17,5	36,1	720,7	1
Drosh	1465m	59,9	74,5	120,1	115,1	71,3	24,5	24,1	23,3	25,8	30,2	29,2	47,8	646	42
Gilgit	1460m	5,4	6,9	15,6	23,6	24,6	6,7	15,0	14,5	6,5	6,8	2,2	4,0	132	39
Gupis	2156m	4,7	7,8	11,5	21,5	24,3	8,5	11,0	17,1	8,2	4,9	1,7	4,9	126	30
Kachura	2100m	9,0	10,7	28,6	23,1	22,0	10,9	8,2	4,8	8,5	17,3	8,2	9,8	161	10
Kalam	2290m	73,8	133,0	166,8	174,7	87,1	19,4	36,5	38,3	34,2	44,7	45,6	50,9	900	25
Karim.	2300m	2,2	2,5	8,1	19,5	22,8	15,3	21,7	24,2	8,9	6,5	2,4	3,1	137	10
Misgar	3106m	9,1	7,0	14,2	14,3	16,3	5,6	8,4	9,4	7,1	5,1	3,6	9,0	109	31
Naran	2362m	130,1	193,9	216,0	162,1	99,2	38,5	56,7	49,6	45,4	82,9	47,3	93,1	1210	28
Naltar	2880m	12,2	12,2	80,3	50,3	40,6	23,1	13,5	69,9	43,2	2,5	3,8	6,1	358	2
Nomal	1830m	0,3	6,1	21,8	3,8	17,8	10,4	8,1	24,4	5,1	0	0	0	98	2
Skardu	2181m	26,3	22,7	37,1	26,1	29,2	8,9	10,8	11,3	8,5	11,6	5,9	13,4	212	38
Yasin	2450m	6,4	0	28,0	15,6	25,4	2,6	10,9	6,7	18,6	6,3	2,9	2,6	126	2
Yugo	2400m	4,0	6,9	15,7	20,1	18,4	10,9	10,8	9,7	8,9	6,4	3,0	6,5	121	10

MP: Meßperiode in Jahren
Years of Record

Zur Interpretation der sommerlichen Sekundärmaxima bietet sich der Zusammenhang mit nach N vorstoßenden Monsunstörungen an. Dagegen spricht jedoch zunächst die Tatsache, daß bei den näher am Monsungebiet liegenden Stationen Naran, Kalam, Butta Kundi kein eindeutiges Sekundärmaximum im Sommer auftritt. Zur Erklärung dieses Phänomens ist ein vertiefteres Verständnis der synoptischen Wirkungszusammenhänge während sommerlicher Niederschlagsereignisse erforderlich. Einen Beitrag dazu sollen die witterungsklimatologischen Fallstudien in 7.3 leisten.

Das an den meisten Stationen dominierende Maximum der Winter/Frühjahrsniederschläge entspricht dem generellen Jahresgang der Niederschläge in Vorderasien und dem Mittelmeerraum (FLOHN 1969). Anders als in den Mittelmeerregionen sind jedoch die Maxima im April und Mai besonders prägnant. Zeitlich korrespondiert dies mit der Umstellung der regionalen Zirkulation (vgl. 1.2). Wie bereits RAMAGE (1952) hervorhob, erfolgt im April und Mai die sprunghafte Verlagerung des subtropischen Jetstream an den Nordrand der zentralasiatischen Gebirgsketten. Die Jetstream-Maxima oszillieren diskontinuierlich zwischen Positionen nördlich und südlich des Himalaya und Hindukusch. Labilisierung der Atmosphäre und gesteigerte Konvektion sind die Folge. Zusätzlich sind in dieser Jahreszeit durch die beginnende Aufheizung des Tieflandes einerseits und die noch wirksame Abkühlung der schneebedeckten Bergländer starke meridionale Temperatur- und Druckgradienten zu erwarten. Aufgrund dieser Effekte kann im Untersuchungsgebiet die Periode der Win-

ter/Frühjahrsniederschläge bis in den Frühsommer hinein verlängert werden.

Ein sekundäres Oktobermaximum tritt vor allem an Stationen des südöstlichen Quadranten auf. Auch hier ist ein Zusammenhang mit den Oszillationen des Jetstream zu vermuten. WEICKMANN (1962) beschreibt das Ausscheren des Jet im Herbst über den Himalaya hinweg nach S und damit verbundene Deltas der Jet-Maxima über dem Karakorum.

2.2.2 Variabilität (der Jahres- und Monatssummen)

Tab.3 stellt die Variationskoeffizienten der Monats- und Jahressummen der Niederschläge ausgewählter Stationen vor. Zugrundegelegt ist der Variationskoeffizient nach PEARSON, der den prozentualen Anteil der Standardabweichung am arithmetischen Mittelwert angibt. Die Koeffizienten der Jahressummen liegen zwischen 30% und 50% und sind somit typisch für Trockengebiete der Subtropen. Extrem hoch ist dagegen die Variation der Station Misgar in abgeschirmter Leelage nördlich des Hunza-Karakorums. Relativ ausgeglichen ist die Schwankung der Jahrsniederschläge in Kalam mit 21,4% .

Ein differenzierteres Bild ergeben die Jahresgänge der monatlichen Variationskoeffizienten. Erwartungsgemäß weisen die trockeneren Jahreszeiten die höchsten Variationkoeffizienten auf. Am ausgeglichensten ist der Jahresgang an der Station Astor. Die höchste monatliche Variabilität mit über 300% tritt im November an der Station Bunji auf. Der Juni weist an den meisten Stationen vergleichsweise hohe Variabilitäten, worin der Übergangscharakter der Witterung in diesem Monat zum Ausdruck kommt.

Tab. 3: Variationskoeffizienten der monatlichen Niederschlagssummen
Coefficients of variation of monthly precipitation

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MP
Astor 2300 m	81,7	64,7	68,6	61,2	81,2	85,3	87,6	85,4	91,2	122,9	156,9	127,3	32
Bunji 1372 m	129,6	96,2	102,7	112,8	93,1	107,3	83,2	84,3	101,5	190,1	320,3	151,3	32
Chilas 1260 m	135,6	110,6	100,1	108,7	108,9	123,2	124,1	111,6	117,8	165,9	209,2	154,9	32
Chitral 1499 m	73,2	51,0	54,2	63,0	88,9	237,0	144,6	121,5	203,2	89,3	138,7	80,1	26
Drosh 1465 m	88,2	57,9	45,0	54,0	70,8	208,9	97,8	96,4	88,5	66,3	104,8	90,0	42
Gilgit 1460 m	195,8	119,2	138,8	115,5	95,9	113,8	105,9	84,7	86,3	152,0	190,0	143,0	39
Gupis 2156 m	120,5	147,1	101,0	112,1	92,6	131,2	130,1	80,2	82,7	128,0	235,1	155,1	30
Karim. 2300 m	114,2	90,7	63,7	75,5	64,9	87,8	75,4	74,7	101,9	136,7	130,4	74,6	10
Misgar 3106 m	166,9	133,4	160,2	122,6	112,4	151,5	130,0	134,4	122,2	212,0	212,6	236,1	11
Skardu 2181 m	154,8	91,0	107,6	107,8	126,0	112,8	173,8	107,9	171,1	212,0	218,4	106,9	39

MP: Meßperiode in Jahren
Years of Record

2.2.3 Extrema

Die absoluten Tagesmaxima der an den PMD-Stationen in langjährigen Reihen gemessenen Niederschläge sind unten aufgelistet.

Tab. 4: Absolute Tagesmaxima der Niederschläge
Absolute daily maximum of precipitation

Station	tägl. N.-Summe (mm)	Datum
Astor	100,3	10.05.1967
Bunji	55,6	23.03.1966
Chilas	67,9	9.07.1984
Chitral	90,6	22.05.1965
Drosh	110,7	22.05.1965
Gilgit	54,6	19.04.1979
Gupis	62,0	19.04.1979
Misgar	51,8	30.10.1968
Skardu	86,9	5.07.1959

Erwartungsgemäß treten die Spitzenwerte an den Stationen mit den vergleichsweise höchsten Jahresniederschlägen auf. Auffallend ist die zeitliche Parallelität der Extremereignisse an den Stationspaaren Gilgit/Gupis und Chitral/Drosh. An den meisten Stationen traten die Extremniederschläge in der Periode des frühjährlichen Maximums auf. In Skardu und Chilas sind sie vermutlich im Zusammenhang mit Monsunvorstößen zu sehen.

2.3 Temperatur

2.3.1 Mittlere Jahresgänge

Tab. 5 listet die Jahres- und Monatsmittel der Temperaturen auf. Die Mittelwerte ergeben sich aus arithmetischer Mittelung der jeweiligen Minimum- und Maximumtemperaturen. Dem Nachteil der Abweichung von internationalen Standards steht der Vorteil der besseren Vergleichbarkeit und höherer meßtechnischen Zuverlässigkeit der Extrema gegenüber.

Im Vergleich der Jahresmitteltemperaturen zeigt sich, daß diese im wesentlichen als Funktion der Meereshöhe aufgefasst werden können. Feinere Unterschiede können jedoch durchaus auf lokal-klimatische Standortunterschiede zurückgeführt werden. Z.B liegt die Mitteltemperatur von Skardu bei annähernd gleicher Meereshöhe um 1,4 K unter der von Gupis. Hierin kommt die Beckenlage Skardus mit Bildung von Kaltluftseen zum Ausdruck. Noch kühler im Vergleich zur Höhenlage erscheint die Station Astor. Kaltluftabfluß vom Nanga Parbat-Massiv, Lage auf nordexponiertem Hang und spätes Ausapern der Schneedecke können die Ursachen sein.

Bemerkenswert ist auch der Unterschied der Jahrestemperatur zwischen Drosh (17,4°C) und Chitral (15,8°C) (s.u.). Die extreme Aufheizung des Industales bei Chilas äußert sich in der hohen Jahresmitteltemperatur von 20,2°C. Dagegen liegt die Jahresmitteltemperatur der 4150 m hohen Station Diran unter dem Gefrierpunkt ebenso wie 8 von 12 Monatsmitteln. Aus Gründen der Vergleichbarkeit wurden die Mitteltemperaturen für Diran auch aus der arithmetischen Mittelung von Minima und Maxima berechnet, obwohl stündlich aufgelöste Daten vorliegen (vgl. CRAMER 1993).

Die Jahresgänge (vgl. auch Fig. A101 - A122) sind durch relativ steilen Verlauf gekennzeichnet, wie im kontinentalen Klima zu erwarten ist. Zumindest die Stationen mit längeren Meßreihen weisen das Maximum im Juli und das Minimum im Januar auf. Der Temperaturjahresgang weist demnach eindeutig auf einen nicht monsonalen Charakter des Klimas hin. Eine Ausnahme bildet Misgar mit einem verspäteten Jahresmaximum im August. Ursache können stärkere Bewölkung im Juli oder die Wirkung von spät ausapernden Schneedecken sein. Die Jahrestemperaturamplituden (Diff. aus Mittel des kältesten und wärmsten Monats) überschreiten in jedem Fall 20 K, im Extremfall (Chilas) werden 27 K erreicht.

Die Mitteltemperaturen zeigen auch in langjährigen Reihen nur geringe Schwankungen. Die Berechnung von Standardabweichungen auf Jahres- und Monatsbasis ergab Beträge zwischen 1 - 2 K. Saisonal treten die höchsten Schwankungen in den Übergangsjahreszeiten auf.

Tab.5: Monatsmitteltemperaturen
Monthly mean temperatures

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr	MP
Astor 2300m	-2,4	-0,9	3,8	9,1	13,3	18,1	21,0	20,7	16,7	10,8	5,2	0	9,6	32
Babusar 3003m	-8,1	-6,2	1,5	8,1	(10,8)	15,4	19,9	18,7	14,3	5,2	-1,0	-8,4	5,8	2
Bunji 1372m	4,8	7,5	12,9	18,1	21,9	27,0	30,2	29,4	25,1	18,5	11,8	6,4	17,8	32
Butta K. 2670m	-1,6	-0,8	2,0	6,9	11,4	15,4	18,9	17,4	14,3	8,5	3,7	-0,3	8,0	10
Chilas 1260m	6,4	9,0	14,1	19,8	24,5	30,7	33,4	32,7	28,7	21,4	13,7	8,0	20,2	32
Chitral 1499m	4,1	5,2	9,6	15,2	20,0	26,2	28,1	26,9	22,2	16,3	10,6	5,5	15,8	26
Diran 4150m	-13,9	-12,3	-8,2	-4,6	-1,6	5,8	8,4	9,5	4,4	-2,1	-5,6	-10,2	-2,5	1
Drosh 1465m	4,0	5,9	10,7	16,3	21,8	27,9	29,8	29,0	25,6	19,4	12,3	6,8	17,4	42
Gilgit 1460m	3,5	6,4	11,7	16,8	20,3	24,6	27,6	26,9	22,5	16,3	9,0	4,6	15,8	39
Gupia 2156m	-0,4	2,5	7,2	13,2	17,1	22,8	25,6	24,6	19,8	13,7	7,5	1,4	12,9	25
Kalam 2290m	-0,1	1,4	4,7	10,7	15,2	19,6	19,7	20,0	15,9	11,7	7,5	3,1	10,8	6
Karim. 2300m	-0,6	1,4	5,8	11,3	14,8	18,7	21,9	21,5	18,0	12,2	6,8	1,7	11,2	10
Misgar 3106m	-6,6	-3,6	1,5	5,8	10,5	14,6	17,4	17,8	12,9	6,7	0,1	-5,2	6,0	17
Naltar 2880m	-6,3	-5,5	-1,9	4,7	10,6	13,1	16,4	17,9	14,6	6,9	3,3	-2,2	6,0	1
Naran 2362m	-1,2	-1,7	1,3	7,3	14,1	18,5	19,0	18,8	15,5	10,1	7,1	1,3	9,2	11
Nomal 1830m	2,1	3,8	7,1	15,5	19,5	24,6	28,0	29,4	25,8	17,5	11,8	5,5	15,9	1
Skardu 2181m	-3,0	0,3	6,7	12,3	16,0	20,8	24,1	23,8	19,5	12,3	5,4	-0,2	11,5	35
Yasin 2450m	-4,9	-2,5	3,4	8,9	14,1	17,1	18,9	21,1	14,6	9,5	3,9	-1,9	8,5	3

MP: Meßperiode in Jahren
Years of record

Ext.: Absolutes tägliches Maximum, Minimum
Absolute daily maximum, minimum

2.3.2 Extrema

Jahresgänge der mittleren Extrema sowie die Werte der absoluten Minima und Maxima sind in Tab. 6 angegeben. Die Anzahl der Stationen ist nicht mit denen aus Tab. 5 identisch, da für einige Stationen lediglich Mittelwerte vorlagen.

Die längste Frostperiode weist die Station Misgar bei im Mittel 7 Monaten mit Minimumtemperaturen unter dem Gefrierpunkt auf. Nahezu frostfrei ist dagegen Chilas. Das mittlere Minimum unterschreitet in keinem Monat die Frostgrenze.

Die mittleren Tagesamplituden sind an den Stationen Skardu, Yasin und Gilgit in allen Jahreszeiten besonders hoch. Dies ergibt sich aus der Lage unmittelbar am Talboden bzw. in einem Becken (Skardu) mit nächtlicher Kaltluftbildung und starker Aufheizung am Tage.

Die geringste mittlere Tagestemperaturamplitude verzeichnet die Station Karimabad. Geländeklimatisch liegt sie in der 'warmen Hangzone' eines steilen SSE exponierten Hanges.

Der große Unterschied in den Jahresmitteltemperaturen der Stationen Drosh und Chitral ist im wesentlichen durch die Abdämpfung der mittleren Minima in Drosh bedingt. Möglicherweise ist hier die nächtliche Ausstrahlung aufgrund stärkerer Bewölkung reduziert.

Die absoluten Maxima zeigen Rekordwerte an den Stationen Chilas (47°C) und Bunji (46,7°C). Selbst im 2300 m hoch gelegenen Karimabad trat in einer nur 10jährigen Reihe noch ein Wert von 37,8°C auf.

Den Kälterekord lieferte die Station Skardu mit einem Wert von -21°C. Hierin kommt offensichtlich die Wirkung eines winterlichen Kaltluftsees zum Ausdruck.

Tab. 6: Mittlere monatliche Maximum- und Minimumtemperaturen
Mean monthly maximum and minimum temperatures

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr	Ext.	MP
Astor 2300m	2,5 -7,3	4,0 -5,7	8,6 -1,1	14,7 3,6	19,4 7,2	24,7 11,4	27,3 14,8	26,4 15,0	23,0 10,4	17,1 4,5	11,0 -0,7	4,7 -4,8	15,3 3,9	35,3 -15,7	32
Babusar 3003m	-1,6 -14,7	-1,8 -10,6	6,0 -3,0	12,6 3,6	(15,1) (6,4)	20,1 10,7	25,4 14,5	23,9 13,4	19,1 9,4	10,1 0,4	3,4 -5,4	-4,3 -12,6	10,5 1,0	- -	2
Bunji 1372m	9,5 0,2	12,3 2,7	18,0 7,8	23,9 12,4	28,4 15,5	33,9 20,2	36,7 23,7	35,9 23,0	32,1 18,0	25,7 11,4	18,3 5,4	11,5 1,3	23,9 11,8	46,7 -6,1	32
Chilas 1260m	12,0 0,7	14,7 3,3	20,0 8,1	25,9 13,7	31,0 18,0	37,4 24,1	39,7 27,2	38,8 26,7	34,9 22,5	28,3 14,5	20,6 6,9	13,8 2,3	26,4 14,1	47,0 -6,7	32
Chitral 1499m	8,7 -0,6	9,9 0,5	15,0 4,2	21,8 8,6	27,5 12,5	34,6 17,9	36,0 20,3	34,8 19,1	31,0 13,3	25,0 7,6	18,2 3,1	11,1 -0,1	22,9 8,9	44,4 -11,0	26
Diran 4150m	-11,2 -16,6	-9,7 -15,0	-5,8 -10,5	-2,0 -7,2	0,7 -3,9	9,0 2,7	11,6 5,2	13,0 6,1	7,8 1,1	1,2 -5,3	-2,1 -9,8	-7,9 -12,5	0,4 -5,4	- -	1
Drosh 1465m	8,4 -0,4	10,8 0,9	16,1 5,3	22,4 10,1	28,6 15,0	35,3 20,6	36,6 23,1	35,8 22,3	32,8 18,3	26,9 11,9	18,4 6,1	11,5 2,1	23,6 11,2	44,0 -9,0	42
Gilgit 1460m	9,0 -2,0	12,0 0,8	17,6 5,9	23,6 10,0	28,1 12,6	33,6 15,6	35,9 19,2	35,1 18,7	31,3 13,7	25,2 7,5	17,5 1,5	11,0 -1,7	23,3 8,4	45,0 -9,4	39
Qupis 2156m	4,1 -4,9	6,7 -2,7	12,3 2,2	18,5 7,8	22,8 11,4	29,2 16,4	32,1 19,1	31,0 18,2	26,1 13,4	20,0 7,5	13,4 1,6	5,9 -3,1	18,5 7,2	41,0 -12,0	25
Karim. 2300m	2,5 -3,8	4,7 -2,0	9,3 2,2	15,9 6,8	19,8 9,8	24,4 13,1	28,0 15,9	27,5 15,5	24,0 12,1	17,4 7,1	10,9 2,7	4,9 -1,5	15,8 6,5	37,8 -12,0	10
Misgar 3106m	-1,1 -12,0	1,8 -8,9	6,9 -4,7	12,4 -0,1	16,7 4,3	21,0 8,2	24,2 11,2	24,8 10,5	20,4 5,2	14,1 -0,8	6,8 -6,6	0,9 -11,1	12,5 0,0	32,2 -18,9	27
Naltar 2880m	-3,3 -9,3	-1,7 -9,3	2,8 -6,5	9,3 0,2	15,9 5,3	18,6 7,6	22,9 9,9	23,7 12,0	19,6 9,6	11,7 2,2	7,0 -0,5	1,6 -6,0	10,8 1,3	32,2 -15,6	1
Nomal 1830m	5,4 -1,1	6,9 0,6	10,5 3,7	20,1 10,9	24,7 14,3	29,4 19,7	32,9 23,1	34,5 24,2	30,6 21,1	20,6 12,6	16,4 7,2	8,8 2,3	20,1 11,7	42,8 -4,4	1
Skardu 2181m	2,3 -8,3	5,1 -4,5	11,7 1,4	18,1 6,5	22,3 9,8	28,0 13,6	31,4 16,8	31,1 16,5	26,9 12,2	19,7 4,9	12,1 -1,3	5,4 -5,7	18,0 5,3	41,0 -21,0	35
Yasin 2450m	-0,2 -9,7	2,4 -7,4	8,3 -1,6	13,6 4,2	20,3 7,9	24,7 9,5	26,4 11,4	30,1 12,1	22,1 7,1	16,4 2,6	9,8 -1,9	2,7 -6,6	14,7 2,3	36,0 -15,0	3

MP: Meßperiode in Jahren
Years of record

Ext.: Absolutes tägliches Maximum, Minimum
Absolute daily maximum, minimum

2.4 Bewölkung

Bewölkungsbeobachtungen liegen in langjährigen Reihen von 8 PMD-Stationen vor. Die Bedeckungsgrade in Achteln werden an drei Beobachtungsterminen (5,8,17h Ortszeit) geschätzt und nach Gesamtbewölkung und tiefer Bewölkung (low clouds) aufgeschlüsselt. Als tiefe Bewölkung wird nach Auskunft des pakistanischen Wetterdienstes der Bewölkungsanteil mit einer Untergrenze

zwischen 3000 und 5000 Fuß über Grund angesprochen. Die langjährigen Mittelwerte auf Monatsbasis sind in Fig. A201 - 208 grafisch dargestellt. Die Diagramme geben Aufschluß über tageszeitliche und saisonale Variationen der Bewölkung. Der Jahresgang kann als Ausdruck der synoptischen Situation aufgefasst werden, die tageszeitliche Veränderung spiegelt die Wirkung lokaler Zirkulationssysteme wider.

Im Vergleich der Stationen fällt zunächst die Ähnlichkeit der Jahresgänge an allen Stationen auf. Die Jahresmaxima der Wolkenbedeckungsgrade korrespondieren mit den oben beschriebenen Niederschlagsmaxima. Die Gesamtbewölkung vor allem um 17h weist an allen Stationen die höchsten Bedeckungsgrade in den Frühjahrsmonaten auf. Ein Sekundärmaximum der Gesamtbewölkung tritt an den meisten Stationen in den Monaten Juli und August auf. Die geringste Bewölkung herrscht generell in den Monaten Juni und November.

Der Vergleich der Bewölkungsgrade zwischen den einzelnen Ableseterminen weist auf einen markanten Tagesgang der Bewölkung in den Monaten März bis Oktober hin. Am Nachmittag ist sowohl die Gesamtbewölkung als auch die tiefe Bewölkung gegenüber den frühen Morgenstunden deutlich verdichtet. Diese Regelmäßigkeit konnte durch eigene Feldbeobachtungen bestätigt werden und ist auch von anderen Autoren (FLOHN 1956,70b, TROLL 1967, SCHWEINFURTH 1956) beschrieben worden. Erwartungsgemäß sind die Diskrepanzen zwischen den Tageterminen in den Sommermonaten besonders ausgeprägt. Dieser Effekt ist vegetationsökologisch von großer Bedeutung. Die Verdichtung der Bewölkung in den Nachmittagsstunden muß für die Westhänge eine relativ stärkere Abschirmung gegenüber der Einstrahlung im Vergleich zu den am Vormittag besonnten Osthängen zur Folge haben. Die dadurch reduzierte Verdunstung in Zusammenwirkung mit eventueller Wolkennebelbildung bedeutet für Vegetationsformationen an der Trockengrenze einen entscheidenden ökologischen Standortvorteil (dazu auch BRAUN 1993).

Die Unterschiede im Jahresdurchschnitt der Gesamtbewölkung um 17h zwischen den einzelnen Stationen sind gering. Die Jahresgänge weisen jedoch bemerkenswerte Variationen auf. Das sommerliche Sekundärmaximum entfällt an der Station Chitral und ist in Drosh nur schwach ausgeprägt, wohingegen die Stationen Skardu, Bunji, Chilas und Gilgit einen fast zweigipfligen Jahresgang der 17h Gesamtbewölkung aufzeigen. Im Raum Chitral, Drosh zeichnet der Jahresgang der 17h Gesamtbewölkung relativ eng den Niederschlagsjahresgang nach. An den anderen Stationen ist das sommerliche Sekundärmaximum der Bewölkung stärker akzentuiert als das des Niederschlages. Offensichtlich sind hier bewölkungsreiche Wetterlagen im Sommer häufiger, als die Bodeniederschläge indizieren. In den höheren Gebirgsregionen oberhalb etwa 3500m ist daher u. U. ein wesentlich höherer Anteil an Sommerniederschlägen zu erwarten, als die Talstationen anzeigen. Bemerkenswert sind auch die Unterschiede zwischen den unmittelbar benachbarten Stationen Chitral und Drosh. Die 17h Gesamtbewölkung ist im südlicher gelegenen Drosh im Sommer um ca. 1/8 höher, was vor allem durch den relativ hohen Anteil niedriger Bewölkung hervorgerufen wird, wie Fig. A208 veranschaulicht. Ursache kann das Vordringen tiefliegender Wolkenfelder aus Süden entlang der orographischen Leitlinie des Kunar-Tales bis Drosh sein, während das hinter einer Talbiegung gelegene Chitral davon nicht mehr erreicht wird (dazu auch REIMERS 1992, HASERODT 1989a).

Der Jahresgang der tiefen Bewölkung zum 17h Termin an den Stationen Chilas, Astor, Gilgit und Bunji zeigt eine auffallende Parallelität zur Temperatur. Dies weist auf einen Zusammenhang mit lokaler thermischer Konvektion hin.

2.5 Sonnenscheindauer

Tab. 7 gibt die von WHITEMAN 1985 aus Daten des PMD und der FAO-Station Yasin zusammengestellten Werte der mittleren Sonnenscheindauer in % der astronomisch möglichen an.

Tab. 7: Mittlere monatliche Sonnenscheindauer in % der maximal möglichen
Mean monthly sunshine duration in percent of maximum possible

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Astor	20	27	34	46	57	69	56	59	63	62	58	31
Chilas	30	36	46	51	58	70	59	62	65	68	59	39
Gilgit	29	36	45	50	57	69	59	62	64	65	58	38
Gupis	30	36	47	54	60	69	58	62	65	66	61	38
Skardu	31	37	49	58	62	70	59	62	65	66	64	38
Yasin	32	29	30	37	49	66	61	56	43	43	38	28
Max. mögl. Sonnenschein- stunden	10,1	11,0	11,9	13,1	14,0	14,5	14,3	13,5	12,4	11,3	10,3	9,8

Quelle: WHITEMAN (1985), S.20

Die Jahresmittel nehmen in der Reihenfolge Skardu (55,1%), Gupis (53,8%), Chilas (53,6%) und Gilgit (52,7%), Astor (48,5%), Yasin (42,7%) ab. Die Unterschiede sind relativ gering und müssen nicht Ausdruck der Witterungsbedingungen sein, sondern werden auch stark von der unmittelbaren Umgebung der Station und der Horizontüberhöhung beeinflusst (vgl. dazu SCHMIDT, 1993). Repräsentativ sind vor allem die Werte der Station Skardu, die in einem weiten Becken frei exponiert auf einer Kuppe liegt. Bemerkenswert ist dennoch, daß im langjährigen Mittel auch hier kaum mehr als die Hälfte der möglichen Sonnenscheindauer erreicht wird trotz der Lage in einem "Trockengebiet" der Subtropen.

Interessanter ist der Vergleich der Jahrgänge. An allen Stationen ergibt sich ein Maximum der rel. Sonnenscheindauer im Juni, das mit dem Rückgang der Bewölkung (vgl. 2.4) und des Niederschlages (vgl. 2.2.1) korrespondiert. Im Hochsommer ist die rel. Sonnenscheindauer aufgrund von häufigeren "Schlechtwetterlagen" gedämpft. In den Herbstmonaten steigt die relative Sonnenscheindauer erheblich an, was durch zahlreiche Expeditionsberichte von ausgedehnten herbstlichen Schönwetterperioden bestätigt wird (FLOHN 1956, WAGNER 1970, UNTERSTEINER 1957 a. u. b). Mit dem Einsetzen winterlicher Witterungsbedingungen im Dezember geht ein sprunghafter Rückgang der Sonnenscheindauer einher.

2.6 Wind

Die Monatsmittel der mittleren Windgeschwindigkeiten in m/sec sind in Tab. 8 angegeben. Generell treten die höchsten Windgeschwindigkeiten an den Stationen Chitral und Drosh auf, schwache Winde dagegen in Gilgit. Die Ursache für die vergleichsweise sehr hohen mittleren Windgeschwindigkeiten in den Sommermonaten an der Station Chitral kann hier nicht eindeutig geklärt werden, da die Anordnung der Instrumente nicht bekannt ist und zuverlässige Angaben zur Windrichtungsverteilung nicht vorliegen. Die absoluten Beträge der Windgeschwindigkeiten sind ohnehin nur bedingt vergleichbar, da die Anordnung der Anemometer bezüglich Höhe über Grund und Abstand zu Hindernissen sehr stark variiert.

Interessant ist jedoch der Vergleich der Jahrgänge. Sommermaxima treten an den Stationen Astor, Chilas, Chitral, Drosh und Gupis auf.

Tab. 8: Mittlere Windgeschwindigkeit in m/sec
Mean wind speed in m/sec

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MP
Astor	0,98	1,24	1,65	1,79	1,58	1,64	2,15	2,36	2,14	1,77	1,37	0,98	23
Bunji	1,10	1,75	2,24	2,02	1,77	1,65	2,08	1,95	1,62	1,20	0,91	0,92	26
Chilas	0,67	1,26	1,81	1,92	1,72	1,91	2,83	2,74	2,00	1,19	0,67	0,57	27
Chitral	3,10	2,87	2,77	2,76	3,18	3,64	4,37	4,37	3,46	2,40	2,17	2,26	17
Drosh	1,64	1,77	1,80	1,76	1,85	2,09	2,40	2,48	1,90	1,48	1,24	1,32	36
Gilgit	0,71	1,07	1,46	1,42	1,44	1,40	1,40	1,20	1,12	0,80	0,65	0,61	31
Cupis	1,35	1,63	2,25	2,63	2,46	2,52	2,75	2,66	2,26	1,66	1,29	1,16	24
Misgar	0,97	1,58	1,92	2,10	2,20	2,67	2,33	2,11	1,81	1,43	1,20	0,95	12
Skardu	0,71	1,12	1,95	2,44	2,43	2,43	2,12	2,23	2,07	1,47	1,00	0,59	20

Die übrigen Stationen zeigen analog zu den Niederschlägen Maxima im Frühjahr. Die Sommermaxima deuten auf das Vorherrschen lokaler thermisch induzierter Windsysteme hin. Maximale Windgeschwindigkeiten im Frühjahr hängen mit dem häufigen Auftreten synoptischer Störungen in dieser Jahreszeit zusammen.

Die geringsten Windgeschwindigkeiten treten an fast allen Stationen in den Monaten November bis Januar auf.

2.7 Verdunstung

Die unten aufgelisteten Verdunstungswerte (Tab. 9) wurden nach Angaben von WHITEMAN (1985) zusammengestellt. Die Reihen aus Gilgit, Danyor und Yasin beruhen auf kurzzeitigen Meßreihen mit 'A' Pan- Verdunstungspfannen. Sie geben jedoch das reale Ausmaß der Evapotranspiration nur unzureichend wieder. Vor allem der starke Einfluß der Ventilation auf die Meßresultate ist aus den Unterschieden zwischen den unmittelbar benachbarten Stationen Gilgit und Danyor zu erkennen. Letztere befand sich an einem extrem windexponiertem Standort. Daher werden von WHITEMAN (1985) zusätzlich Werte angegeben, die um einen die Advektion berücksichtigenden Korrekturfaktor bereinigt wurden. Sie stimmen tendenziell mit den theoretisch nach einer modifizierten Penman-Formel aus langjährigen meteorologischen Meßreihen errechneten Evapotranspirationswerten (ETO) überein, die auch für die übrigen Stationen angegeben wurden.

Unabhängig von der Meßmethode ergeben sich Jahressummen, die die Niederschläge um ein Vielfaches übersteigen und damit aride Bedingungen indizieren. Der Vergleich der Jahressummen offenbart auch eine Höhenabhängigkeit der Verdunstungswerte (dazu auch CRAMER 1993). Die höchste Verdunstung (ETO) ergibt sich in Chilas. Sie übersteigt die Jahresniederschlagssumme nahezu um das 6fache. In Astor liegt die Jahresverdunstung dagegen nur noch um den Faktor 1,5 über der Niederschlagssumme.

Humide Monate mit einem Niederschlagsüberschuß treten nur an den Stationen Astor (Dezember bis April) und Skardu (Dezember bis Februar) auf. Der Jahresgang folgt weitgehend dem Verlauf der Temperaturkurve. Lediglich Astor und Yasin zeigen Maxima bereits im Juni. Letzteres kann mit der Kürze der Meßperiode zusammenhängen. In Astor ist eher der Einfluß stärkerer Bewölkung im Juli/August anzunehmen.

Tab. 9: Mittlere monatliche Verdunstung in mm
Mean monthly evaporation

Station		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr	MP
Astor	ET	17	21	43	72	101	125	124	113	84	51	24	13	788	15
Chilas	ET	22	34	68	100	133	161	176	162	117	71	31	21	1090	15
Danyor	AP	60	104	160	240	303	393	405	422	278	192	110	83	2748	3
*	0,5 KF	30	52	80	120	151	197	202	211	139	96	55	42	1370	3
Gilgit	AP	34	58	109	152	199	241	248	210	157	106	52	34	1600	3
*	0,7 KF	24	41	106	76	139	169	174	147	110	74	36	24	1120	
	ET	22	36	60	90	123	143	151	132	94	56	26	19	958	
Gupis	ET	19	29	59	90	119	142	147	129	93	54	22	16	919	15
Skardu	ET	14	21	50	83	115	136	144	105	91	50	19	11	839	15
Yasin	AP	20	35	70	115	131	173	163	157	94	66	37	25	1086	3
*	0,85 KF	17	30	58	98	115	147	149	133	81	56	31	21	936	3

ET: Evapotranspiration (mod. PENMAN-Formel)

AP: Evaporation mit A-Pan gemessen

KF: AP mit Korrekturfaktor 0,7 umgerechnet

Quelle: WHITEMAN (1985), S.16

2.8 Abflußkenngrößen der wichtigsten Flüsse

Der Abfluß der Indus-tributären Flüsse Astor, Gilgit, Hunza, Chitral, Shyok und Shigar wird überwiegend von Gletscherablation und Schneeschmelze gespeist. Die gewaltigen Schnee- und Eismassen in den Hochlagen des Karakorum und des Hindukusch fungieren als lebenswichtiges Wasserreservoir für die Landwirtschaft auf den Schwemmfächern der ariden Tallagen. Die Messungen der von WAPDA teilweise bereits in den 60er Jahren installierten Pegel indizieren, daß die Schnee- und Eisschmelze im Karakorum ca. 75% des jährlichen Abflusses im Oberen Indus-Einzugsgebiet erzeugt. 80% des Jahresabflusses treten in der Sommersaison Mitte Juni bis Mitte September auf. Die Versorgung der Bewässerungslandwirtschaft in den Tälern hängt demnach sowohl von der winterlichen Schnee- und Eisakkumulation als auch von den meteorologischen Parametern (z.B. Temperatur, Strahlung, Albedo, Bewölkung) ab, die die sommerliche Ablation steuern.

Die Monats- und Jahresmittel der Abflüsse der wichtigsten Flüsse sind in Tab.10 angegeben. Die Daten wurden aus teilweise unveröffentlichten Unterlagen der WAPDA in Lahore zusammengestellt. Für die Flüsse Naltar und Chitral wurden sie aus HORMANN (1989) entnommen. In Tab.10 zeigen sich beträchtliche Jahresamplituden in den Abflußwerten. Wenn man das Verhältnis zwischen dem jeweils höchsten und niedrigsten Monatsmittel als Maß heranzieht, ergeben sich auch deutliche regionale Unterschiede. Die Quotienten nehmen in der Reihenfolge Shigar (30,8) > Hunza (30,5) > Shyok (28,3) > Gilgit (Alam Bridge) (21,3) > Indus (Partab Bridge) (18,1) > Gilgit (Gilgit Bridge) (17,5) > Astor (15,6) > Naltar (13,7) > Chitral (11,4) ab. Je höher der Vergleichsrechnungsgrad der Einzugsgebiete, desto weiter sind i.d.R. die Quotienten zwischen den Extremmonaten.

Tab. 10: Mittlere monatliche Abflußwerte (m³/sec)
Mean monthly runoff (m³/sec)

Pegel	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	mean	EZG (km ²)	MP
Astor (Doyian)	25	23,4	23,4	46,7	153	333	364	242	109	52,8	36,7	29,6	120	3750	74-87
Chitral (Chitral)	75,6	68,3	67,5	91,6	178	477	767	738	353	154	108	88	264	12425	64-87
Gilgit (Gilgit.Br.)	64,2	55,8	48,8	60,3	201	710	852	687	347	148	97,2	76,5	279	12800	60-72, 80-83
Gilgit (Alam Br.)	112,6	99,6	100	125,3	385,7	1355	2121,7	1962	845,1	314,3	175,5	133,4	648,9	27525	66-67, 69-88
Hunza (Dainyor)	48	43,5	41,2	60,0	172,9	644,3	1289,6	1272,4	538,9	160,6	75,5	55,4	369,8	13925	66-88
Indus (Parab)	340,2	310,5	300,9	391,2	1031,8	3418,4	5441,2	5239,9	2280,6	823,5	502,8	390,3	1718	176775	62-88
Naltar (Nomal)	2,6	2,1	1,8	1,9	4,4	10,3	28,8	35,1	33,2	6,9	4,2	3,1	11,2	275	83-84
Shigar (Shigar)	24,8	25,1	26	29	79	233,7	757,8	763,6	326,7	87,9	40,6	25,6	203,8	6650	85-88
Shyok (Yugo)	53,3	50,3	44,7	46,1	93,4	442,7	1263,0	1378,7	505,0	149,4	90,3	65,6	351,8	65025	73-88

HASERODT (1984) errechnete die Schwankungen auch auf Basis von Pentadenmitteln. Die extremste Pentadenschwankung in der Gesamtperiode von 1971-81 betrug für den Hunza 1:68, für den Chitral-River dagegen nur 1:26.

Die Flüsse mit extrem vergletscherten Einzugsgebieten (Hunza, Shigar, Shyok) heben sich auch in ihren Jahresgang von den übrigen ab. Ein besonders drastischer der Anstieg der Monatsmittel erfolgt vom Mai zum Juni (vgl. Tab.10). Dies weist auf ein typisches glaziales Abflußregime hin. Bei den Flüssen Astor und Chitral setzt dagegen der Anstieg früher und flacher ein, worin sich der Einfluß früh ausapernder Schneedecken abzeichnet. Hier kann das Abflußregime als nivoglazial eingestuft werden (vgl. KELLER 1961).

Ausdehnung und Gletscherareal der Einzugsgebiete von Chitral, Hunza u. Gilgit R. sind in Fig. A209 (aus HASERODT 1984) eingetragen.

Bei fast allen Flüssen zeigt sich eine rückläufige Tendenz des Abflusses bis in den März hinein. In den Wintermonaten wird wahrscheinlich ein beträchtlicher Anteil des Abflusses aus den in den mächtigen quartären Schotterkörpern der Täler gespeicherten Grundwasserreserven gespeist (vgl. GERARD 1990).

2.9 Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

- Die Datenqualität variiert zwischen einzelnen Stationen und Betreibern. Den Anforderungen komplexer statistischer Analysemethoden genügen lediglich die Daten der Klimaelemente Temperatur und Niederschlag. Die Stationen repräsentieren in der Vertikalen vor allem das Höhenintervall von 1500 bis 3000 m NN.
- Die Jahressummen der Niederschläge offenbaren einen markanten SW/NE Gradienten. Dieser ist sowohl zirkulationsgenetisch als auch durch das Streichen der gestaffelten Hauptgebirgskämme bestimmt. Der Jahresgang der Niederschläge ist eindeutig nicht monsunal. Das Maximum der Niederschläge liegt in den Frühjahrsmonaten und ist im Zusammenhang mit der Umstellung der großräumigen Zirkulation zu interpretieren. Sekundäre Maxima im Sommer weisen auf genetische Zusammenhänge mit der Monsunzirkulation hin.
- Die Variabilität der Niederschläge ist erwartungsgemäß sehr hoch. Im Jahresgang treten die höchsten Variabilitäten im Juni und in den Herbstmonaten auf.
- Extreme Starkniederschläge traten in langjährigen Meßperioden vor allem an den Stationen Astor und Drosh auf.

- Die Jahresmitteltemperaturen sind im wesentlichen eine Funktion der Meereshöhe. Lokalklimatische Abkühlungseffekte treten an den Stationen Skardu und Astor auf. Der Jahresgang folgt dem astronomischen Strahlungsgang. Vorzeitige Jahresmaxima wie an den Monstationen des Tieflandes treten nicht auf. Die Jahrestemperaturamplituden weisen auf starke Kontinentalität hin.
 - Die Auswertung der Bewölkungsbeobachtung ergab markante Tages- und Jahresgänge. Letztere sind Ausdruck der synoptischen Bedingungen, erstere Ausdruck der lokalen thermischen Konvektion.
- Die meisten Stationen zeigen einen annähernd zweigipfligen Jahresgang der Bewölkung. Die relativ starke sommerliche Bewölkung korrespondiert nicht mit den entsprechenden Niederschlagssummen. Daraus folgt, daß zumindest in größeren Höhen sommerliche Schlechtwetterperioden häufiger sind als die Niederschlagsmessungen der Talstationen erwarten lassen.
- Darauf weisen auch die Jahresgänge der relativen Sonnenscheindauer hin.
 - Die Jahresgänge der Windgeschwindigkeiten offenbaren die Einflüsse synoptischer Winde und lokaler Zirkulationssysteme.
 - Die Jahressummen der Verdunstung erreichen im Extremfall annähernd das 6fache der Niederschlagssummen. Erst oberhalb 2200 m können 3-5 humide Monate auftreten. Die Jahresbilanz verbleibt auch hier defizitär.
 - Der Jahresgang der Abflüsse weist auf typische glaziale bzw. nivoglaziale Abflußregime hin.

3 Zeitliche Fluktuationen von Temperatur, Niederschlag und Abfluß

3.1 Interannuelle Schwankungen der Niederschläge

Die durch den PEARSON-Variationskoeffizienten ausgedrückte Variabilität der Jahres- und Monatssummen wurde bereits in 2.2 diskutiert. Die Fluktuationen der Jahresniederschläge auf der Zeitachse sind in Fig. A301-A313 als relative Abweichungen vom langjährigen Mittelwert dargestellt.

Die Vorzeichenfolge der relativen Abweichungen offenbart eine gewisse Erhaltungsneigung. Die Persistenz von Trockenjahren ist besonders ausgeprägt an den Stationen Karimabad, Chilas, Skardu, Drosh, Yugo und Gupis. Persistierende Feuchteperioden von 4 oder mehr aufeinanderfolgenden Jahren weisen die Stationen Drosh Naran, Gupis, Chitral, Chilas, Kalam und Skardu auf. Tendenzial zeigen Trockenjahre eine größere Erhaltungsneigung als Überschußjahre.

Die Relativabweichungen der Station Astor bestätigen den niedrigen Variationskoeffizienten von 24,5%. Die Abweichungsbeträge überschreiten in nur einem Fall (1957) die 50%-Schwelle. Nach mündl. Mitteilung von T.HOFFMANN (1992) führten extreme Niederschläge in diesem Jahr im Astor-Tal zu katastrophalen Ernteschäden.

Extreme Abweichungsbeträge von 100% und mehr treten nur an den Stationen Chilas, Misgar und Skardu auf. Für das Maximum in Chilas analog zu Astor im Jahre 1957 sind ausschließlich extreme Aprilniederschläge von 159,8 mm verantwortlich, das entspricht 87% des langjährigen Jahresmittels. Der extrem hohe Variationskoeffizient von Misgar (77,8%) ist vor allem durch 2 aufeinanderfolgende Extremjahre zu erklären. 1969 fielen 280% der mittleren Jahressumme. Dazu trug der Monat Dezember mit 102 mm maßgeblich bei. Im Jahre 1970 betrug die Abweichung 175%, bedingt durch extreme Frühjahrsniederschläge.

Die extreme Abweichung in Skardu 1953 geht vor allem auf starke Januarniederschläge von 159,7 mm (74% der mittl. Jahressumme) zurück.

Generell tendieren Stationen mit niedrigen Jahresniederschlägen auch zu hoher Variabilität. Der zeitliche Gang der Abweichungen ist auch bei benachbarten Stationen nicht immer gleichsinnig (vgl.

Chilas-Bunji; Chitral-Drosh). Darauf soll bei der Diskussion der Produktmomentkorrelationskoeffizienten näher eingegangen werden.

3.2 Vergleich der Mittelwerte von rezenten und kolonialzeitlichen Klimameßreihen

Für die Stationen Drosh, Gilgit und Skardu standen die Mittelwerte historischer Klimameßreihen der britisch indischen Kolonialverwaltung zur Verfügung (INDIA METEOROLOGICAL DEPARTMENT 1962, GOVERNMENT OF INDIA 1953). Die Jahres- und Monatsmittel wurden mit den hier bearbeiteten Daten des pakistanischen Wetterdienstes verglichen. Fig.A314- A316 zeigen die berechneten Abweichungen im Jahresgang und -mittel. Signifikanztests konnten mit dem vorliegenden Material nicht durchgeführt werden, da in der Quelle keine Angaben zu den statistischen Streuungsmomenten verfügbar sind. Positive Abweichungen im Diagramm indizieren eine Zunahme der Werte in der rezenten Meßperiode.

Für die Station Skardu ergibt sich eine Zunahme der Niederschläge um 51,2 mm im Jahresmittel. Dazu tragen vor allem die Monate März, Mai und Oktober bei. Der Einfluß einer Stationsverlegung kann ausgeschlossen werden, da die Lokalitätsbeschreibung in den indischen Registern mit der heutigen Lage übereinstimmt. Die Veränderung der Temperatur ist im Jahresmittel nur schwach, im Jahresgang jedoch erheblich. Hohe positive Abweichungen finden sich in den Monaten Februar-April. Die Juli-Temperatur ist jedoch um 2,5 K deutlich reduziert. Unter Umständen ist dies durch eine Zunahme der Bewölkung im Sommer aufgrund einer erhöhten Häufigkeit von Schlechtwetterlagen bedingt.

In Gilgit bleiben die Niederschläge annähernd konstant. Die Jahresmitteltemperatur liegt in der rezenten Periode um 1,0 K tiefer. Der Jahresgang der Temperaturabweichungen ist indifferent.

Die Temperaturminderung kann hier vor allem als Folge einer Stationsverlagerung vom Gilgit-Hospital im dicht bebauten Ortskern zum außerhalb der geschlossenen Bebauung gelegenen Flughafengelände gesehen werden, die sich vor allem in der warmen Jahreszeit auswirkt.

Die Niederschläge der Station Drosh (Fig. A314) weisen eine drastische Zunahme um 188 mm auf, die mit Sicherheit statistischen Signifikanzkriterien gerecht wird. Der Jahresgang der Differenz ist auch hier mit einem Maximum im Februar sehr ausgeprägt. Der Sommer weist nur eine geringfügig positive, der Oktober eine geringfügig negative Abweichung auf. Insgesamt verzeichnet Drosh noch stärker als Skardu eine kräftige Intensivierung der Winter/Frühjahrs-Niederschläge. Die Zunahme im Mittelwertsvergleich muß jedoch zeitlich relativiert werden, da die Niederschläge in Drosh seit Ende der 50er Jahre einen signifikanten Abnahmetrend aufweisen (vgl. Fig.A317, 3.3.1). Daraus folgt, daß die höheren Mittelwerte in der rezenten Meßperiode in erster Linie durch die Feuchteperiode in der 2.Hälfte der 50er Jahre hervorgerufen werden (dazu 3.3.1), die damit den Charakter einer echten Anomalie in säkularer Dimension erhält.

Zirkulationsgenetische Ursachen können in den Wintermonaten eine erhöhte Frequenz von Weststörungen sein. Ergiebige Frühjahrsniederschläge können mit einer erhöhten Häufigkeit meridionaler Wetterlagen mit intensivierter Zufuhr maritimer Luftmassen aus SW zusammenhängen (vgl. 7.4).

3.3 Zeitreihenfilterung

Methode: Für die Niederschlags- und Temperaturreihen der Stationen Drosh, Gilgit und Skardu wurden auf Jahresbasis und saisonal differenziert Zeitreihenanalysen nach dem Verfahren der Gaußschen Tiefpaß- und Hochpaßfilterung durchgeführt. Ausführliche methodische Hinweise finden sich in SCHÖNWIESE (1985). Für die übrigen Stationen verhinderten Meßlücken und zu kurze Meßperioden die Anwendung dieses Verfahrens. Für obengenannte Reihen wurden Meßlücken (max.2)

durch Schätzung anhand multivariater Regression gegen benachbarte Stationen geschlossen.

Die Tiefpaßfilterung erfolgte mit 9 symmetrischen normierten Filtergewichten nach SCHÖNWIESE (1985) zur Unterdrückung der hochfrequenten Schwankungen. Komplementär zur Tiefpaßfilterung ergibt sich die hochpaßgefilterte Reihe aus der Differenz der tiefpaßgefilterten Werte von den Originaldaten. Sie repräsentiert damit die hochfrequenten Schwankungen. Fig. A317-A346 stellen jeweils beide Filterreihen dar. Bei der Interpretation der Diagramme ist zu beachten, daß die Achsen je nach Station und Jahreszeit unterschiedlich dimensioniert sein können. Dieser Nachteil musste zugunsten einer besseren Lesbarkeit der einzelnen Figuren in Kauf genommen werden. Bei geringen Absolutbeträgen der Niederschläge sind auch geringfügige relative Fluktuationen von Interesse.

Die Zeitreihen der Jahressummen bzw. -mittel wurden zusätzlich mit einer Regression der Meßwerte gegen den Zeitindex auf lineare Trends hin überprüft. Sind die Regressionskoeffizienten (b) mit maximal 5% Irrtumswahrscheinlichkeit bei zweiseitigem T-Test von 0 verschieden, wurden die linearen Trendlinien zusätzlich im Diagramm aufgetragen.

Die Auswahl der 9jährigen Filterperiode beruht auf vorhergegangenen Spektralanalysen und praktischen Gegebenheiten. Die Zerlegung der Originalreihen in spektrale Komponenten (vgl. 3.2.3) ergab i. d. R. Maxima in den Spektralbereichen mit Periodenlängen zwischen 8 und 12 Jahren). Bei einer Filterlänge von 9 ist die Verkürzung der Ausgangsreihe auch bei Meßperioden von weniger als 40 Jahren vertretbar und die Filterwirkung dabei noch ausreichend.

Eine nach 4 Jahreszeiten aufgeschlüsselte Analyse erscheint für den Raum sinnvoll, da im Gegensatz zum durch Monsuntermine geprägten Jahresgang des Tieflandes in den Bergregionen Nordpakistan ein außertropisches Vierjahreszeitenklima herrscht (vgl. SHAMSHAD 1987). Zu den Sommermonaten werden an den hier untersuchten Talstationen die Monate Juni, Juli und August gezählt. Für die Hochlagen müsste wegen der verzögerten Erwärmung der Juni noch in das Frühjahr eingestuft werden.

3.3.1 Niederschlag

Bei den Tiefpaßfilterungen der Jahressummen und den linearen Trendberechnungen offenbart nur die Reihe Drosh (Fig. A317) einen kontinuierlichen Trend abnehmender Niederschläge. Der lineare Regressionskoeffizient der Ausgangsdaten gegen den Zeitindex ist mit 0,1% Irrtumswahrscheinlichkeit signifikant. Nach dem Maximum in einer sehr feuchten Periode in der 2. Hälfte der 50er Jahre flachen sich die sekundären Peaks bis in die 80er Jahre deutlich ab. Der Zyklus der Schwankungen bewegt sich in der Größenordnung von knapp einer Dekade. Der markant rückläufige Trend der Jahresniederschläge an der Station Drosh zeichnet sich deutlich auch in den Winter- und Frühjahrskurven (Fig. A318, A319) bzw. in signifikanten Trends ab, während die übrigen Jahreszeiten diese Tendenz nur schwach widerspiegeln. Dies spricht dafür, daß der Abnahmetrend klimatische Ursachen hat und nicht etwa auf eine Stationsverlegung zurückzuführen ist. Als Ursache ist eine Abnahme der Frequenz von west- bis südwestlichen Störungen in diesen Jahreszeiten anzunehmen.

Die Tiefpaßfilterung der Jahressummen von Gilgit (Fig. A322) zeigt einen sehr ausgeglichenen Verlauf ohne erkennbaren langfristigen Trend. Die relative Feuchteperiode in den 50er Jahren (vgl. Drosh) ist deutlich schwächer ausgeprägt, und in der ersten Hälfte der 80er Jahre erreichen die Niederschläge noch einmal das gleiche Niveau. Die Variabilität der Niederschläge beruht hier auf kurzfristigen Fluktuationen, wie die vergleichsweise kräftigen Amplituden der hochpaßgefilterten Reihe zeigen. Interessant ist der annähernd inverse Verlauf der tiefpaßgefilterten Sommer- und Herbstreihen (Fig. A325, A326). Tendenziell folgen auf relativ feuchte Sommer relativ trockene Herbstmonate.

Die Tiefpaßreihe der Station Skardu (Fig. A327) offenbart Schwankungen in langen Zyklen von ca.

20 Jahren. Die Feuchteperiode Mitte der 50er Jahre, die wegen der Verkürzung durch die Filterung in ungefilterten Daten deutlicher zu erkennen ist, zeichnet sich auch hier ab, während ein zweites kräftiges Maximum Mitte der 70er Jahre an den anderen Stationen keine Entsprechung findet. Die Winter- und Frühjahrsniederschläge haben seit dem Maximum Mitte der 70er Jahre markant abgenommen. Wie in Gilgit - jedoch in unterschiedlicher zeitlicher Phase - ist ein inverser Verlauf von Sommer- und Frühjahrskurve erkennbar. Eine - wenn auch hypothetische - Erklärung kann in der Tatsache liegen, daß in monsunstarken Sommern die tibetische Höhenantizyklone besonders stark ausgeprägt sein muß, und demzufolge die herbstliche Auflösung des blockierenden Höhenhochs verzögert stattfindet. Daher kann auch die Westwindzirkulation im Herbst erst verspätet auf das Gebiet übergreifen (vgl. 1.3).

Übereinstimmend bei allen Stationen ist lediglich die ausgeprägte Feuchteperiode Mitte der 50er Jahre. Lineare Trends und Zyklenlängen zeigen dagegen erhebliche Unterschiede. Die Hochpassfilterreihen zeigen bei allen Stationen einen 3-4jährigen Zyklus. Die Amplituden sind in Skardu und Drosh am stärksten ausgeprägt.

3.3.2 Temperatur

Die tiefpaßgefilterten Reihen der Jahresmitteltemperaturen der Stationen Drosh, Gilgit und Skardu (Fig. A332-A346) zeigen einen annähernd parallelen Kurvenverlauf, unterscheiden sich jedoch in den Amplituden. Gilgit weist eine ausgeglichene Kurve auf, Drosh dagegen starke Amplituden. Der Zyklus der niederfrequenten Schwankungen umfasst etwa eine Dekade. Relative Kälteperioden finden sich Mitte der 60er und Mitte der 70er Jahre.

In Drosh zeigt sich eine deutliche Abkühlung mit Ausnahme des Frühjahrs seit Anfang der 80er Jahre. Allerdings deuten die ungefilterten Werte gegen Ende der 80er wieder einen Anstieg an, so daß die obengenannte Abkühlung in den Kontext einer zyklenhaften Schwankung einzuordnen ist. Bei den saisonal differenzierten Reihen fallen an der Station Drosh die hohen Amplituden der hochpaßgefilterten Wintertemperaturen mit 3-4jährigen Zyklen auf (Fig. A333). Hierin äußert sich offenbar das zyklisch alternierende Vorstoßen von winterlichen Kaltluftmassen. Die niederfrequenten Schwankungen der Wintertemperaturen sind dagegen vergleichsweise schwach ausgeprägt.

In Gilgit sind die Schwankungen der Temperaturen vergleichsweise flach. Auffällig ist jedoch die relativ starke Abnahme der Herbstmitteltemperaturen von 1955 bis 1965, die danach nur noch schwache niederfrequente Schwankungen zeigen. Auch die Frühjahrstemperaturen verlaufen ausgeglichen, mit Ausnahme der markanten Kälteperiode Mitte der 60er Jahre. Die tiefpaßgefilterten Sommertemperaturen oszillieren gleichmäßig in einem 10jährigem Zyklus (Fig. A341). Bei den Wintertemperaturen zeichnet sich nach einer relativen Kälteperiode Anfang der 80er Jahre ein erneuter Anstieg ab (vgl. Drosh).

Die Jahrestemperaturen von Skardu fluktuieren in einem ca. 8jährigem Zyklus bei insgesamt ansteigender Tendenz. Diese äußert sich in einem hochgradig signifikanten linearen Anstiegstrend (Irrtumswahrscheinlichkeit 1,9%). Auch in Skardu ist in der tiefpaßgefilterten Reihe die frühjährliche Kälteperiode Mitte der 60er Jahre zu erkennen (Fig. A344). Danach erfolgt ein kontinuierlicher Anstieg bis Ende der 80er. Die Wintertemperaturen in Skardu zeichnen sich durch starke Unregelmäßigkeit auf hohen und tiefen Frequenzen aus. Besonders auffallend ist die extreme Kälteperiode Mitte der 70er (Fig. A343). Winter mit starken Kaltlufterbrüchen müssen aufgrund der topographischen Situation Skardus (Beckenlage) hier wesentlich markanter ausgeprägt sein als an den anderen Stationen, wie der Vergleich der Reihen zeigt.

Die tiefpaßgefilterten Sommertemperaturen fluktuieren in einem ähnlichen Zyklus wie die von Gilgit bei mäßig ansteigender Tendenz. Die Herbsttemperaturen weisen seit Mitte der 60er eine gleichmäßig ansteigende Tendenz auf.

3.4 Spektralanalysen

Methode: Zeitreihen können durch Transformationen nach der allgemeinen Form

$$a_i(t_i) \rightarrow A_j(\Delta f_j), f = 1/T$$

mit t = Zeit, f = Frequenz und T = Periode

in eine spektrale Darstellung transformiert werden (SCHÖNWIESE, 1985, BOX u. JENKINS, 1976). Für Zeitreihenanalysen eignet sich besonders die sogenannte "schnelle Fourier-Transformation", die eine beliebige Zeitfunktion in einen Ausdruck spektraler Dichte transformieren läßt. Die Transformation zerlegt die Originalzeitreihe in einen Satz von Sinusfunktionen, die in ihrer Gesamtheit die Ausgangsreihe repräsentieren. Aus der Verteilung der Maxima der spektralen Dichte in bezug zu den zugehörigen Frequenzen lassen sich Regelmäßigkeiten der Zeitreihe wie Dominanz bestimmter Periodenlängen erschließen.

Das Computerprogramm Statgraphics bietet einen Algorithmus an, der das Resultat der Analyse grafisch als Periodogramm ausgibt. Die Abszisse repräsentiert die Frequenz f , aus der sich im Verhältnis $1/f$ die Periodenlänge ergibt, und die Ordinate gibt die quadrierten Amplituden der zugehörigen Sinusfunktion an.

Signifikanzprüfungen wurden durchgeführt, indem die normierten Ordinatenwerte kumulativ gegen die 75 u. 95% Schranken des Kolmogorov-Smirnov-Tests aufgetragen wurden. Die Überschreitung der Schranken durch einzelne Peaks der Ordinaten indiziert eine Abweichung von der Gleichverteilungshypothese und damit ein Signal des sogenannten "roten Rauschens", das sich vom durch Zufallsprozesse bedingten "weißen Rauschen" abhebt.

Die tiefpaßgefilterten Daten der Jahresreihen von Temperatur- und Niederschlag wurden nach dem oben beschriebenen Verfahren aufbereitet und als Periodogramme dargestellt. Zur besseren Vergleichbarkeit gingen als Inputdaten die Abweichungsbeträge vom Mittelwert ein. Die Signifikanzprüfungen ergaben für die Maximum-Spitzen eine Signifikanz von $> 95\%$, für die Sekundärmaxima eine Überschreitung der 75%- Schwelle des Kolmogorov-Smirnov-Testes.

3.4.1 Niederschläge

Der Vergleich der Periodogramme (Fig.A347- A349) der gefilterten Niederschlagsreihen bietet Hinweise auf Gemeinsamkeiten und Regelmäßigkeiten in komprimierter Form. Zur Interpretation sind weniger die Absolutbeträge der Ordinaten interessant als die Lage der Peaks auf bestimmten Frequenzen.

Mit Ausnahme von Skardu lassen sich die Fluktuationen der Jahresniederschläge durch Maxima auf jeweils 2 Frequenzen erklären, die mindestens dem 75%-Signifikanzkriterium genügen.

Die Maxima in Drosh und Gilgit weisen auf starke Ähnlichkeiten in den dominanten Periodenlängen hin. Sie liegen jeweils auf einer Frequenz von 0,04, d.h. einer Periode von 25 Jahren. Diese wird in Gilgit von einer sekundären Schwingung mit ca. 11jähriger Periode und in Drosh von einer ca. 7jährigen Periode überlagert, wie auch die in 3.2.1 beschriebenen Diagramme zum Ausdruck bringen.

Das Hauptmaximum kann daher als regionales Signal, das Sekundärmaximum als lokale Variante interpretiert werden.

In Skardu ist dagegen ein steiles Abfallen des Periodogramms von einem Maximum bei 0.06 (Periode 17) zu den höheren Frequenzen hin zu verzeichnen, die jedoch kein prägnantes Sekundärmaximum mehr aufweisen.

3.4.2 Temperaturen

Die Schwankungen der tiefpaßgefilterten Temperaturreihen werden im wesentlichen durch je 2 Frequenzen gesteuert (vgl. Fig. A350-A352).

Übereinstimmend treten an allen 3 Stationen signifikante Peaks in Periodenlängen von 8-10 Jahren auf. Dies kann wiederum als gemeinsames Signal für regionale Temperaturschwankungen aufgefasst werden, das mit Ausnahme von Skardu nur als Sekundärmaximum ausgeprägt ist.

Das lokale Signal weist an den Stationen Gilgit und Drosh jedoch stärkere Amplituden auf und erklärt damit auch einen relativ höheren Varianzanteil der Zeitreihe. Wie bereits die tiefpaßgefilterten Reihen in Gilgit zeigten, dominieren hier lange Perioden.

In Skardu dagegen besteht ein markantes Hauptmaximum (regionales Signal), während der hochfrequente Sekundärpeak (ca. 6jährige Periode) von untergeordneter Bedeutung ist.

3.5 Zeitreihen der Jahresabflüsse

Die Jahresmittel der Abflüsse in (m/sec) sowie die im jeweiligen Jahr aufgetretenen Spitzenwerte sind für die Flüsse Indus (Pegel Partab Bridge), Gilgit (Pegel Alam Bridge) und Hunza (Pegel Dainyor) in Fig. A353 - A356 aufgetragen.

Die Jahresabflußmengen weisen eine wesentlich geringere Streuung auf als die Niederschlagssummen an den meisten Klimastationen (Variationskoeffizienten: Indus 12,4%; Gilgit 16,6%, Hunza 17,2%). Erwartungsgemäß nehmen die Variationsmaße mit der Größe des Einzugsgebietes ab.

Im Durchschnitt trägt der Gilgit River (Alam Bridge) mit 36,1 % zum Abfluß des Indus an der Partab Bridge bei, der Hunza allein noch 21,4 %. Gemessen an der Größe der Einzugsgebiete (vgl. Tab.10) tragen Hunza und Gilgit weit überproportional zum Abfluß des Indus bei. Das Gesamteinzugsgebiet Gilgit umfaßt nur 15,6 % der Fläche des Indus EZG, das des Hunza allein nur 7,9 %. Dies belegt eindrucksvoll die enorme Bedeutung gerade des westlichen Karakorum für die Abflußspende des Indus. Je höher der Vergletscherungsgrad des Einzugsgebietes, desto mehr Wasser wird pro Flächeneinheit aus dem Gebiet ausgetragen.

Im Vergleich der Jahresabflußzeitreihen fällt auf, daß die Peaks der Maxima und Minima zwischen den Reihen eine enge Übereinstimmung zeigen, die Werte auf mittlerem Niveau dagegen weniger. Die Korrelationskoeffizienten zwischen den drei Reihen erwiesen sich als nicht signifikant. Bemerkenswert ist der extreme Jahresabflußwert im Jahre 1973, der sich in allen drei Reihen eindeutig abzeichnet (vgl. Diskussion in 6.5).

Tendenziell korrespondieren die Reihen der Spitzenwerte mit denen der Mittelwerte. Die Sichtung der Tagesabflüsse zeigte, daß extreme Tagesspitzen keine Singularitäten sind, sondern in 5-7 tägige Perioden mit ähnlich hohen Tageswerten fallen.

Für den Indus und Hunza River können keine signifikanten zeitlichen Trends festgestellt werden. In der Reihe des Gilgit River deutet schon der visuelle Eindruck der Zeitreihe (Fig. A356) auf eine Abnahmetendenz der Abflüsse hin. Statistisch konnte diese Vermutung mittels einer linearen Regression der Abflußwerte gegen den Zeitindex bestätigt werden. Bei einem Korrelationskoeffizienten r von -0,53 war der negative Regressionskoeffizient b mit 1,2 % Irrtumswahrscheinlichkeit signi-

fikant (vgl. Trendlinie in Fig.A356). Der Rückgang der Abflüsse des Gilgit R. ist unter Umständen im Zusammenhang mit dem anhand der Zeitreihe Drosh (vgl. 3.2) erkennbaren und auch von G.MIEHE (1993) anhand qualitativer Betrachtungen postulierten Rückgang der Winterniederschläge und damit einer Verringerung der Schneeakkumulation als Wasserreserve zu sehen.

3.6 Diskussion qualitativer Indikatoren für Klimafluktuationen

G.MIEHE (1993,92) vertritt ausgehend von vegetationsökologischen Befunden, Befragungen und Zusatzbeobachtungen die Hypothese einer mindestens 30-40 Jahre währenden rezenten Austrocknungstendenz im Karakorum, hervorgerufen durch absinkende Winter/Frühjahrsniederschläge.

Als Belege führt er u.a. folgende Indizien an:

- An ihrer nördlichen Verbreitungsgrenze im Karakorum findet in *Picea smithiana* - Beständen keine Naturverjüngung mehr statt, sondern die Regeneration der Fichten hat sich in den ca. 300 m höheren Birkengürtel verlagert.
- An der Ostflanke des Panji-Passes (Ishkoman) befinden sich vitale Bestände älterer *Betula utilis*-Bäume, deren Wasserversorgung jedoch offenbar grundwassergebunden ist, während jüngere Bäume, die wegen ihrer flacheren Wurzelsysteme auf Niederschlagswasser angewiesen sind, fehlen.
- Die Naturverjüngung der trockenresistenten *Juniperus turkestanica* findet im Raum Shimshal nur noch an azonalen Gunststandorten statt, ältere Bäume sind dagegen auf zonalen Standorten noch vital und werden von G. MIEHE (1993) als Relikt einer Phase mit günstigeren hygrischen Wuchsbedingungen angesehen.
- An der nördlichen Verbreitungsgrenze der humiden alpinen Cyperaceae-Matten mit *Kobresia capillifolia* finden sich Anzeichen der Auflösung geschlossener Matten zugunsten ariderer Formationen (alpine Steppen).
- Mächtige Sinterablagerungen finden sich am Panji-Paß im Umfeld kleiner Quellbäche. G. MIEHE schließt daraus auf wesentlich größere Schüttungen der Quellen zu hygrisch günstigeren Zeiten.
- Befragungen von Bauern und Hirten in verschiedenen Teilräumen des Untersuchungsgebietes erbrachten übereinstimmend Hinweise auf einen Rückgang der Winterniederschläge (d.h. des Schneefalls) in den vergangenen 30-40 Jahren.
- Ebenso deuten aufgelassene Bewässerungsterassen im Yasin-Tal auf das Schrumpfen bzw. vollständige Verschwinden perennierender Schneeflecken, die vormalig zu Irrigationszwecken genutzt werden konnten.

Die von G. MIEHE (1993) präsentierten qualitativen Indizien für eine Austrocknungstendenz stehen in in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Zeitreihenanalysen vor allem aus dem W des Untersuchungsgebietes (Drosh). Die Aussagekraft der amtlichen Stationsdaten wird zwar von MIEHE (1993) wegen ihrer Lage im Talbereich in Frage gestellt. Unterstellt man jedoch, daß das Niederschlagsregime in den Tälern trotz geringer Absolutbeträge der Meßwerte eine deutliche Indikatorfunktion auch für den Niederschlagsgang in den Hochgebirgslagen (dazu auch REIMERS 1993, Diskussion in 7.2) hat, können die quantitativen Zeitreihenanalysen dazu beitragen, das Defizit der qualitativen Aussagen - nämlich der fehlende Bezug zu exakten zeitlichen Maßstäben - auszugleichen. Daher kann die von MIEHE (1993) postulierte Austrocknung zeitlich in den Kontext einer Abnahme der Niederschläge von einem subrezenten "Feuchteoptimum" in den 50er Jahren gestellt werden, die auch durch den hochsignifikanten Annahmetrend an der Station Drosh zum Ausdruck gebracht wird. Ob dies im Zusammenhang mit einer nachhaltigen Klimaveränderung oder eher im Sinne einer zyklischen Schwankung verstanden werden muß, kann hier nicht eindeutig geklärt

werden. Letzteres ist wahrscheinlicher, da der Mittelwertvergleich (3.4) zeigt, daß auch in der Meßperiode 1900-1940 die Niederschläge deutlich unter dem Niveau der späten 50er Jahre gelegen haben müssen. Für die Stationen Gilgit und Skardu kann nur ein Rückgang der Winter- bzw. Frühjahrsniederschläge seit Mitte der 70er Jahre aus den tiefpaßgefilterten Reihen abgelesen werden, der ebenfalls im Kontext einer zyklenhaften Schwankung zu sehen ist.

Für einen Erwärmungstrend werden von G.MIEHE (1993) morphologische Indizien angeführt. Eine Intensivierung der Solifluktion an sonnexponierten Hängen an der SW-Abdachung des Karakorum wird als Hinweis auf eine frühere Ausaperung der Schneedecke und damit eine Erwärmungstendenz gedeutet. Diese Interpretation korrespondiert mit dem statistisch belegten Anstiegstrend der Temperatur in Skardu und von BÖHNER (1993) herausgearbeiteten Erwärmungstrend für das westliche Hochasien. Auch neuere Befunde von THOMPSON et al. (1992) anhand von ^{18}O -Untersuchungen von Eiskernen weisen auf einen Erwärmungstrend in Zentralasien für die vergangenen 30-50 Jahre hin. Eingehendere Untersuchungen sind jedoch zur Klärung dieser Frage unabdingbar.

Fluktuationen im Niederschlags- und Temperaturregime legen einen Vergleich mit Gletscherschwankungen nahe. Eine zeitliche Korrelation muß allerdings die teilweise langen Reaktionszeiten der Gletscher auf klimatische Stimuli mit in Betracht ziehen. Nach MAYEWSKI et al. (1980) ist bei den Gletschern der asiatischen Hochgebirge je nach Größe und Beschaffenheit der Einzugsgebiete von Reaktionszeiten von 2,5 bis 25 Jahren auszugehen. Das Verhalten einiger Gletscher des Hunza-Karakorum ist seit der Jahrhundertwende gut dokumentiert (GOUDIE et al. 1984a u. b, BATURA INVESTIGATION GROUP 1976, SCHNEIDER 1969, PAFFEN et al. 1956, KICK 1985).

Die 5 dokumentierten Gletscher verzeichneten in Übereinstimmung mit Befunden aus Europa und Grönland einen Höchststand um die Jahrhundertwende bzw. im frühen 20. Jhd. mit einer anschließenden generellen Rückzugsphase von 1930-1970. Überlagert wird dieser Rückzug von Phasen relativ kurzer Vorstöße. Solche eher kurzfristigen Modifikationen des Rückzugstrends sind von zeitlichen Scale mit den oben beschriebenen Zeitreihenanalysen kompatibel. Als gesicherter Befund der Zeitreihenanalysen kann ein Feuchteoptimum von regionaler Bedeutung Mitte der 50er Jahre angenommen werden. Eine Reaktion könnte die von GOUDIE et al. (1984) überlieferte kurze Vorstoßphase des Ghulmet-Gletschers zwischen 1954 und 1965 sein. Nach Ansicht der Autoren ist beim Ghulmit-Gletscher aufgrund der topographischen Verhältnisse von einer relativ kurzen Reaktionszeit auf klimatische Stimuli auszugehen. Auch das erneute Zusammenfließen der beiden Äste des Hasanabad-Gletschers könnte eine Folge des Feuchteoptimums bei einer zeitlichen Verzögerung von 2 Jahrzehnten sein. Auch der Ghulkin-Gletscher verzeichnet einen sekundären Vorstoß zwischen 1966 und 1978. Vom Batura-Gletscher ist ebenfalls ein Vorstoßen ab 1966 bekannt.

Aufgrund der relativ kurzen Meßperioden von maximal 40 Jahren können an dieser Stelle nur Aussagen zu Zusammenhängen zwischen sekundären Vorstoßphasen von Gletschern und klimatischen Fluktuationen getroffen werden. Für langfristige Aussagen sind eine Weiterführung der Gletscherbeobachtung und klimatologischen Meßreihen sowie detailliertere Kenntnisse über die Reaktionszeiten der einzelnen Gletscher erforderlich.

3.7 Zusammenfassung

- Im Vergleich der langjährigen Jahresniederschlagsreihen zeigen Trockenjahre eine rel. starke zeitliche Erhaltungsneigung.
- Überdurchschnittlich hohe Jahressummen beruhen in der Regel auf rel. kurzen Extremniederschlagsperioden in einzelnen Monaten.
- In Drosh ergab sich ein signifikanter linearer Abnahmetrend der Niederschläge seit den 50er Jahren.
- Übereinstimmend weisen alle Stationen eine markante Feuchteperiode in den 50er Jahren auf.
- Die Hochpaßfilterung offenbart einen 3-4 jährigen Zyklus der hochfrequenten Schwankungen.
- Die Winter/Frühjahrsniederschläge in Skardu, Gilgit und Drosh zeigen nach Tiefpaßfilterung eine Abnahmetendenz seit Mitte der 70er Jahre.
- Die Jahresmitteltemperaturen der Station Skardu zeigen einen signifikanten Anstiegstrend.
- Skardu und Gilgit weisen eine ausgeprägte Kälteperiode im Frühjahr Mitte der 60er Jahre auf.
- Spektralanalysen der tiefpaßgefilterten Jahresreihen ergaben eine Steuerung der Schwankungen durch jeweils 2 dominante Perioden bzw. Frequenzen. Es zeigten sich bei Temperatur und Niederschlag stationsübergreifende "regionale" Signale in Kombination mit je einem zweiten "lokalen" Signal.
- Der Vergleich der Mittelwerte der Meßperiode von 1900-1940 mit der rezenten ergab eine deutliche Zunahme der Niederschläge in Drosh und Skardu. In Gilgit sind die Niederschlagswerte beider Meßperioden annähernd identisch.
- Der Rückgang der Niederschläge in Drosh seit Ende der 50er Jahre sowie in Gilgit und Skardu seit Mitte der 70er Jahre bestätigen die von G. MIEHE (1993) anhand qualitativer Indikatoren ermittelte Austrocknungstendenz und ermöglichen eine zeitliche Einordnung dieser Befunde.
- Die Zeitreihe der Jahresabflüsse zeigt einen signifikanten Rückgangstrend für den Gilgit River am Pegel Alam Bridge.
- Sekundäre Vorstoßphasen von Gletschern im Hunza-Karakorum können unter Vorbehalt und Berücksichtigung von zeitlichen Verzögerungen mit der Feuchteperiode der 50er Jahre korreliert werden.

4 Typisierung thermischer und hygrischer Regime auf Basis von Korrelations-, Faktor- und Clusteranalysen

4.1 Korrelationen als Maß der räumlichen Kohärenz von Meßreihen

4.1.1 Niederschläge

Jahresreihen: Tabelle 11 zeigt die Korrelationsmatrix der Jahresniederschlagsreihen von 12 Stationen. Angegeben sind der Produktmomentkorrelationskoeffizient nach PEARSON, der Stichprobenumfang (n = Anzahl Wertepaare) und das Signifikanzniveau ausgedrückt als Irrtumswahrscheinlichkeit ($1 = 100\%$). Berücksichtigt sind nur Korrelationskoeffizienten mit einem Signifikanzniveau von maximal 10% Irrtumswahrscheinlichkeit bei zweiseitigem Test.

Die meisten signifikanten Korrelationen zu anderen Stationen weisen Gilgit und Chitral mit je 8 Fällen auf. Dazu gehören jedoch auch schwache Koeffizienten von $< 0,4$, die aufgrund des Stichprobenumfanges das Signifikanzkriterium noch erfüllen. Auch Chilas und Astor weisen signifikante Korrelationen zu jeweils 7 anderen Stationen auf. Die höchsten Korrelationen zwischen benachbarten Stationen treten im westlichen Untersuchungsgebiet auf (Chitral/Drosh 0,83; Chitral/Kalam 0,89, Drosh/Kalam 0,80). Diese Stationen liegen im Bereich des "mediterranen" Winter/Frühjahrs-Niederschlagsregimes mit regelmäßigen und rel. hohen Niederschlägen.

Die Station Gilgit korreliert mit Chilas höher ($r = 0,74$) als mit der benachbarten Station Bunji ($r = 0,61$). Bei letzterer unterdrückt offenbar die ausgeprägte Lokalwindzirkulation im Industal (Auskunft der lokalen Wetterbeobachter, eigene Beobachtungen Sommer 1990) den korrelativen Zusammenhang mit Gilgit. Dies äußert sich auch in der relativ schwachen Korrelation der unmittelbar benachbarten Stationen Bunji und Chilas ($r = 0,57$).

Die Stationen Gupis und Yugo verzeichnen nur mit jeweils 4 anderen Stationen signifikante Koeffizienten auf niedrigem Niveau. Hierin äußert sich die periphere Lage und die Eigenständigkeit des Niederschlagsregimes. Auch die Station Naran nimmt eine gewisse Sonderstellung ein. Aufgrund der hygrischen Gunstlage im Luv der Himalaya-Hauptkette korreliert sie nur schwach mit den Stationen der ariden Täler im Lee des Himalaya.

Generell dokumentieren die relativ schwachen Korrelationskoeffizienten auch benachbarter Stationen die kleinräumige Kammerung des Hochgebirgsraumes, in der lokale Effekte die regionale Komponente des Niederschlagsregimes überprägen können.

4.1.2 Temperaturen

Die Korrelationsmatrix der Jahresmitteltemperaturen ist in Tab.12 angegeben. Aufgrund von Meßlücken konnte nur eine Auswahl von Stationen berücksichtigt werden, da die Anwendung des Produktmomentkorrelationskoeffizienten bei Stichproben mit weniger als 10 Elementen problematisch ist (BAHRENBERG u. GIESE, 1975).

Erwartungsgemäß sind die Korrelationskoeffizienten der Temperaturreihen generell höher als die der Niederschläge. Z.B. weist die peripher gelegene Station Gupis signifikante Korrelationskoeffizienten mit allen anderen Stationen auf.

Andererseits bestehen zwischen benachbarten Stationen wie Bunji/Chilas und Chitral/Drosh vergleichsweise schwache Korrelationen. Im ersten Fall können lokale Kaltluftabflüsse und Windsysteme die Ursache sein. Der schwache Zusammenhang zwischen Chitral und Drosh spiegelt sich auch in den Diskrepanzen der Bewölkungs-, Niederschlags- und Windverhältnissen wider (vgl.

2.2, 2.4, 2.6). Offenbar besteht nördlich der Biegung des Kunar-Rivers eine markante Klimascheide. HASERODT (1989a u. b) und REIMERS (1992) verweisen auf die starken winterlichen Talabwindssysteme im oberen Chitral, die noch zu einer Temperaturabsenkung in Chitral, nicht aber in Drosh beitragen können.

Die Korrelationskoeffizienten der Station Skardu geben dagegen näherungsweise eine Distanzfunktion wieder. Hier fallen jedoch die fehlenden Zusammenhänge mit Gilgit und Bunji auf. Möglicherweise unterdrückt hier der Kaltlufteinfluß im Becken von Skardu die Korrelationen. Die höchste Repräsentanz für die Jahresmitteltemperaturen des Gebietes kommt den Stationen Chilas, Gupis und Gilgit zu, wenn man die Korrelationskoeffizienten als Maß heranzieht.

Tab.11: Korrelationsmatrix der Jahresniederschlagsreihen
Correlation matrix of annual precipitation records

	Astor	Bunji	Chilas	Chitral	Drosh	Gilgit	Gupis	Skardu	Kalam	Karim.	Naran	Yugo
Astor	1,0 (32) 0,0	0,58 (30) 0,001	0,60 (32) 0,000	0,42 (25) 0,038	0,60 (32) 0,000	0,51 (30) 0,004	n.g.	0,48 (31) 0,006	0,50 (18) 0,03	n.g.	n.g.	n.g.
Bunji	0,59 (30) 0,001	1,0 (32) 0,00	0,57 (31) 0,001	n.g.	n.g.	0,61 (30) 0,000	n.g.	0,33 (30) 0,07	n.g.	n.g.	n.g.	n.g.
Chilas	0,60 (32) 0,000	0,57 (31) 0,008	1,0 (33) 0,00	0,39 (25) 0,05	0,34 (33) 0,052	0,74 (31) 0,000	n.g.	n.g.	0,43 (18) 0,075	0,55 (14) 0,409	n.g.	n.g.
Chitral	0,42 (25) 0,038	n.g.	0,39 (25) 0,05	1,0 (25) 0,00	0,83 (25) 0,00	0,37 (24) 0,077	n.g.	n.g.	0,89 (16) 0,000	0,50 (14) 0,067	0,47 (23) 0,023	0,50 (16) 0,049
Drosh	0,60 (32) 0,000	n.g.	0,34 (33) 0,052	0,83 (25) 0,000	1,0 (42) 0,00	n.g.	0,31 (30) 0,09	n.g.	0,82 (18) 0,00	n.g.	0,35 (25) 0,09	n.g.
Gilgit	0,51 (30) 0,004	0,61 (30) 0,000	0,74 (31) 0,00	0,37 (24) 0,077	n.g.	1,0 (38) 0,00	0,46 (29) 0,009	0,33 (34) 0,061	0,46 (17) 0,064	0,53 (14) 0,050	n.g.	n.g.
Gupis	n.g.	n.g.	n.g.	n.g.	0,32 (30) 0,091	0,48 (29) 0,009	1,0 (30) 0,00	n.g.	n.g.	n.g.	n.g.	n.g.
Skardu	0,48 (31) 0,006	0,34 (30) 0,069	n.g.	n.g.	n.g.	0,32 (34) 0,061	n.g.	1,0 (36) 0,00	n.g.	n.g.	n.g.	0,54 (15) 0,039
Kalam	0,50 (18) 0,034	n.g.	0,43 (18) 0,076	0,89 (16) 0,000	0,46 (17) 0,064	n.g.	n.g.	n.g.	1,0 (18) 0,022	0,74 (9) 0,022	0,55 (17) 0,021	n.g.
Karim.	n.g.	n.g.	0,55 (14) 0,041	0,50 (14) 0,32	n.g.	0,53 (14) 0,050	n.g.	n.g.	0,74 (9) 0,022	1,0 (14) 0,0	n.g.	n.g.
Naran	n.g.	n.g.	n.g.	0,47 (23) 0,023	0,35 (25) 0,090	n.g.	n.g.	n.g.	0,55 (17) 0,021	n.g.	1,0 (25) 0,0	0,53 (16) 0,035
Yugo	n.g.	n.g.	n.g.	0,50 (16) 0,049	n.g.	n.g.	n.g.	0,54 (15) 0,04	n.g.	n.g.	0,53 (16) 0,035	1,0 (816) 0,0

n.g. = nicht gesichert, d.h. die Signifikanzschwelle von <10% Irrtumswahrscheinlichkeit wird nicht erreicht
 oberer Wert = r : Produktmomentkorrelationskoeff. nach Pearson
 Wert i () = Anzahl der Wertepaare
 unterer Wert = Signifikanz ausgedrückt als Irrtumswahrscheinlichkeit (1 = 100%)

Tab.12: Korrelationsmatrix der Jahresmitteltemperaturen
Correlation matrix of annual mean temperatures

	Astor	Bunji	Chilas	Chitral	Drosh	Gilgit	Gupis	Skardu
Astor	1,0 (32) 0,000	n.g.	0,77 (32) 0,000	0,34 (25) 0,095	0,66 (31) 0,000	0,52 (31) 0,000	0,72 (31) 0,000	0,58 (31) 0,000
Bunji	n.g.	1,0 (30) 0,000	0,37 (32) 0,039	n.g.	n.g.	0,43 (29) 0,020	0,44 (29) 0,016	n.g.
Chilas	0,77 (32) 0,000	0,37 (32) 0,039	1,0 (33) 0,000	0,59 (25) 0,002	0,59 (32) 0,000	0,72 (31) 0,000	0,86 (31) 0,000	0,61 (32) 0,000
Chitral	0,34 (25) 0,095	n.g.	0,59 (25) 0,002	1,0 (25) 0,000	0,41 (24) 0,045	0,39 (25) 0,055	0,54 (25) 0,058	0,42 (24) 0,039
Drosh	0,66 (31) 0,000	n.g.	0,59 (25) 0,000	0,41 (24) 0,045	1,0 (42) 0,000	0,50 (35) 0,002	0,51 (30) 0,004	0,29 (35) 0,095
Gilgit	0,52 (31) 0,028	0,43 (29) 0,021	0,72 (31) 0,000	0,39 (25) 0,055	0,50 (35) 0,002	1,0 (36) 0,000	0,67 (31) 0,000	n.g.
Gupis	0,72 (31) 0,000	0,44 (29) 0,016	0,86 (31) 0,000	0,54 (25) 0,006	0,51 (30) 0,004	0,67 (31) 0,000	1,0 (31) 0,000	0,52 (30) 0,032
Skardu	0,58 (31) 0,000	n.g.	0,61 (32) 0,000	0,42 (24) 0,039	0,29 (35) 0,095	n.g.	0,52 (30) 0,003	1,0 (36) 0,000

n.g. = nicht gesichert
 oberer Wert = r : Produktmomentkorrelationskoeffizient
 Wert i () = Anzahl der Wertepaare
 unterer Wert = Signifikanzniveau ausgedrückt als Irrtumswahrscheinlichkeit (1 = 100%)

4.2 Gruppierung von Stationen mit Hilfe multivariater Analyseverfahren

4.2.1 Faktoranalysen

Methode: Faktorenanalysen werden mit dem Ziel eingesetzt, einen komplexen Satz von Variablen auf eine begrenzte Anzahl unkorrelierter Faktoren zu reduzieren. Die Faktorladungen geben die Korrelationen der einzelnen Variablen zu den Faktoren an. Die Extraktion der Faktoren kann nach verschiedenen Rechenalgorithmen erfolgen. Genaue Angaben zu den mathematischen Grundlagen finden sich in BAHRENBERG u. GIESE (1975), HOFFMANN (1984) und ÜBERLA (1971). Ausgehend von einer Korrelationsmatrix können eine Reihe von Faktoren extrahiert werden, die gemeinsam 100% der Gesamtvarianz aller Variablen erklären. Zur Interpretation erscheint es zweckmäßig, die Anzahl der Faktoren soweit wie möglich zu reduzieren. Entscheidungskriterium für die Anzahl der zu extrahierenden Faktoren ist der Anteil der Gesamtvarianz, der von den ersten Faktoren erklärt wird. Die Zusammenhänge der einzelnen Variablen mit den Faktoren können in einem n-dimensionalen Merkmalsraum dargestellt werden, in dem n der Anzahl der Faktoren entspricht, und diese als Koordinatenachsen fungieren. Eine bessere Interpretierbarkeit wird erzielt, wenn anschließend eine orthogonale Rotation der Faktoren durchgeführt wird, die die Abstände der einzelnen Variablen zu den jeweiligen Faktoren minimiert. Strukturelle Zusammenhänge werden

dadurch transparenter. Ein gebräuchlicher Algorithmus ist die Varimax-Rotation, die auch hier zum Einsatz kommt. Die Ergebnisse können tabellarisch als Faktormatrix (Korrelationskoeffizienten der Variablen zu den Faktoren) oder grafisch als Koordinatenplot dargestellt werden.

Im Gegensatz zu anderen klimatologischen Arbeiten, bei denen Faktoranalysen zur Aufdeckung von Ähnlichkeiten der mittleren Jahresgänge eingesetzt wurden (vgl. REIMERS 1992), gehen hier die Zeitreihen der Jahressummen (1947-89) bzw. der täglichen Niederschlagssummen (1980-89) als Fälle und die einzelnen Stationen als Variablen in die Analyse ein. D.h. die resultierenden Ähnlichkeitsmuster beruhen auf zeitlichen Übereinstimmungen von Phasen relativ hoher bzw. niedriger Niederschläge in jährlicher und täglicher Auflösung. Die vergleichende Analyse von Jahresgängen erscheint hier wenig zweckmäßig, da in den mittleren Jahresgängen im Untersuchungsgebiet nur relativ schwache Unterschiede bestehen, die bereits in 2.2 diskutiert wurden. Außerdem können zufällige Abweichungen der Jahresgänge, bedingt durch unterschiedliche Meßperioden die Ergebnisse verfälschen. Dem Problem der Meßlücken wird hier begegnet, indem die den Faktoranalysen zugrundeliegenden Korrelationsmatrizen paarweise berechnet werden.

Anhand der Faktormatrizen können Sortierungen der Stationen nach den jeweils dominanten Faktoren vorgenommen werden, die auf Ähnlichkeitsmuster hinweisen. Nach dem Hauptkomponentenverfahren wurden jeweils 3 Faktoren extrahiert und anschließend mit dem Varimax-Verfahren rotiert. Die grafische Darstellung erfolgt sowohl als Koordinatenplot mit den ersten beiden Faktoren als Achsen (Fig.A403, A404) und auch als zusammengesetztes Balkendiagramm mit den Faktorladungen aller drei extrahierten Faktoren (Fig. A401, Fig. A402, Fig. A405 - A408). Erstere Darstellung hat den Vorteil der besseren Übersichtlichkeit bei einem Informationsverlust durch Ignorierung des 3.Faktors. Die zweite Darstellungsweise erlaubt dagegen eine feinere Differenzierung. Die einzelnen Faktorladungen können aus dem Balkendiagramm über die Strecke des von der zugehörigen Signatur eingenommenen Balkenabschnittes entnommen werden. Durch die Summierung können einzelne Balken eine Gesamtlänge von > 1 einnehmen; die einzelnen Abschnitte (Faktorladungen) weisen dagegen Werte unter 1 auf, da sie letztendlich den Korrelationskoeffizienten der Variablen (hier: Stationsmeßreihen) mit den besagten Faktoren repräsentieren. Bei Stationen mit großer Gesamtlänge der zusammengesetzten Balken wird ein entsprechend hoher Anteil der Gesamtvarianz durch das Faktormodell erklärt und umgekehrt.

Ausgangshypothese: Die im Merkmalsraum der orthogonal rotierten Faktoren erkennbaren Lagebeziehungen der Variablen (hier: Meßreihen der Jahres- und Tagesniederschläge an Klimastationen) untereinander liefern Hinweise auf den Einfluß geographischer Lageparameter und Ähnlichkeiten in den Niederschlagsregimen.

Ergebnisse: In Fig. A403 sind die Faktorladungen der einzelnen Niederschlagsstationen (Jahresreihen) gegenüber den ersten beiden extrahierten Faktoren aufgetragen. Die ersten beiden Faktoren erklären 60% der Gesamtvarianz, der dritte weitere 8%. Der Plot offenbart Gruppierungen von Stationen mit ähnlichen Niederschlagsregimen. Ergänzend zeigt Fig.A401 zusätzlich die Ladungen des 3. Faktors und die sich ergebende Sortierung der Stationen.

Die Gruppe Chitral, Drosh, Kalam und Naran repräsentiert das westliche Untersuchungsgebiet mit dominantem "mediterranen" Winter/Frühjahrsniederschlagsregime, wobei Naran durch seine Randlage bereits eine Übergangsstellung andeutet. Wesentliches Merkmal dieser Gruppe ist die hohe Ladung auf Faktor 2.

Die Gruppe Astor, Bunji, Chilas, Gilgit und Skardu repräsentiert die Region im Lee der Himalayahauptkette mit einem sekundären Maximum des Niederschlages im Sommer. Durch die Dominanz des 1. Faktors ist sie deutlich von der ersten Gruppe abgegrenzt.

Die übrigen Stationen Gupis, Karimabad, Yugo und Misgar sind durch geringe bis negative Ladungen auf den ersten beiden Faktoren gekennzeichnet. Hier herrschen stark kontinentale Verhältnisse mit sehr hoher Variabilität der Niederschläge. Dominierendes Merkmal ist Faktor 3, der als Indikator für Trockenheit, extreme Variabilität und Kontinentalität anzusehen ist. Besonders abgegrenzt ist die Station Misgar, die bereits das Klima der zentralasiatischen Trockenräume nördlich der Karakorumketten repräsentiert.

Fig.A401 erlaubt auch feinere Differenzierungen innerhalb der Gruppen. Z.B. deuten die Stationen Chilas und Gilgit mit relativ hohen Ladungen auf Faktor 3 bereits den Übergangscharakter zur 3.Gruppe an. In Naran fällt die "kontinentale" Komponente völlig weg. Ähnliches gilt für Drosh im Vergleich zur Nachbarstation Chitral. Die kontinentale Komponente ist in Chitral stärker akzentuiert.

Weitere Faktoranalysen wurden mit den Reihen der Tagesniederschlagssummen von 1980-1989 durchgeführt (Fig. A404 - A408). Die Station Misgar konnte wegen der Schließung 1978 nicht mehr mit einbezogen werden. Stattdessen ging die nordwestlich von Skardu gelegene Station Kachura mit ein. Eine auf Tagessummen beruhende Analyse hebt zwangsläufig stärker den Einfluß von Einzelperioden und -ereignissen hervor. Die 3 extrahierten Faktoren erklären 60,9 % der Gesamtvarianz.

Betrachtet man den Koordinatenplot der beiden ersten Faktoren, (Fig.A404) zeigt sich, daß die oben beschriebene Grundkonstellation im wesentlichen erhalten bleibt. Deutlich abgegrenzt zeigt sich wiederum die Gruppe Chitral, Drosh, Kalam und Naran mit Dominanz des 2.Faktors. Faktor 1 offenbart deutlich einen West-Ost-Gradienten des Niederschlagsgeschehens. Seine Ladungen nehmen kontinuierlich von der westlichen zur östlichen Peripherie zu. Daraus ergibt sich eine deutliche Entkoppelung des Niederschlagsregimes etwa in Baltistan von dem im Raum Chitral.

Die 2. Gruppe ist durch Dominanz dieses Faktors gekennzeichnet. Astor und Chilas zeigen hier noch Übergangscharakter zur 1. Gruppe.

Deutlich abgegrenzt durch Dominanz des 3.Faktors sind die im eigentlichen Karakorum gelegenen Stationen Gupis, Karimabad und Gilgit. Dieser Faktor offenbart den Einfluß des Hochgebirgsklimas jenseits der Himalaya-Hauptkette. Auch Astor, Chilas, Kalam und Naran zeigen noch erkennbare Ladungen auf Faktor 3, nicht aber Chitral und Drosh. Hier äußert sich die Verzahnung verschiedener Regime, die in weiteren Analysen (vgl. 7.1., 7.3, 7.4) noch genauer zu untersuchen ist. In Gruppe 2 ist Bunji hervorgehoben durch negative Ladungen auf Faktor 2, die auf lokale Effekte wie starke Abschirmung durch Gebirgsketten und ausgeprägte Talwindssysteme zurückzuführen sind.

Saisonal differenzierte Analysen für die täglich aufgelösten Reihen (Fig. A405- A408) ergaben ähnliche Gruppierungen wie die Gesamtanalyse, weisen jedoch durchaus interessante Variationen im Einzelfall auf. Bei der Interpretation ist zu beachten, daß aufgrund der Rotation den jeweiligen Faktoren in den Teilkollektiven unterschiedliche inhaltliche Bedeutung zukommen kann.

Die klarste Differenzierung ergibt sich im Winter (Fig A405). 3 Gruppen können durch starke Dominanz jeweils eines Faktors abgegrenzt werden. Faktor 2, der die erste Gruppe definiert, ist im Zusammenhang mit Störungen aus SW zu interpretieren, während Faktor 1 vermutlich Niederschläge aus NW-Störungen repräsentiert. Der 3. Faktor kann als Indikator für Lee-Effekte definiert werden mit hohen Ladungen bei den Stationen Karimabad und Gupis. Naran weist auf diesem Faktor negative Ladung auf, die sich aus der hohen Anzahl von Niederschlagstagen an dieser Station ergibt.

Die Gruppierung im Frühjahr (Fig. A406) spiegelt annähernd die Konstellation des Gesamtkollektives wider, was angesichts der Dominanz der Niederschläge in dieser Saison nicht überrascht.

Im Sommer (Fig. A407) zeigt sich eine markante Abgrenzung des Stationspaares Kalam/Naran gegenüber Chitral/Drosh. Die beiden ersten Stationen unterliegen nachweislich noch randmonsunalem Einfluß (vgl. auch SCHICKHOFF 1992), der vermutlich durch Faktor 1 zum Ausdruck kommt, während Chitral und Drosh ausschließlich durch Faktor 3 definiert werden. Daher liegt der Schluß nahe, daß die Grenze des direkten monsonalen Einflusses westlich des Swat-Tales und südlich von Drosh anzusetzen ist. Kalam und Naran bilden den Übergang zur 3. Gruppe, in der Faktor 1 dominiert, Faktor 3 jedoch völlig unterrepräsentiert ist. Die Stationen in Baltistan werden von Faktor 2 dominiert, der die lokale Eigenständigkeit des sommerlichen Niederschlagsregimes unterstreicht. Im Becken von Skardu entwickeln sich im Sommer durch den Heizflächeneffekt ausgeprägte Lokalwindssysteme, die den Zusammenhang mit dem Niederschlagsgang der angrenzenden Teilregionen unterdrücken.

Im Herbst fällt auf, daß die bisherige Zuordnung der Stationen Naran und Astor vertauscht ist. Als Ursache ist der markante Rückgang der Niederschläge in Naran im November anzunehmen (vgl.2.1.) , der zu einer Einstufung in die aridere Gruppe der Stationen im Lee des Himalaya führt. Astor nimmt anstelle von Naran die Übergangsstellung zwischen 1. und 2. Gruppe ein. Offenbar ist Naran im November stark von den Niederschlägen abgeschirmt. Möglicherweise werden in dieser generell sehr trockenen Jahreszeit Niederschläge von schwachen Weststörungen mit hoher Bewölkung ausgelöst, die im Kaghan-Tal nicht mehr wirksam sind.

4.2.2 Clusteranalysen

Die mit der Faktorenanalyse herausgearbeiteten Ähnlichkeitsmuster basieren letztendlich auf Variabilitäten in kurzen bis mittleren Zeitintervallen, die in engem Zusammenhang mit synoptischen Regelmäßigkeiten zu sehen sind. Ein mehr statischer Ansatz zu einer Stationstypisierung soll mittels Clusteranalysen verfolgt werden, indem die Monatsmittelwerte von Temperatur und Niederschlag als Variablen und die Stationen als Fälle eingeführt werden. Vorbehalte sind hier angesichts inhomogener Meßperioden geboten. Eine vorausgehende Standardisierung durch Z-Transformation kann diesem Problem partiell begegnen und bewirkt außerdem eine Normierung der unterschiedlichen Meßdimensionen.

Methode: Clusteranalysen werden vielfach zur Gruppierung und Typisierung von Untersuchungselementen, die durch einen komplexen Variablensatz beschrieben werden, eingesetzt. Die Methode beruht auf der iterativen Berechnung einer Distanzmatrix. Hier wurde die quadrierte Euklidische Distanz eingesetzt. Ein Rechenalgorithmus des Programmpakets SPSS führt dann eine hierarchische Agglomeration, ausgehend von den einzelnen Fällen, durch. Als Agglomerationskriterium wurde die durchschnittliche Distanz zwischen Gruppen gewählt (average linkage between groups). Die Distanz zwischen 2 Clustern ergibt sich als Durchschnitt aus den Distanzen aller Fallpaare, die zwischen den beiden Clustern gebildet werden können (BROSIUS 1989). Eine übersichtliche Darstellung der Ergebnisse erlaubt das Dendrogramm (Fig.A409). Neben der Clusterbildung auf verschiedenen Aggregationsebenen können auch die auf eine 0-25 Skala normierten relativen Distanzen zwischen den Clustern abgelesen werden. Lange Horizontalstrecken nach rechts zwischen 2 Verzweigungspunkten bedeuten, daß die am Endpunkt separierten Cluster relativ große Distanzkoeffizienten aufweisen.

Ergebnisse: Das aus den standardisierten Monatsmittelwerten berechnete Cluster-Dendrogramm (Fig.A409) zeigt eine hierarchische Gliederung nach hygrothermischen Gesichtspunkten. Auf der obersten Aggregationsebene sind die Stationen Astor, Kalam, Butta.K. und Naran deutlich von den

anderen abgegrenzt. Dieser Typ kann als humid- kühl und rel. maritim definiert werden. Die übrigen Stationen werden zunächst in 2 Gruppen separiert, die thermisch bzw. hypsometrisch definiert werden können. Die erste Gruppe (Bunji bis Drosh) repräsentiert die untersten Talstufen unter 2000 m. Davon unterscheiden sich die Cluster des arid-kontinentalen Typs (Bunji bis Nomal) und einer semiariden bis semihumiden Variante (Chilas-Drosh). Auch die nächste Höhenstufe (2000-3000 m) mit der Gruppe (Gupis-Naltar) zerfällt wieder in eine kontinental aride (Gupis-Misgar) und eine rel. humide Variante (Naltar).

Weitere Clusteranalysen wurden über die Monatswerte von Temperatur und Niederschlag getrennt berechnet. Es zeigte sich, daß die oben beschriebene Konstellation bereits weitgehend durch die Niederschläge allein reproduziert wurde. Die Clusteranalyse der Temperaturen führte zu einer Gruppierung nach Höhenstufen. Daraus folgt, daß der Niederschlag zumindest auf der unteren Aggregationsebene das entscheidende Gliederungskriterium bedeutet.

Die Clusteranalyse liefert somit erste Hinweise für eine hygrothermische Gliederung des Raumes.

4.2.3 Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

- Aus der Korrelationsmatrix der Jahresniederschläge folgt, daß den Stationen Gilgit und Chitral die höchste Repräsentanz für das Gesamtgebiet zukommt.
- Relativ schwache Korrelationskoeffizienten, auch zwischen benachbarten Stationen, dokumentieren die kleinräumige klimatische Kammerung des Hochgebirgsraumes.
- Mesoskalige Effekte wie Kaltluftabflüsse beeinträchtigen die Korrelationskoeffizienten der Temperaturmeßreihen zwischen benachbarten Stationen wie Chitral/Drosh u. Chilas/Bunji.
- Faktoranalysen der Jahres- und Tagesniederschlagsreihen führen zur Abgrenzung von 3 Hauptgruppen, die unterschiedliche Niederschlagsregime repräsentieren:
 - a) "mediterranes" Regime im Raum Chitral u. SW-Himalaya mit rel. hohen Niederschlägen und geringer Variabilität, Frühjahrsmaximum, Sommeranteil unter 15%: Chitral, Drosh, Kalam, Naran.
 - b) semiarides Übergangsklima im Lee der Himalaya-Hauptkette, sekundäres (rel.) Sommermaximum, rel. hohe Variabilität: Astor, Bunji, Chilas, Gilgit, Skardu.
 - c) kontinentales vollarides Klima der inneren Hochgebirgstäler, sehr hohe Variabilität: Misgar, Yugo, Karimabad, Gupis.
- Die Interpretation der saisonal differenzierten Faktormatrizen liefert Hinweise auf Übergangstypen, Verzahnungen der Niederschlagsregime, großräumige Gradienten und mesoskalige Variationen.
- Clusteranalysen mit kombinierten hygrisch/thermischen Jahresgängen ergaben, daß die hygrischen Bedingungen zumindest auf den unteren Aggregationsebenen das entscheidende Gliederungskriterium sind.

5 Hygrische Gradienten

5.1 Ein Regressionsmodell zur Erfassung des großräumigen Niederschlagsgradienten

5.1.1 Methodischer Ansatz

Die in 1.3,2.1 u.4.1 angedeuteten horizontalen Gradienten der Niederschläge im Untersuchungsgebiet sollen mit einem Regressionsansatz statistisch operationalisiert werden. Dazu bietet sich die Trendflächenanalyse (vgl. BAHRENBEG u. GIESE 1975) an, die die Varianz der Niederschlagssummen (Jahr u. Monate) über geographische Lage und Meereshöhe erklärt. Die Zielsetzung liegt hier zunächst in der Erfassung des horizontalen Gradienten (zentral-peripherer Formenwandel) und weniger in der vertikalen Differenzierung. Die Höhenvariable in der Gleichung hat daher lediglich die Funktion, die Wirkung der Meereshöhe an den einzelnen Stationen konstant zu halten. Der reale Höhengradient folgt einer nichtlinearen Funktion und wird in 5.2 gesondert diskutiert. Zur Integration einer nichtlinearen Höhenfunktion müssen in einen erweiterten Modell auch kurzfristige Meßbreiten und indirekte Methoden herangezogen werden.

Um stationsweise die saisonalen Abweichungen vom generellen Gradienten zu untersuchen, ist eine strikte zeitliche Konsistenz des Datenmaterials geboten. Als geeignete Datenbasis wurden die Mittelwerte von 13 PMD u. WAPDA-Stationen über die Dekade 1980-89 in die Analyse einbezogen. Diese Beschränkung auf eine nur 10jährige Meßperiode war erforderlich, da in diesem Zeitraum alle 13 Stationen annähernd geschlossene Reihen aufwiesen - einige WAPDA-Stationen wurden erst Ende der 70er Jahre in Betrieb genommen. Eine Verwendung von Mittelwerten aus uneinheitlichen Meßperioden erschien angesichts der hohen Variabilität der Niederschläge nicht zweckmäßig und hätte zu Verzerrungen der statistischen Zusammenhänge geführt.

Vorbehalte gelten lediglich für die Station Gupis, bei der sich nach Prüfung der täglichen Niederschlagsreihen partiell Meßlücken in den Herbst- und Wintermonaten ergaben. Eine Korrektur erfolgte durch Einsetzen langjähriger Mittelwerte. Es ist jedoch nicht auszuschließen, daß in den "station files" mit 0 gekennzeichnete Tage in Wirklichkeit kaschierte Meßlücken sind.

Für die Niederschlagssummen gilt dann die Regressionsgleichung in der allgemeinen Form:

$$\text{Log}(N) = a + b_1y + b_2x + b_3z$$

N = Niederschlagssumme (mm), y = geogr. Breite (dezimal), x = geogr. Länge (dez.), z = Meereshöhe (m), a = Konstante, $b_{1,2,3}$ = Regressionskoeffizienten

Die Niederschlagssumme N als abhängige Variable wurde mit dem dekadischen Logarithmus transformiert, um durch stärkere Akzentuierung auch geringer Absolutwerte eine bessere Anpassungsgüte zu erzielen (dazu auch: CLARK u. HOSKING 1986). Damit geht in den ursprünglich linearen Ansatz ein nicht linearer Effekt ein. Mit Hilfe der Umkehrfunktion können die mit der Gleichung berechneten Schätzwerte für N retransformiert werden. Die Berechnung erfolgte mit dem Computerprogramm Statgraphics mit einem Algorithmus, der die Koeffizienten nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt.

5.1.2 Diskussion der großräumigen Gradienten

Die nach dem oben erläuterten Verfahren berechneten Regressionskoeffizienten und -konstanten sowie die Bestimmtheitsmaße (r^2) sind in Tabelle 11 aufgelistet.

Tab. 13: Regressionsgleichungen der großräumigen Niederschlagsverteilung
Regression equations for large scale precipitation distribution

	a	b ₁ (Breite)	b ₂ (Länge)	b ₃ (Höhe)	r ²
Jahr	39,915	-0,642	-0,204	0,00023	0,792
Januar	59,326	-0,945	-0,351	0,00067	0,768
Februar	68,960	-1,206	-0,342	0,00027	0,850
März	59,278	-0,998	-0,307	0,00027	0,864
April	42,289	-0,741	-0,199	0,00020	0,713
Mai	26,756	-0,433	-0,137	0,00016	0,613
Juni	24,695	-0,535	-0,066	0,00018	0,411
Juli	13,775	-0,208	-0,076	0,00022	0,120 !!
August	14,042	-0,146	-0,109	0,00021	0,044 !!
September	23,678	-0,433	-0,110	0,00041	0,506
Oktober	43,574	-0,885	-0,150	0,00012	0,583
November	61,511	-1,084	-0,301	0,00018	0,746
Dezember	57,563	-1,061	-0,251	0,00020	0,812

Das Bestimmtheitsmaß gibt den Anteil der durch die Regressionsgleichung erklärten Varianz an ($1 = 100\%$) und ergibt sich aus dem Quadrat der multiplen Korrelation. Der Wert von knapp 0,8 für die Jahressummen indiziert eine zufriedenstellende Anpassungsgüte. Mit Ausnahme der Monate Juni, Juli und August erreichen die Regressionskoeffizienten das 5%-Signifikanzniveau (zweiseitiger T-Test).

Die Vorzeichen und Beträge der Koeffizienten b_1 und b_2 bestätigen den generellen Gradienten abnehmender Niederschläge von SW nach NE, der sich aus dem Makrorelief, d.h. dem Streichen der Hauptgebirgsketten und der jahreszeitlich alternierenden Zirkulationssysteme ergibt.

Die nach Monaten differenzierten Regressionsgleichungen weisen in ihren Bestimmtheitsmaßen einen markanten Jahresgang auf. Die höchste Anpassungsgüte wird in den Monaten Februar und März erzielt, in denen die typischen Winter-/Frühjahrsniederschläge zu verzeichnen sind. Zum Sommer hin sinkt der Anteil der durch die Regression erklärten Varianz ab und erreicht sein Minimum im August mit nur noch 4,4%. D.h. im Hochsommer ist die Niederschlagsverteilung nicht mehr durch die großräumigen Gradienten erklärbar. Wie bereits in 1.3.3. und 2.6 angedeutet, dominieren in den Tälern im Sommer mesoskalige Zirkulationssysteme (Tal-, Hangwind), so daß Niederschläge oft bereits im Fall verdunsten und allenfalls noch als Spuren registriert werden (vgl. TROLL 1956, SCHWEINFURTH 1956, HASERODT 1989a u. b., DEFANT 1949). Das Niederschlagsregime in den Tälern ist daher aus dem großräumigen Zusammenhang herausgelöst. Außerdem ist im August zumindest ein indirekter Monsuneinfluß anzunehmen. Das Vordringen feuchtblabiler "monsunaler" Luftmassen ist jedoch weniger durch einen generellen SW/NE-Gradienten zu erfassen, sondern orientiert sich eher an orographischen Leitbahnen und Pforten (z.B. Indus-Taleinschnitt, Babusar-Paß). Dieser Frage wird in 7.3 noch eingehender nachgegangen.

Bemerkenswert ist auch der jahreszeitlich variierende Einfluß der geographischen Länge (Koeffizient b_2). In den Wintermonaten (hier: November bis März) liegen die Beträge des Koeffizienten deutlich über 0,2 und indizieren einen stärkeren Einfluß westlicher Störungen. Die Zeitspanne koinzidiert genau mit dem regelmäßigen Auftreten des subtropischen Jet südlich der zentralasiatischen Hochge-

birge (vgl. 1.3.1). Im April sinkt der Koeffizient markant ab, d.h. es dominiert die S-N-Komponente des Gradienten. Bereits im späten Frühjahr deutet sich also ein verstärkter Einfluß von eher südlichen Wetterlagen auf die Niederschlagsverteilung an.

5.1.3 Der Jahresgang der Residuen als Ausdruck der mesoskalig bedingten Abweichungen vom generellen Gradienten

In Fig. A501-A513 sind die beobachteten mittleren Monatsniederschläge für die Referenzperiode 1980-89 und die mit den Regressionsgleichungen (vgl. Tab. 11) geschätzten Monatssummen gegenübergestellt. Die Residuen sind zusätzlich als prozentuale Abweichungen der berechneten von den beobachteten Werten in einer Jahreskurve aufgetragen. Die Darstellung erlaubt Rückschlüsse auf Defizite bzw. Überschüsse der gemessenen Werte gegenüber dem Modell. Hierin finden lokale Abweichungen bedingt etwa durch kleinräumige Luv-/Lee-Effekte, lokale Windsysteme etc. ihren Ausdruck. Außerdem sind Aussagen über die Repräsentanz der Stationen möglich. Vorbehalte sind jedoch bei der Interpretation der Abweichungen an Stationen mit sehr geringen Absolutbeträgen der Niederschläge geboten.

Astor: Mit Ausnahme des September weist die Station Astor in allen Monaten Überschüsse, d.h. positive Residuen auf. Hierin äußert sich die Lage im Randbereich des isoliert aufragenden Nanga Parbat Massivs, das nach eigenen Beobachtungen häufig in weitem Umkreis von niederschlagswirksamen Wolkenfeldern umgeben ist. Die Abweichungsbeträge zeigen erhebliche Variationen im Jahresgang (Fig. A501). Die höchsten Überschüsse treten in den Winter- und Frühjahrsmonaten auf, in denen Weststörungen den Witterungsverlauf am Nanga Parbat dominieren. Ein sekundäres Maximum im August deutet auf den Zusammenhang mit monsonalen Störungen hin. Ein minimales Residuum findet sich im September, wo offensichtlich eine Umstellung der Zirkulation erfolgt. Nach Expeditionsberichten (WAGNER 1970, FLOHN 1956) gilt der September als günstigster Monat für bergsteigerische Unternehmungen am Nanga Parbat.

Bunji: Hier ist ein markanter Jahresgang der Residuen (Fig. A502) zu verzeichnen mit geringfügigen Defiziten im Dezember, Februar und März, in denen sich die Leelage der Station nach W widerspiegelt und einem maximalen Überschuß im Monsunmonat August. Ein Einfluß monsonaler Tieflandsluftmassen, die durch die Pforte des Indus-Durchbruchs nach N vordringen, liegt nahe (dazu auch 7.3).

Chilas: Einen ähnlichen, jedoch insgesamt ausgeglicheneren Jahresgang der Abweichungen weist die Station Chilas (Fig. A503) auf. Maxima der Überschüsse in den Monaten Juli und August deuten ebenfalls auf den Einfluß feuchtlabiler Luftmassen aus den Monsungebieten des Tieflandes hin. Die Wintermonate weisen dagegen Defizite auf. Im Frühjahr zeigt sich eine optimale Anpassung an die Modellwerte.

Chitral: In den Monaten November bis März fallen hohe Überschüsse gegenüber beträchtlichen Defiziten von Mai bis September auf (vgl. Fig. A504). Hier zeigt sich die Dominanz des Winter/Frühjahrsregimes. Die sommerlichen Defizite können zum einen aus den starken Talwindsystemen (vgl. Tab. 8, HASERODT 1989a) und andererseits dem Ausbleiben monsonaler Einflüsse erklärt werden. Die besten Übereinstimmungen finden sich in den Übergangsmonaten November, April.

Drosh: Dagegen zeigt die knapp 25 km südöstlich gelegene Station Drosh im Jahresgang der Residuen (Fig. A505) ein völlig anderes Bild. Generell besteht eine gute Anpassung an die Modellwerte. In den Sommermonaten Juni und Juli ergeben sich im Gegensatz zu Chitral Überschüsse. Ein Zusammenhang mit Monsunaufläufem bietet sich an. Hier offenbart sich wieder die bereits in 2.2., 2.4

postulierte klimatische Grenze zwischen den unmittelbar benachbarten Stationen.

Gilgit: Der Jahresgang der Residuen ist durch Defizite von November bis Juni gekennzeichnet (Fig. A506). Überschüsse treten dagegen von Juli bis September auf.

Gupis: Mit Ausnahme des Januars weisen in Gupis alle Monate Defizite gegenüber den Modellwerten auf (Fig. A507). Auf eventuelle Meßfehler wurde bereits in 2.1 verwiesen. Bemerkenswert ist jedoch das positive Residuum im Januar. Hier ist ein Einfluß von in diesem Monat häufigeren NW-Störungen anzunehmen, die im nordwestlichen Untersuchungsgebiet stärker niederschlagswirksam sind als an den übrigen Stationen. Umgekehrt erreichen die vorzugsweise aus SW herangeführten Frühjahrsniederschläge Gupis seltener, was aus den hohen Defiziten im Frühjahr hervorgeht.

Kalam: Die Abweichungsbeträge in Kalam (Fig. 509) zeigen einen relativ flachen Verlauf. Defizite treten im Januar, Februar auf, wenn die Station gegenüber NW-Störungen im Lee liegt. In der Monsunperiode sind die Überschüsse nur geringfügig. Dies deutet auf einen relativ schwachen Monsuneinfluß hin. Auffallend ist dagegen der hohe Überschuß im November, der an benachbarten Stationen nicht wiederzufinden ist.

Karimabad: Mit Ausnahme des Januars weisen alle Monate Überschüsse gegenüber den Modellwerten auf (Fig. A510). Die generell tieferen Schätzwerte beruhen teilweise auf dem im nördlichen Randbereich zunehmendem Modellfehler, der mit einer gewissen Überbetonung der geographischen Breite in den Regressionsgleichungen zusammenhängt. Auffallend ist auch das Maximum der Überschüsse im Juni, wogegen Juli, August vergleichsweise schwache Überschüsse aufweisen. Hier können lokale Konvektionsvorgänge im Zuge der beginnenden sommerlichen Aufheizung wirksam sein. Die relativ geringen Überschüsse im Juli, August können als Indiz gegen einen Monsuneinfluß in den Tallagen des mittleren Hunza gedeutet werden.

Naran: Das Jahresmaximum der positiven Abweichungen (Fig. A511) liegt hier eindeutig im August. Auch der Juli verzeichnet bereits 50% Überschüsse. Dies kann als deutliches Indiz für Monsuneinflüsse gewertet werden. Die Frühjahrsniederschläge sind dagegen defizitär im Gegensatz etwa zu Chitral mit starken Überschüssen in diesem Zeitraum. Demnach liegt Naran bereits außerhalb des typischen "mediterranen" Niederschlagsregimes. Auf die Übergangstellung Narans wurde bereits bei der Diskussion der Faktorenanalyse verwiesen (vgl. 4.1).

Skardu: Die Residuen verhalten sich im Jahresgang (Fig. A512) invers zu Naran. Extreme Überschüsse finden sich in den Monaten Januar bis März, die jedoch durch die niedrigen Absolutbeträge zu relativieren sind. Von April bis September sind die Niederschlagssummen defizitär mit einem Minimum im Monsunmonat August. Dies spricht gegen einen unmittelbaren sommerlichen Monsuneinfluß in Skardu.

Kachura: Die Residuenkurve (Fig. A508) zeigt erwartungsgemäß eine Parallelität zur Nachbarstation Skardu bei etwas geringeren Überschüssen im Winter.

Yugo: Die beobachteten Werte sind in allen Monaten gegenüber den Modellwerten defizitär bei schwacher Ausprägung des Jahresganges (Fig. A513). Dies deutet auf "Randunschärfen" des Modells hin. Yugo befindet sich bereits im Übergangsbereich zum extrem kontinentalen ariden Raum Ladakh und wird sowohl von der Karakorum-Hauptkette als auch von der Ladakh-Range gegen Niederschläge abgeschirmt.

5.2 Von der Talwüste zur Schneewüste - zum Problem der vertikalen Niederschlagsgradienten

5.2.1 Probleme der Meßtechnik und Stationsdichte

Die Ableitung vertikaler Niederschlagsgradienten aus den zur Verfügung stehenden konventionellen Meßreihen wird aus folgenden Gründen erschwert:

- a) weite horizontale Distanzen zwischen den Stationen und deren ungleichmäßige Verteilung,
- b) Unterrepräsentanz der Höhenstufen über 3000 m,
- c) Beeinträchtigung von Niederschlagsmessungen in Tälern durch mesoskalige Windsysteme und hohe Verdunstung,
- d) unzureichende Erfassung fester Niederschläge an den Wetterstationen,
- e) hochgebirgsspezifische Meßfehler bei Messungen durch Totalisatoren mit horizontaler Auffangfläche.

Die horizontale Verteilung der Stationen ist vor allem durch mangelnden Besatz im nordwestlichen Untersuchungsgebiet im Übergang zum Hindukusch sowie im Bereich der nordöstlichen Karakorum-Hauptkette im Umfeld des K2 gekennzeichnet. Dennoch kann der horizontale Gradient auf regionalem Maßstab anhand der Ergebnisse von 5.1.2 hinreichend statistisch abgesichert werden.

Um eine ganzjährige Zugänglichkeit und Betreuung zu gewährleisten, sind alle PMD- und WAPDA-Stationen im Siedlungsbereich der Täler eingerichtet worden. Die höchstgelegene Station Misgar liegt mit 3088m NN daher noch deutlich unterhalb des aufgrund der Vergletscherung und Vegetationszonierung zu erwartenden Maximums der Niederschläge. Eine Verbesserung der vertikalen Repräsentanz kann nur durch die Installation vollautomatischer Klimastationen im Langzeitbetrieb erzielt werden. Die Erfahrungen der Meßkampagnen während des CAK-Projektes zeigen jedoch, daß die Auffindung geeigneter Standorte aufgrund der extremen Topographie bereits oberhalb 4000m stark erschwert ist (vgl. CRAMER 1993). Die Konzentration der amtlichen Stationen auf die Talstufen ist zwar zur Berechnung vertikaler Gradienten problematisch, erweist sich jedoch als vorteilhaft zur Ermittlung horizontaler Gradienten auf regionalem Maßstab, da die Umgebungsbedingungen weitgehend konstant sind.

Aus den Besuchen der Wetterstationen und Einsicht in die Stationsakten konnten keine Hinweise auf die gesonderte Messung von Schnee gewonnen werden. Nach BAUMGARTNER u. LIEBSCHER (1990) können bei hohem Schneeanteil Fehler bis zu 40% (Unterschätzung) auftreten. Diese Fehlerquelle ist vor allem für die Stationen Naltar und Astor relevant. Nach Berichten der einheimischen Bevölkerung treten hier im Winter vergleichsweise starke Schneefälle auf. Für die übrigen Talstationen ist dagegen ein relativ geringer Fehler anzunehmen, da nach Auskunft der PMD-Wetterbeobachter die Schneedecken nur wenige cm Mächtigkeit erreichen und auch im Winter rasch ausapern.

Die Problematik von Totalisatormessungen im Hochgebirge ist bereits von SCHIRMER (1951) ausführlich diskutiert worden. Demnach ist bei im Hochgebirge schräg einfallendem Niederschlag eine Verfälschung der Meßwerte eines horizontal aufgestellten Totalisators zu erwarten, da nur der auf die Horizontalprojektion des Hangabschnittes entfallende Anteil erfasst wird. Er plädiert daher für eine Messung mit hangparallel angeordneten Auffangflächen und schlägt eine neue Definition des Niederschlages vor. Als "hydrologischen" Niederschlag bezeichnet SCHIRMER die vertikal gemessene Höhe des gefallenen Wassers (ohne Berücksichtigung von Abfluß, Verdunstung und Versickerung), das sich auf einer ebenen Einheitsfläche oder auf einer geneigten Hangfläche, deren Horizontalprojektion der Einheitsfläche entspricht, ansammeln würde. Durch die Definition einer

Einheitsfläche werden Messungen mit horizontaler und hangparalleler Auffangfläche kompatibel, wobei die Auffangfläche der hangparallelen Messung proportional der Hangneigung angepasst wird. Auch YOSHINO (1975) befürwortet eine getrennte Definition von hydrologischen und meteorologischen Niederschlägen und veranschaulicht die Resultate unterschiedlicher Meßmethoden an Beispielen aus Japan. Demnach nehmen die mit horizontalen Totalisatoren gemessenen Niederschläge zum Gipfelniveau hin ab, während die hangparallel gemessenen Werte ihr Maximum in der Gipfelregion aufweisen. Dieser Befund muß sicherlich zu einer Relativierung der Gültigkeit von Zonen maximaler Niederschläge in außertropischen Gebirgen unter zyklonal/advektivem Niederschlagsregime führen.

Rein meßtechnische Fehler können durch Windeinwirkung, Benetzungs- und Spritzwasserverluste am Totalisatorrand und Verdunstung im Auffangbehälter entstehen.

Auch in neuesten Arbeiten wird noch nachdrücklich auf Forschungsdefizite in der Erfassung von Niederschlägen im Hochgebirge hingewiesen (BARRY 1992).

Aus den obengenannten Fehlerquellen ergibt sich die Notwendigkeit, zur realistischen Beurteilung der Niederschlagsverhältnisse in den Hochlagen indirekte Meßmethoden miteinzubeziehen.

5.2.2 Berechnung von Niederschlagsgradienten durch Korrelation kurzer sommerlicher Meßreihen aus Hochlagen mit Talstationen.

Eine erste Abschätzung der vertikalen Niederschlagsverteilung soll durch Gegenüberstellung exemplarischer Kurzzeitmessungen aus höheren Lagen mit den Meßreihen der jeweils nächst gelegenen amtlichen Talstationen im gleichen Zeitintervall erfolgen. Aufgrund der kurzen Meßzeiträume können sie nicht als repräsentativ gelten, erlauben aber tendenzielle Aussagen.

Beispiel 1: Chaprote.

Aus einem Forschungsprojekt der ETH Zürich (Prof. Kloetzi) wurden freundlicherweise die Monatssummen einer kurzen sommerlichen Meßkampagne 1989 aus 2 Höhenstufen im Hochweidebereich des Chaprote-Tales (Hunza-Karakorum) zur Verfügung gestellt. Sie werden mit den Daten der Talstationen Gilgit und Karimabad verglichen.

Tab. 14: Niederschlagssummen Sommer 1989 (mm)
Sums of precipitation summer 1989 (mm)

Station	Höhe	Juni	Juli	August	Sept.	gesamt
Gilgit	1490	2,0	35,2	29,6	2,0	68,8
Karimabad	2300	5,1	48,5	56,6	3,6	113,7
Chaprote 1	2600	22,5	108,8	82,0	159,0	372,3
Chaprote 2	3000	41,8	138,0	107,0	255,0	541,7
Gradient mm/100m		2,6	6,8	5,1	16,8	31,3

In allen Monaten zeigt sich die rapide Zunahme der Niederschläge zwischen 2300 und 2600 m. Zumindest an den Talstationen wurden im Juli und August exzeptionelle Niederschläge registriert, die die langjährigen Mittelwerte um den Faktor 2-3 übersteigen. Die hohen Juli/Augustniederschläge in Karimabad von insgesamt 105,1 mm entfallen zu über 50% auf nur 4 Niederschlagstage. Insgesamt wurden in diesen Monaten in Karimabad 26 und in Gilgit 22 Tage mit Niederschlag (> 0,1 mm) registriert.

Für Chaprote stehen keine täglich aufgelösten Daten zur Verfügung. Bemerkenswert ist hier der extreme Anstieg der Niederschläge in einem Höhenintervall von nur 400 m zwischen Chaprote 1 und 2 mit einer Verdoppelung der Summen im Juli.

In der gesamten Meßperiode ist ein Anstieg der Niederschläge von Gilgit bis Chaprote 2 um den Faktor 7,9 bzw. um 31,3 mm/100m zu verzeichnen. Berücksichtigt man nur die beiden Hochsommermonate (Monsunzeit), ergibt sich ein Steigerungsfaktor von 3,8 und ein Gradient von 11,9 mm/100m. Die vertikale Zunahme der Niederschläge ist für die Gesamtperiode und die Hochsommermonate in Fig. A514 grafisch dargestellt. Die Ausgleichskurven verdeutlichen, daß die Niederschläge bis 2300 m zunächst schwach linear und dann exponentiell ansteigen. Die Steigung ist in den Monaten Juli u. August wesentlich schwächer ausgeprägt. Dies weist einerseits auf einen Wasserdampftransport auf relativ niedrigem Niveau hin (Monsuneinfluß ??), andererseits führt die bewölkungsbedingte Temperaturabsenkung während Schlechtwetterperioden zum Erliegen der thermisch induzierten mesoskaligen Windsysteme und reduziert damit den Verdunstungsverlust (TROLL-Effekt) der fallenden Niederschläge.

Im September sind die hygrischen Gegensätze zwischen Talboden und höheren Lagen am stärksten ausgeprägt. Dies läßt auf zyklonal/advective Niederschläge aus Weststörungen schließen.

Beispiel 2: Barpu-Gletscher

Im Sommer 1987 wurde im Rahmen des Snow and Ice Hydrology Project (S.I.H.P.) eine kurzfristige meteorologische Meßkampagne im Einzugsgebiet des Barpu-Gletschers (Hunza-Karakorum) durchgeführt. Die täglichen Niederschläge wurden an der Station Phahi Phari auf 3550 m Höhe registriert. Die Meßreihe vom 25.5.-17.7.1987 soll mit den Aufzeichnungen der Station Karimabad verglichen werden.

Fig. A516 zeigt den Gang der täglichen Niederschlagssummen an beiden Stationen. An 18 von insgesamt 54 Meßtagen wurden in Phahi Phari Niederschläge registriert. Im gleichen Zeitraum fielen in Karimabad an 13 Tagen Niederschläge. An 9 Tagen wurden an beiden Stationen Niederschläge gemessen. Aus Fig. A516 ergibt sich eine zeitliche Übereinstimmung bei mehrtägigen Niederschlägen, die wahrscheinlich an synoptische Störungen gebunden sind. Einzelne Niederschlagstage zeigen jedoch kaum Übereinstimmungen. Hier handelt es sich offenbar um lokal begrenzte Konvektionsschauer.

In der Summe fielen in 3550 m 88 mm und in Karimabad 34 mm im gleichen Zeitraum. Berechnet man daraus eine mittlere Zunahme, bezogen auf eine 30tägige Periode, ergibt sich ein Gradient von 2,4 mm/100m. Der Wert ist annähernd identisch mit dem Juni-Gradienten aus Beispiel 1.

Beispiel 3: Naltar/Nomal

Die Stationen Naltar und Nomal liegen nur ca. 12 km Luftlinie und 1 km Höhendistanz voneinander entfernt. Der Landschaftscharakter in der Umgebung von Nomal außerhalb der bewässerten Oase ist volllarid mit spärlichem inselhaftem Auftreten von Arten der Wüstensteppenformation, Ansätzen von Dünenbildung und Wüstenlack auf Geröllen. Entlang der Link road nach Naltar durch die schluchtartig eingetieft Naltar Gah vollzieht sich ein für das Gebiet repräsentativer hypsometrischer Wandel des Landschaftsbildes. Die Wüstensteppe wird von zunächst kontrahierten Artemisia-Beständen abgelöst, die mit zunehmender Höhe oberhalb 2300 m verdichtet auftreten, jedoch durch Beweidung degradiert sind. Oberhalb 2600 m stocken erste Wacholdergebüsche als Vorposten des Waldes. Die N-exponierten Hänge in der Umgebung der Station sind zwischen 2800 u. 3300m mit dichtem (Kronenschluß) Nadelwäldern (Pinus, Picea) bestockt. Der Landschaftswandel auf engstem Raum deutet einen steilen hygrischen Gradienten an.

Für das Jahr 1983 stehen geschlossene Meßreihen in täglicher Auflösung für die unmittelbar benach-

barten Stationen Nomal (1830 m) und Naltar (2880 m) zur Verfügung. Zunächst sollen die Jahres- und Sommersummen (Juli, August) mit den Werten von Karimabad und Gilgit verglichen werden (vgl. Fig. A515). In den Jahressummen ist ein Anstieg um den Faktor 5,6 bzw. um einen Betrag von 24,8 mm/100m von Gilgit nach Naltar zu verzeichnen. Die Ausgleichskurve (Fig. A515) zeigt einen ähnlichen Verlauf wie in Beispiel 1 mit einer raschen Zunahme oberhalb von 2300 m.

In den Monsunmonaten ist die Steigung wesentlich flacher (Steigerungsfaktor 2,8 von Gilgit nach Naltar) bei einem mittleren monatlichen Gradienten von 2,5 mm/100m (vgl. Beispiel 2). Auffallend ist im Sommer der relative rasche Anstieg von Gilgit nach Nomal mit einer nahezu Verdreifachung der Niederschläge auf einer Vertikaldistanz von nur 340 m bzw. einem Absolutbetrag von 5,4 mm/100m. Karimabad verzeichnet dagegen etwas geringere Niederschläge als die 470 m tiefergelegene Station Nomal. Hier wirkt sich die kleinräumige topographische Differenzierung aus. Nomal liegt südlich einer verengten Talbiegung des Hunza mit konvergierenden Talwinden, Karimabad dagegen in einer Talweitung mit vermutlich divergierenden Strömungsverhältnissen, die eine Austrocknung begünstigen. Zusätzlich wird Karimabad gegen aus Süden vordringende, bodennahe (feuchte) Luftmassen abgeschirmt.

Die Absolutbeträge der monatlichen Niederschlagsgradienten zwischen Nomal und Naltar folgen dem Jahresgang der Monatssummen. Die höchste Zunahme findet sich zur Zeit des Jahresmaximums im März (5,6 mm/100 m), die geringste im Oktober (0,2 mm/100 m).

Aufschlußbereich ist ein Vergleich der Häufigkeiten von Tagen mit Niederschlag (Fig. A517) pro Monat. Zwischen den auf nur ca. 10 km Horizontal- und 1050 m Vertikaldistanz entfernten Stationen Nomal und Naltar ergeben sich beträchtliche Unterschiede in der Anzahl der Niederschlagstage (vgl. Fig. A517). Z. B. wurden in Naltar im Januar 83 an 14 Tagen Niederschläge registriert, in Nomal dagegen nur an einem Tag. Bemerkenswert ist, daß diese Diskrepanz besonders in den Wintermonaten ausgeprägt ist. In dieser Jahreszeit sind Niederschläge vorwiegend aus W bzw. NW zu erwarten, wogegen Nomal besonders abgeschirmt ist. Ein Vergleich der Tagesregister ergab, daß Niederschlagsereignisse in Nomal immer auch in Naltar registriert wurden, nicht aber umgekehrt. Auch im August besteht eine starke Abweichung.

Auch Karimabad zeigt deutlich geringere Häufigkeiten als Naltar. Die Häufigkeiten in Gilgit entsprechen weitgehend den Werten von Nomal. Bezieht man jedoch die Spurenniederschläge mit ein, zeigt sich eine deutliche Annäherung an die Niederschlagshäufigkeit in Naltar. Die wegen des TROLL-Effektes in Gilgit nur als Spuren aufgenommenen Niederschläge können daher als Indizien für Schlechtwetterperioden in höheren Lagen angesehen werden.

Beispiel 4: Rakhiot-Gletscher

Während einer 20tägigen sommerlichen Meßkampagne des S.I.H.P. auf dem Rakhiot-Gletscher (Nanga Parbat) vom 18.7.-7.8.1986 wurden an 13 Niederschlagstagen insgesamt 62,8 mm Niederschlag gemessen, davon die Hälfte an nur 2 Tagen. Sie entfallen auf 2 Schlechtwetterperioden, die von einer 7tägigen Hochdruckphase mit nur 3 mm Niederschlag aus einem Schauerereignis unterbrochen wurden. Die nächstgelegene PMD-Station Astor registrierte im gleichen Zeitraum 16,7 mm aus 7 Niederschlagstagen ($> 0,1$ mm). Dies entspricht einem auf 30 Tage extrapolierten Niederschlagsgradienten von 5,6 mm/100m (vgl. Beispiel 1).

Beispiel 5: Biafo-Gletscher (Baintha-Camp)

Im Rahmen des S.I.H.P. wurde vom 16.7. bis 14.8.1985 eine meteorologische Meßkampagne auf dem Biafo-Gletscher durchgeführt. An der Station Baintha on Ice (4100 m NN) wurden dabei insgesamt 61 mm verteilt auf 7 Niederschlagstage gemessen. Die nächstgelegene PMD-Station Skardu (2181 m) registrierte im gleichen Zeitraum 20,3 mm über 4 Niederschlagstage. Daraus ergibt sich ein

mittlerer Gradient, bezogen auf das 30-Tage-Intervall von 2,1 mm/100m. Eine ausführliche Diskussion des Witterungsablaufes erfolgt in 7.3..

Die obengenannten Beispiele zeigen, daß aus sommerlichen Kurzzeitmessungen berechnete Höhengradienten des Niederschlages stark variieren und nur eingeschränkt repräsentativen Charakter haben. Sie bieten jedoch durchaus erste Orientierungswerte für den Vergleich mit Messungen aus anderen Hochgebirgsräumen. Für die Abschätzung der Niederschlagsverhältnisse in Höhen oberhalb 4000 m ist eine Einbeziehung indirekter Meßmethoden unerlässlich (vgl. 5.2, 5.3).

Beispiel 6: Meßkampagne Yasin Tal

Von Oktober 1991 bis September 1992 wurde im Rahmen des C.A.K.-Projektes von J.P. JACOBSEN (1993) eine klimatologische Meßkampagne im Yasin-Tal durchgeführt. Die Verteilung der Stationen kann aus der Lageskizze (Fig. A518) entnommen werden. Trotz gewisser Probleme mit Zerstörungen von Niederschlagsschreibern und meßtechnischer Fragen - z.B Trennung von Schnee- und Regenniederschlägen in den Übergangsjahreszeiten (dazu JACOBSEN 1993) - können anhand dieser Datensätze Aussagen zu den hygrischen Vertikalgradienten getroffen werden.

Für die Auswertung stand ein umfangreicher Datensatz (12 Stationen) für das Winterhalbjahr (10/91 - 3/92) und ein wegen Stationsausfällen (s.o.) reduzierter Datensatz (8 Stationen) für ein gesamtes Jahr (10/91-9/92) zur Verfügung. Die Auswertung von Monatsdaten wurde auf 2 Sommermonate beschränkt, da hier der von Schneeniederschlägen hervorgerufene Fehler minimiert ist. Der August 1992 kann als typischer Sommermonat eingestuft werden, der folgende September umfasst dagegen ein exzeptionelles spätsommerliches Unwetterereignis (vgl. BOHLE u. PILARDEAUX 1993, CRAMER 1993).

Die Summenwerte der 4 genannten Zeitintervalle sind für nach Meereshöhe sortierte Stationen in Fig. A519- A522 grafisch aufgetragen. Die Platzierung der Stationen auf der Hochachse ist an die reale hypsometrische Verteilung angelehnt. Eine Ausgleichskurve ist zusätzlich zur Glättung der Meßwerte aufgetragen.

Die Ausprägung der Niederschläge offenbart eine starke höhenunabhängige hygrische Differenzierung im Yasin-Tal. Bemerkenswert sind die vergleichsweise hohen Niederschläge an der nur 2600 m hohen Station Darkot. Darkot liegt am nördlichen Schluß des Yasin-Haupttales unmittelbar im Luv eines S-orientierten Bergmassives. Dies deutet auf eine besondere Niederschlagswirksamkeit von dem Tallängsverlauf folgende Strömungen hin. JACOBSEN (1993) konnte auch anhand von kombinierter Auswertung der Wind- und Luftfeuchtemessungen der Station Alambar deutlich erhöhte Feuchtezufuhr bei südlichen Strömungen belegen. Das durch die Staulage von Darkot bedingte Sekundärmaximum auf 2600 m Höhe darf jedoch nicht zu synoptischen Überinterpretationen führen.

Interessant ist der Gegensatz zwischen den auf gleicher Höhe liegenden Stationen Khaimetbar und Gamashbar im Winterhalbjahr (Fig. A520). Erstere liegt gegenüber westlichen Störungen im Lee, Gamashbar dagegen in einer nach W offenen Luvposition. Thuighah empfängt in diesem Intervall weniger Niederschlag als das etwas höher gelegene Nazbar. Eine Erklärung kann in der stärkeren Abschirmung gegenüber südwestlichen Strömungen liegen.

Ein S-N-Gradient im Tallängsverlauf bezüglich der Jahressummen wird im Vergleich der auf annähernd gleichem Niveau gelegenen Stationen Didargah und Barkulti erkennbar (vgl. Fig. A519).

Die im Winterhalbjahr höheren Niederschläge an der Station Bulbalsirbar gegenüber der 400 m höheren Station Alambar stehen im Gegensatz zum postulierten Anstieg der Niederschläge bis auf über 5000 m. Ursachen können aber auch in einem S-N-Gradienten sowie in einer Unterschätzung der Niederschläge in Alambar aufgrund von Schneeabwehungen liegen (Mitt. J.P. JACOBSEN 1992).

Bemerkenswert ist der Vergleich zwischen dem normalen Sommermonat August und der durch die katastrophalen Starkregen im September hervorgerufenen Verteilung. Im August erfolgt ein lediglich von einem schwachen Sekundärmaximum bei 2600 m unterbrochener gleichmäßiger Anstieg bis auf ca. 3600 m bei anschließend leichtem Rückgang, der auf die Dominanz konvektiver Schauer schließen läßt. Im September ist dagegen eine Inversion des Gradienten mit einem Maximum auf nur 2400 m zu erkennen. Die Niederschläge müssen demzufolge von konvektiven Wolken mit sehr tiefer Basis ausgelöst worden sein. Ein Zusammenhang mit einem späten Monsunereignis liegt nahe.

Um die orographische bedingte Variation der Niederschläge im Yasin zugunsten einer besseren Vergleichbarkeit zu unterdrücken, wurden Berechnungen von Vertikalgradienten durch Bildung gewichteter Mittel durchgeführt. Die Teilgradienten wurden paarweise für die jeweils hypsometrisch benachbarten Stationen durchgeführt. Zur Berechnung eines Gesamtgradienten konnten Gewichtungsfaktoren gebildet werden, die das Verhältnis zwischen den Teilintervallen und dem Gesamthöhenintervall von ca. 2000 m ausdrücken. Die Ergebnisse sind unten aufgelistet:

Zeitraum:	gewichtetes Mittel gesamt	2950 - 4400 m
10/91 - 9/92	15,33 mm/100m	21,11 mm/100m
10/92 - 3/92	7,35 mm/100m	16,35 mm/100m
8/92	0,98 mm/100m	-0,77 mm/100m
9/92	-1,48 mm/100m	-0,93 mm/100m

Im Winterhalbjahr und in der Jahressumme sind die Gradienten in der oberen Höhenstufe wesentlich steiler als im Gesamtmittel (gewichtet). Daraus kann auf ein vorwiegend advektives Niederschlagsregime geschlossen werden. Im Sommer dagegen ist die Situation umgekehrt und läßt auf vorwiegend konvektives Regime schließen. Exzeptionell ist die Abweichung durch das Unwetterereignis im September. Die Gradienten lassen auf eine sehr tiefliegende Wolkenbasis schließen.

5.2.3 Zur Aussagekraft hydrologischer Meßreihen

Sind die Beziehungen zwischen Niederschlag, Abfluß und Verdunstung bekannt, können die mittleren Gebietsniederschläge über die Wasserhaushaltsgleichung

$$N = A + V$$

abgeschätzt werden. Diese vereinfachte Gleichung kann nur in rel. großen Einzugsgebieten eingesetzt werden. Die unbekannt GröÙe der Verdunstung kann durch empirisch gewonnene Abflußrelationen (A/N) approximiert werden (KELLER 1961). FLOHN (1969) unternimmt den Versuch, die mittleren Gebietsniederschläge im Hindukusch, Westhimalaya und Karakorum durch Einsetzen von Abflußrelationen (65-70% A/N) bzw. die Verwendung einfacher empirischer Formeln aus KELLER (1961) u. WUNDT (1953) zu schätzen. Die Ergebnisse zeigen nur geringfügige Unterschiede nach den verschiedenen Rechenmethoden.

Für das Einzugsgebiet des Gilgit R. (Pegel Gilgit) wurden im Mittel $N = 1200$ mm, $V = 450$ mm und für das Einzugsgebiet des Kunar (Pegel Chitral) $N = 1010$ und $V = 370$ mm berechnet.

Nach den gleichen Berechnungsverfahren wurden vom Verfasser die Werte für N und V aus neueren und längeren Abflußmeßreihen bestimmt. Die Ergebnisse variieren je nach Berechnungsmodus zwischen folgenden Eckwerten:

Einzugsgebiet:	N (mm/a):	V (mm/a):
Astor (Doyian)	1441 - 1730	360 - 649
Gilgit (Alam Br.)	1097 - 1329	360 - 593
Gilgit (Gilgit Br.)	1047 - 1272	360 - 585
Hunza (Dainyor)	1196 - 1445	360 - 609
Kunar (Chitral)	1030 - 1252	360 - 582

Die Genauigkeit dieser Befunde ist begrenzt. Vor allem die Festlegung von Abflußrelationen und Koeffizienten ist mit Willkürlichkeiten behaftet. Da vermutlich 80-90 % der Niederschläge im Karakorum in Höhenstufen oberhalb der Schneegrenze fallen wird wahrscheinlich der Verdunstungsanteil durch die Rechenverfahren überschätzt, so daß die realen Gebietsniederschläge niedriger liegen müssten. Nach Untersuchungen von UNTERSTEINER (1957b) und neueren Studien von OHMURA et al. (1990) ist der Verdunstungsverlust von Schnee und Eis auf zentralasiatischen Gletschern eine vernachlässigbare Größe.

Bereits die Befunde von LÜTSCHG-LÖSCHER (1945) (zitiert nach KELLER 1961) aus dem Davoser Seengebiet (mittlere Höhe 1930 m NN) deuten auf einen starken Rückgang des Verdunstungsanteils in vergletscherten Hochgebirgseinzugsgebieten hin. In einer 5jährigen Messreihe ergab sich ein Abflußfaktor von 75 %, d.h. 25% Verdunstung. Eine Extrapolation der von CRAMER (1993) aus Klimameßreihen bis auf 4150 m (Station Diran) nach einer in BLÜTHGEN u. WEISCHET (1980) angegebenen WMO-Formel berechneten Werte der potentiellen jährlichen Evapotranspiration (pET) mit Hilfe einer einfachen linearen Regression ($r^2 = 89,5\%$, Signifikanzniveau von $b = 1,5\%$) ergab, daß die pET in einer Höhe von 5100 m NN gegen 0 geht. Daher kann im Karakorum noch von einem wesentlich geringeren Verdunstungsverlust der Niederschläge als in den Alpen ausgegangen werden. Dafür sprechen auch die Beobachtungen von K. HEWITT (mündl. Mitt., Vortrag Bonn 8.2.93) vom Biafo-Gletscher.

Die Abflußdaten erlauben tendenzielle Aussagen und belegen eindeutig, daß die Niederschlagsreihen der Talstationen keineswegs für das Gesamtgebiet repräsentativ sind. Zieht man in Betracht, daß im Karakorum die Höhenstufen bis mindestens 3200 m noch mit xerophilen Vegetationsformationen bestockt sind, muß oberhalb ein steiler exponentieller Anstieg der Niederschläge erfolgen, um Abflüsse in der obengenannten Größenordnung zu speisen. FLOHN (1969) schätzt die Niederschlagssummen in den Hochlagen des Hindukusch und Karakorum auf mindestens 1500-2000 mm, im westlichen Karakorum sogar auf wahrscheinlich über 3000 mm.

Genauere Aussagen zur vertikalen Differenzierung der Niederschläge sind aus den Abflußdaten großer heterogener Einzugsgebiete nicht abzuleiten. Hier bietet sich die Untersuchung kleinerer vergletscherten Becken an.

Am Batura-Gletscher wurden von einer chinesischen Arbeitsgruppe Abflußmessungen im Ablationsgebiet vorgenommen (BATURA INVESTIGATION GROUP 1979, YAFENG u. XIANSONG 1984, YAFENG u. WENYING 1980). Der Pegel wurde am Gletscherbach unmittelbar hinter dem Austritt aus dem Zungenbereich installiert, so daß der gesamte Abfluß des Einzugsgebietes erfasst werden konnte. Aus den Abflußmessungen in den Jahren 1974 und 1975 konnte ein Gesamtjahresabfluß von 930 Mio. m³ ermittelt werden. Bezogen auf die Gesamtfläche des Einzugsgebietes von 687 km² ergibt sich daraus ein Gebietsabfluß von 1354 mm/a (eigene Berechnung). Bei einem Vergletscherungsgrad des Einzugsgebietes von 48% und einer mittleren Höhe von > 5000 m ist nur ein geringer Verdunstungsverlust zu erwarten, so daß eine Abflußrelation (A/N) von 80% realistisch erscheint. Dann ergibt sich ein mittlerer Gebietsniederschlag von 1692 mm/a. Da der Landschaftscha-

rakter (Wüstensteppe, trockene Artemisia) im Ablationsbereich unterhalb 3500 m aride bis semiaride Bedingungen anzeigt, impliziert dies einen steilen exponentiellen Höhengradienten. In der Maximumstufe (5000 - 6000 m ??) sind daher Niederschläge von mindestens 2000 - 2500 mm/a zu erwarten. Hier finden die Überlegungen von FLOHN (1969) ihre Bestätigung.

Die Schätzungen von Niederschlägen aus kurzen Abflußmeßreihen ist allerdings in hochgradig vergletscherten Einzugsgebieten mit Unsicherheiten behaftet, da die gemessenen Schmelzwasserabflüsse zeitlich nicht mit den Niederschlägen aus dem gleichen Intervall kompatibel sind. In großen Gletschereinzugsgebieten werden die im Firngebiet als Schnee gefallenen Niederschläge oft erst nach Jahrzehnten als Schmelzwasser mobilisiert (vgl. KICK 1985). LOCKERMANN (1958) gibt dafür ein eindrucksvolles Beispiel aus dem Einzugsgebiet des Chenab. Im 20 jährigen Mittel betrug der Gebietsabfluß des Chenab 102% des Gebietsniederschlags. LOCKERMANN erklärt dies mit dem Gletscherrückgang in den Jahren 1932-52.

Kurzzeitige Schmelzwasserabflußmessungen werden außerdem stark vom sommerlichen Temperaturregime beeinflusst. Nach Untersuchungen verschiedener Autoren (BATURA INVESTIGATION GROUP 1979, ALI 1989, HASERODT 1984) steuern Strahlungs- und Temperaturverhältnisse unmittelbar den Abfluß, während die Niederschlagsmengen sich im Abflußgang kaum abzeichnen.

5.2.4 Messungen von Schneeeakkumulationen

Auf die Problematik der direkten Messung von Niederschlägen in Hochgebirgen oberhalb der klimatischen Schneegrenze wurde bereits in 5.1 verwiesen. Als Alternative bietet sich die Extraktion von Profilen der jährlichen Schneeeakkumulation auf Gletschern an.

Die chemische Analyse der Schichtung erlaubt u. U. Rückschlüsse auf die jahreszeitliche Dynamik. Aus dem afghanischen Hindukusch liegt die Studie von GILBERT et al. (1969) vor. Auf dem Mir Samir West-Gletscher (Lage: 35°35'N, 70°10'E) wurde für 1957 bis 1965 im Mittel eine Schneeeakkumulation von 1300 mm/a auf ca. 5000 m Höhe bestimmt. Aufgrund der Verdunstungsverluste müssen die realen Niederschläge höher, d.h. in einer Größenordnung von etwa 1500 mm liegen. Das Profil wurde im Bereich des Bergschrunnes extrahiert und dokumentiert die Akkumulation über 8 Jahre. Die stratigraphische Differenzierung der Jahreslagen erfolgte über Horizonte von sommerlich eingelagertem Felsgrus. Die Jahresakkumulationen weisen einen Variationskoeffizienten von 50,3% auf (eigene Berechnung nach Daten von GILBERT et al. 1969), der in der Größenordnung der Variabilität der Jahresniederschläge an den Talstationen liegt (vgl. 2.2). Die höchste Akkumulation wurde 1959-60 mit 2300 mm gemessen. In der gleichen Periode fielen an der Station Drosch mit 928 mm (8/59-7/60) ca. 50% mehr Niederschläge als im langjährigen Mittel (eigene Berechnungen). Überdurchschnittlich hohe Niederschläge wurden vor allem im November und Dezember 1959 registriert (Abweichung vom langjährigen Mittel um Faktor 3). Generell ergaben die stratigraphischen Befunde Maxima der Anreicherungen im Spätwinter und Frühjahr, die eine gute Übereinstimmung mit den Niederschlagsjahresgängen der Talstationen zeigen. Im Gegensatz zur Ansicht von G.MIEHE (1993) reflektieren die Daten der Talstation in ihrer Saisonalität durchaus das Witterungsgeschehen in den Hochgebirgsregionen - wenn auch nicht in ihren Absolutbeträgen (dazu auch REIMERS 1992).

Die Autoren geben auch Hinweise auf die vertikale Differenzierung der Akkumulationen. Eine Stichprobe von Profilen aus dem Sommer 1965 läßt auf ein Maximum der Schneeeakkumulation in einer Höhe von 5000 m schließen.

RAINA et al. (1977) ermittelten auf dem Gara-Gletscher im Westhimalaya (ca. 31°30'N, 79°00' E) in einem Höhenintervall von 5400-5600 m eine mittlere jährliche Nettoakkumulation von 2250 mm Wasseräquivalent. Die stratigraphische Analyse ergab ein Niederschlagsmaximum im Winter, wäh-

rend der Einfluß von Monsunniederschlägen von untergeordneter Bedeutung war.

MAYEWSKI et al. (1984) untersuchten einen Bohrkern vom Sentik-Gletscher (Ladakh-Himalaya) aus 4908 m Höhe. Die damit bestimmte jährliche Nettoakkumulationsrate liegt mit 620 mm bemerkenswert niedrig. Offensichtlich wurde die Probe bereits oberhalb der Maximumzone des Niederschlages entnommen. Im Ladakh-Gebiet läßt der Einfluß winterlicher Weststörungen nach, und die monsunalen Luftmassen werden von der Himalaya-Hauptkette abgeschirmt.

Auf dem Batura-Gletscher wurde 1973 von der BATURA INVESTIGATION GROUP (1979) an der Firnlinie auf 4840 m Höhe eine jährliche Nettoakkumulation von 1035 mm gemessen. Dieser Wert übersteigt den an der meteorologischen Basisstation auf 2860 m Höhe gemessenen Jahresniederschlag um das 10fache.

Eine sehr differenzierte Studie zur vertikalen Schneeakkumulation im Karakorum liefert WAKE (1987) vom Biafo-Gletscher. Im Sommer 1985 konnten 7 repräsentative Schneeprofile im Nährgebiet des Gletschers gewonnen werden, bei denen Verfälschungen durch Verwehung, Lawinenabgänge, Schmelzwasserperkolatation etc. weitgehend ausgeschlossen werden können. Ein Maximum der jährlichen Schneeakkumulation konnte mit 1800 mm Wasseräquivalent (WÄ) im Höhenintervall zwischen 4900 und 5000 m festgestellt werden. Zwischen 4600 und 4900 m betrug die Akkumulation nur 1000 mm WÄ. Oberhalb des Maximums konnte ein Rückgang der Akkumulation registriert werden (1500 mm auf 5200-5500 m, 1000 mm auf 5500-5800 m). WAKE (1987) räumt jedoch ein, daß die Maximumzone auch durch die Ablagerung begünstigende topographische Bedingungen (Abschirmung gegen starke winterliche Westwinde) hervorgerufen werden kann und die Niederschläge auch oberhalb von 5200 m noch ansteigen können. Als gesichert sieht er einen Anstieg der Niederschläge bis mindestens 5000 m an.

Für 1983 und 84 konnte gegenüber 1986 eine 3 bis 6 fach höhere sommerliche Akkumulation am Standort Hispar Dome ermittelt werden. WAKE schreibt diese Anomalie Niederschlagsereignissen von kurzer Dauer aber hoher Intensität zu. Zwischen diesen Befunden und den Messungen der Talstation konnte keine Parallellität gefunden werden, wohl aber mit markanten Minima in den Abflußkurven der Flüsse des Oberen Indus- Einzugsgebiets und zu den Aufzeichnungen der monsunale beeinflussten Klimastation Srinagar (dazu auch 8.3, HASERODT 1984).

Weitere Belege für den Einfluß monsunaler Luftmassen finden sich im Chemismus der Schneelagen. Das Na/Cl -Verhältnis kann als Indikator für die Herkunft der niederschlagswirksamen Luftmassen herangezogen werden. Sommerliche Maxima im Na/Cl- Verhältnis deuten auf eine Herkunft der niederschlagswirksamen Luftmassen von der Arabischen See hin. Die winterlichen Lagen weisen relativ niedrige Na/Cl-Werte auf, so daß ein Zusammenhang mit Weststörungen atlantisch/mediterranean Provenienz wahrscheinlich ist. Solche Horizonte finden sich jedoch auch in den sommerlichen Lagen. Daraus folgt, daß die Winterniederschläge ausschließlich an Weststörungen gebunden sind, während im Sommer eine Überlagerung außertropisch westlicher und monsunaler Zirkulation stattfindet.

Die Messungen von Schneeakkumulationen, ausgedrückt in Wasseräquivalent, haben gegenüber den bisher beschriebenen Verfahren den großen Vorteil, daß eine eindeutige Zuweisung zu Höhenstufen möglich ist. Unsicherheitsfaktoren können dagegen mangelnde Repräsentanz der Profilstandorte (Z. B. Einfluß von Verwehungen), zeitliche Datierung der Horizonte und die unbekannte Größe von Verdunstung und Ablation sein.

5.2.5 Vegetationshöhenstufen als qualitative Indikatoren

Die vertikale Zonierung von Vegetationsformationen kann nicht unmittelbar mit physikalisch/meteorologischen Meßdimensionen in Bezug gesetzt werden, da das Verteilungsmuster sich aus

einem komplexen ökologischen Wirkungsgefüge ergibt. Da jedoch die meisten Vegetationsformationen an ihrer Untergrenze hygrisch limitiert sind, sind tendenzielle Aussagen zu den Niederschlagsgradienten aus der Vegetationsstufung möglich. Exemplarisch sollen hier die Verhältnisse im Hunza-Tal nach Angaben von PAFFEN et al. (1956), SCWEINFURTH (1957), S. MIEHE et al. (1993), BRAUN (1993), BRAUN u. WINIGER (1992) und HARTMANN (1968) vorgestellt werden:

a) Die **Wüstensteppe** nimmt im Hunza die unteren Talbodenbereiche ein. Die Obergrenze steigt kontinuierlich von ca. 2000 bis auf 2700m im Raum Khaibar an. Trockengesellschaften, überwiegend zentralasiatischer Abstammung aus Arten der *Artemisia*, *Salsola*, *Ephedra*, *Echinops*, *Seriphidum*, *Stipa* u.a., zeigen bei geringem Deckungsgrad (5-10%) vollaride Bedingungen (100-150 mm/a) an. Die Obergrenze wird durch die Expositions-, Strahlungs- und Beschattungsverhältnisse modifiziert.

b) Die **Artemisiasteppe** besetzt die Höhenstufen oberhalb 2000 m im Süden und 2700 m im Norden. Die Obergrenze ist stark expositionsabhängig. Auf hygrisch begünstigten Nordhängen wird sie bereits in 2700 m von Nadelwäldern abgelöst. Auf Südhängen reicht sie bis 4200 m hinauf. Die Artemisiasteppe erreicht im Hunza an der unteren Grenze einen Bedeckungsgrad von ca. 30% und setzt sich u.a. aus Arten der *Artemisia*, *Kotia*, *Eurotia*, *Polygonum*, *Carex* zusammen. Je nach hygrischer Gunst finden sich eingestreute *Juniperus macrospora* und Falllaubbüsche (z.B. *Daphne*, *Fraxinus*, *Berberis*).

Die *Juniperus*-bestände können in Gunstlagen verdichtet auftreten, so daß der Charakter einer Waldsteppe besteht.

c) Die Stufe der **feuchttemperierten Nadelwälder** löst die Artemisiasteppe je nach Exposition auf 2800 bis 3000 m ab. Die durch die thermischen Verhältnisse geprägte Obergrenze liegt expositionspezifisch zwischen 3900 und 4200 m. Die Bestände werden von *Picea smithiana*, *Pinus wallichiana* und eingestreuten *Juniperus* aufgebaut.

d) Oberhalb der geschlossenen Nadelwaldbestände schließen sich in Nordexpositionen zwischen 3800 und 4100 m **Birkengebüsche** (*Betula utilis*) mit eingestreutem Wacholder (*Juniperus macrospora*) oder Weidengebüsche an. *Betula* ersetzt die Nadelbaumarten vor allem an Standorten mit spät ausapernden Schneedecken.

e) Die Zone der **alpinen Rasen** erstreckt sich je nach Standortverhältnissen zwischen 4100 und 4500 m. Leitarten sind *Kobresia capillifolia* und *Polygonum spec.*. An ihrer Obergrenze lösen sich die Matten inselhaft auf und gehen in die offene Frostschutt- und Solifluktszone über.

Aus der vertikalen Vegetationszonierung ergibt sich, daß das Maximum der Biomasse oberhalb von 3500 m anzutreffen ist. Da bis in diese Höhenstufe eine hygrische Limitierung des Pflanzenwachstums anzunehmen ist, müssen die Niederschläge oberhalb des Artemisiasteppegürtels exponentiell zunehmen. Oberhalb der Waldgrenze ist der Zeigerwert der Vegetation für die Niederschlagsverhältnisse jedoch begrenzt, da hier die thermischen Verhältnisse als Limitationsfaktor wirksam werden.

5.2.6 Synthese: Hypothetische Vertikalgradienten des Niederschlages unter Einbeziehung indirekter Meßmethoden

Eine knappe Zusammenstellung der nach verschiedenen indirekten Methoden gewonnenen Daten zu den Niederschlagsverhältnissen in Höhen über 4000 m ist in Tab.15 gegeben. Die realen Niederschläge können aufgrund der Verdunstungsverluste um 10 bis 15% höher angesetzt werden (vgl. 5.2.3).

Die Angaben zu Niederschlägen bzw. Schneeeakkumulationen zeigen tendenziell eine gute Übereinstimmung. Als gesichert können mindestens 1500 mm in der Maximumzone angenommen werden. Ebenso ist eine Zunahme der Niederschläge bis mindestens 5000 m Höhe belegt. Der Rückgang des (spezifischen) Wasserdampfgehaltes wird nach WEISCHET (1965) und HAVLIK (1969) unter advektivem Niederschlagsregime durch hohe Windgeschwindigkeiten in der Höhe (über)kompensiert. OHATA et al. (1989) sowie KANG u. XIE (1989) konnten durch eine Meßkampagne (Sommer 1987) im westlichen Kunlun (35°00N/80°00E) im Randbereich der Taklamakan-Wüste eine Zunahme des Niederschlages bis auf eine Höhe von 5805 m nachweisen. Die Absolutbeträge liegen jedoch auf niedrigem Niveau. Die aus Extrapolation und Reduktion von Langzeitmessung geschätzten Jahresniederschläge auf 6000 m liegen in einer Größenordnung von 260-330 mm. In Analogie kann für den Karakorum geschlossen werden, daß auch hier die Niederschläge bis in Höhen über 5000 m zunehmen können, wegen der stärkeren zyklonalen Aktivität und des mittelbaren Monsuneinflusses (vgl. 1.3, 7.3, 7.4) jedoch auf wesentlich höherem Niveau.

Für 4 verschiedene Teilräume sind aus den Daten der vorhandenen Klimastationen und den indirekten Schätzungen Näherungskurven erstellt worden, die die Vertikalverteilung der Niederschläge wiedergeben (Fig.9). Die Zuordnung der Basisstationen zu den einzelnen Typen erfolgte aufgrund der Ergebnisse von 3.1 (Faktoranalysen). Zusätzliche Klimadaten der Stationen Tashkorghan, Kashgar und Bachu wurden einbezogen.

Tab.15: Angaben verschiedener Autoren zu den Niederschlagsverhältnissen in den Hochlagen des Untersuchungsgebietes

Autor	Gebiet/Höhenstufe	Methode	Niederschlag
FLOHN 1969	Hochlagen westl. Karakorum	Schätzung aus Abfluß des Gilgit River	1500-2000 mm/a
SHI u. ZHANG 1984	zentraler Karakorum 5000 - 7000 m NN	Schneeeakkumulation glaziologische Studien	1000-1800 mm/a
GILBERT et al.1969	Hindukusch 5800 m	Wasseräquivalent d. Schneeeakkumulation, 8 jähriges Mittel	1300 mm/a
BATURA INVESTIGAT. GROUP 1976	Batura- Gletscher 4840 m	Winternettoakkumulat. von Schnee (Wasseräq.)	1030-1250 mm/Winter
RAINA,KAUL SINGH 1977	Gara-Gletscher, Westhimalaya 5400-5600 m	Nettoakkumulation von Schnee, Massenbilanz	2250 mm/a
YAFENG, WENYING 1980	Batura-Gletscher. a.) Firmlinie 4840m b.) Nährgebiet	Nettoakkumulation von Schnee, Schätzung über Ab- flußmessung	1000-1360 mm/a > 2000 mm/a
WAKE 1987	Biafo-Gletscher EZG 4572 - 4877 m NN 4877 - 5181 m NN 5181 - 5486 m NN 5486 - 5791 m NN	Netto-Schneeeakkumulation (Wasseräq.)	1000 mm 1800 mm 1500 mm 1000 mm

Für alle Teilregionen zeigt sich eine nichtlineare Zunahme der Niederschläge oberhalb 3000 m. Der Verlauf der Kurve im randmonsunalen Westhimalaya weist ein doppeltes Maximum in ca. 2500m und 5500 m auf. Eine synoptische Erklärung liegt in der Überlagerung zweier Zirkulationssysteme. Das erste Maximum in 2500 m wird von monsonalen Niederschlägen des tropisch-konvektiven Types hervorgerufen. Die Wirksamkeit dieser Niederschläge muß, den Überlegungen von SIVALL (1977) und DE SCALLY (1989) folgend, oberhalb 2500 m Höhe wieder abnehmen. Die Niederschläge oberhalb des von Sommerniederschlägen hervorgerufenen Sekundärmaximums sind an zyklonale Störungen des außertropisch advektiven Types gebunden und nehmen dann erneut mit der Höhe zu.

Ein Beleg findet sich in der Studie von RAINA et al. (1977). Die in Fig.9 eingetragene Ausprägung der doppelten Maximumzone kann allerdings durch lokale Luv/Lee-Gegensätze der Stationen Naran, Buttakundi und Babusar etwas überbetont sein.

Die obere Maximumzone des Westhimalaya korrespondiert gut mit den Befunden aus dem Karakorum außerhalb des Monsungebietes. Dort entfällt die untere Maximumzone - zumindest für die Jahressummen. Eine schwach ausgeprägtes Sekundärmaximum im Niveau von ca. 3000-3500 m ist für den Sommer nicht auszuschließen, da unter bestimmten Umständen ein Kondensationsniveau (Hangcumulusbewölkung) auftritt. Die austretenden Niederschläge sind jedoch i.d.R. unergiebig Nieselregen. Der Wendepunkt der Kurve im Karakorum liegt etwa bei 4000 m, worauf eine rapider Anstieg der Niederschlagssummen erfolgen muß, wie es die indirekten Meßmethoden gut dokumentieren.

Nördlich der Karakorum-Hauptkette liegen die Niederschlagssummen auf sehr niedrigem Niveau, wie die Stationen des Tarimbeckens und Misgar anzeigen. Bezieht man die von OHMURA et al. (1990) publizierten Niederschlagsdaten der Station Daixigiou-Valley (3539 m) aus dem Tianshan mit ein, ergibt sich wiederum eine exponentielle Zunahme des Niederschlages im Hochgebirge.

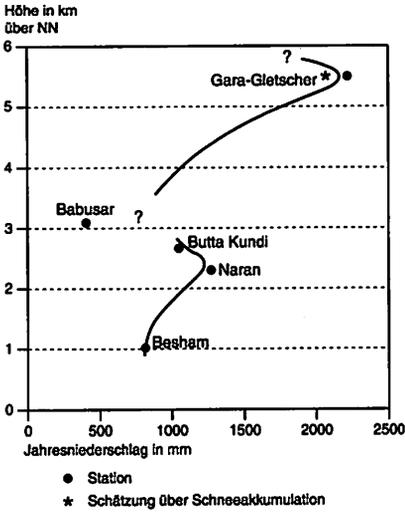
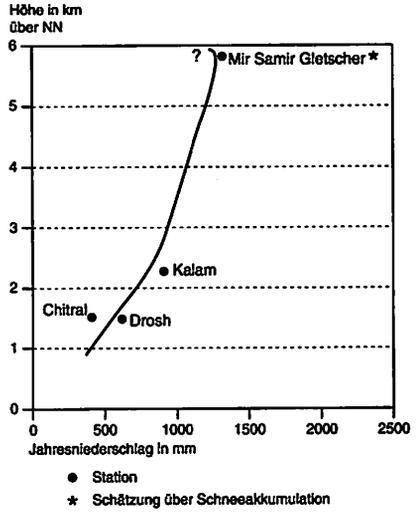
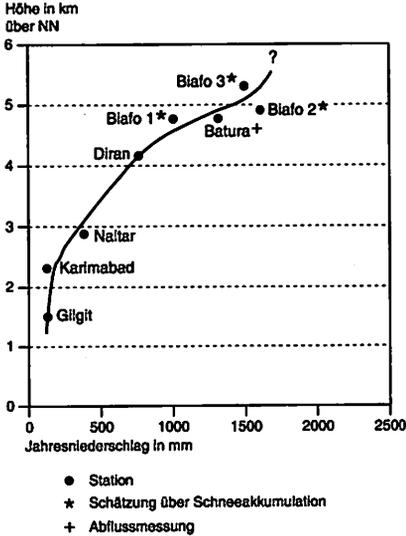
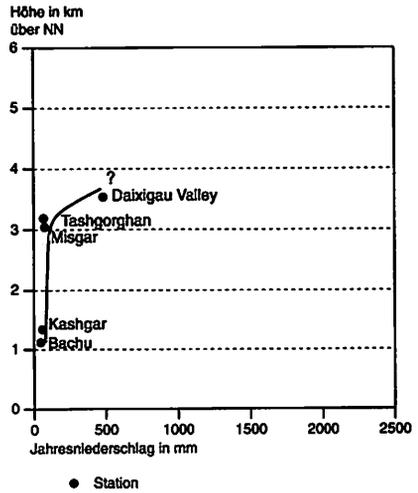
Randmonsunaler Westhimalaya**Chitral/Hindukusch - Typ****NW-Karakorum - Typ****Zentralasiatisch-kontinentaler Typ**

Fig. 9: Hypothetische Niederschlagsgradienten in verschiedenen Teilregionen
Hypothetic gradients of precipitation in various subregions

5.3 Zusammenfassung und Diskussion

Über eine Trendflächenanalyse konnte ein regionaler SW-NE-Gradient der Niederschläge statistisch abgesichert werden. Aus dem Jahresgang der Regressionskoeffizienten ergibt sich, daß in den Monaten November bis März die Westkomponente des Gradienten stärker ausgeprägt ist als im Sommer. Bereits im April zeichnet sich eine Dominanz der südlichen Komponente ab.

Der Jahresgang der Residuen an den einzelnen Stationen ermöglicht die saisonale Interpretation der lokalen Abweichungen vom regionalen Trend. Für die Stationen Astor, Bunji, Chilas, Drosh, Gilgit und Naran finden sich Hinweise auf eine monsunale Beeinflussung.

Die Gegenüberstellung kurzer sommerlicher Meßreihen aus Hochlagen mit den Aufzeichnungen der nächstgelegenen Talstationen ermöglichte die Berechnung von Höhengradienten. Je nach Stationspaar und Bezugszeitraum variierten die Zunahmeraten von 0,98 mm/100m bis 6,8 mm/100m in den Hochsommermonaten. Die Gradienten stimmen tendenziell mit den von DOMRÖS (1988) für den Tienshan angegebenen Gradienten (mittl. Tienshan 5,5 mm/100m, Ost-Tienshan 2,2 mm/100m jeweils im Juli) überein. Eine Umkehrung des sommerlichen Niederschlagsgradienten für ein Höhenintervall von ca. 3000 bis 4400 m konnte an einem Beispiel aus dem Yasin (8/92) aufgezeigt werden. Als Jahresrate ergab sich hier ein Wert von 15,3 mm/100m (gewichtetes Mittel von 2400 bis 4400 m). Bei spätsommerlichen Extremereignissen können sogar die Maxima unter 3000 m Höhe bedingt, durch die tiefe Basis der konvektiven Bewölkung liegen.

Die mangelnde Repräsentanz der Niederschlagssummen aus den ariden Tälern für die Hochlagen sowie meßtechnische Probleme der konventionellen Totalisatormessungen erfordern die Einbeziehung indirekter Methoden zur Abschätzung der Niederschläge in Lagen oberhalb 4000 m.

Aus den Abflußdaten der wichtigsten Indus-tributären Flüsse geht hervor, daß die Gebietsniederschläge je nach Einzugsgebiet in der Größenordnung zwischen 1000 u. 1700 mm liegen und die Maxima in den Hochlagen mindestens 1500-2000 mm erreichen (FLOHN 1969 u. eigene Berechnungen).

Im Einzugsgebiet des Batura-Gletschers fallen aufgrund von Abflußmessungen mindestens 1350 mm im Gebietsmittel.

Schneeakkumulationsmessungen belegen einen Anstieg der Niederschläge im Karakorum bis mindestens 5000 m. Die Akkumulationsraten weisen auf einen Jahresniederschlag von mindestens 1800 mm in der Maximumstufe hin.

Eine Zusammenstellung aller verfügbaren Daten zu jährlichen Niederschlagssummen für 3 Teilräume belegt eine exponentielle Zunahme oberhalb der ariden Talstufen. Der Wendepunkt der Kurve liegt im Karakorum bei ca. 4000 m. Im randmonsunalen Westhimalaya wird das Maximum bei 5000 m von einem Sekundärmaximum in ca. 2500 m unterlagert, das durch den tropisch konvektiven Niederschlagstyp im Monsunrandbereich hervorgerufen wird (vgl. auch DE SCALLY 1989).

6 Thermische Gradienten

Vorbemerkung: Mit einem Regressionsansatz analog zu 5.1 wurde der Versuch unternommen, die Temperaturverteilung (Jahres- und Monatsmittel der mittleren Minimum-, Maximum- u. Mitteltemperaturen) als Trendfläche mit den Variablen geogr. Breite und Länge sowie der Meereshöhe darzustellen. Die Regressionskoeffizienten der ersten beiden Variablen sowohl für sämtliche Monats- als auch Jahresmittel erwiesen sich jedoch als nicht signifikant, d.h. die auf dem T-Test basierenden Irrtumswahrscheinlichkeiten überschritten in jedem Fall die 10%-Schwelle. Wenn auch der geringe Stichprobenumfang dafür mit verantwortlich ist, liegt die wesentliche Ursache in der Kompensation des zu erwartenden planetarischen S-N-Gradienten durch orographische Effekte. Dazu gehört der von vielen Autoren (z.B. FLOHN 1984, RATHJENS 1982, BRAZEL u. MELVIN 1991) zitierte Massenerhebungseffekt des Gebirgskörpers, d.h. die durch den Heizflächeneffekt bedingte thermische Anomalie gegenüber der freien Atmosphäre, aber auch der in der Niederschlagstrendfläche (5.1) und den Bewölkungsdaten (2.6) zum Ausdruck kommende hygrische Gradient. Da im subtropischen Hochgebirge die Lufttemperaturen eng an den Strahlungshaushalt gekoppelt sind, hat die nach N abnehmende Bewölkung tendenziell höhere Temperaturen zur Folge.

Die Temperaturverteilung im Untersuchungsgebiet ist daher vor allem als Funktion der Meereshöhe aufzufassen. Lokale Modifikationen ergeben sich aus mesoskaligen Effekten wie Kaltluftabflüssen aus vergletscherten Tälern, Hangwindssystemen, Wolkenstau in Luvlagen sowie Reliefparametern wie Exposition, Hangneigung, Horizontüberhöhung (dazu SCHMIDT 1993). Oberhalb der Schneegrenze ist die Albedo eine zentrale Steuerungsgröße für den komplexen Strahlungs- und Temperaturhaushalt (UNTERSTEINER 1957 a u. b, OHMURA et al. 1990).

Die folgenden Ausführungen beschränken sich daher auf das Problem der vertikalen Gradienten und ihrer lokalen Modifikationen.

6.1 Berechnung von Gradienten aus kurzfristigen Meßreihen

6.1.1 Meßfahrt Khunjerab- Paß

Auf einer Feldexkursion am 30.7.1990 von Passu zum Khunjerab-Paß und zurück bis Sost über den Karakorum Highway konnten in Intervallen von 100-200 Höhenmetern die Lufttemperaturen in 1,5 m Höhe im Schatten gemessen werden. Die ganztägig geringe Bewölkung (0-1/8) bot die für geländeklimatologische Messungen ideale Voraussetzung eines Strahlungstages, um einen für sommerliche Verhältnisse repräsentativen vertikalen Temperaturgradienten abzuleiten. Als Meßfühler wurde ein Bimetall-Thermgerät eingesetzt, das zuvor über ein Quecksilberthermometer geeicht wurde. Die erste Messung erfolgte um 13.55 h auf 2600 m NN nördlich der Ortschaft Pasu. Der höchste Punkt des Meßprofils (4650 m), die Paßhöhe des Khunjerab wurde um 18.15 erreicht. In absteigender Richtung konnte nach Sonnenuntergang (18.25 h) ein Profil vom Khunjerab Richtung Sost bis auf 3000 m NN gemessen werden.

Für die Berechnung des thermischen Gradienten stellt sich das Problem der Trendelimination, d.h. der Einfluß des Tagesganges muß aus der Meßreihe korrigiert werden. Da die erste Messung zur Zeit des Tagesmaximums vorgenommen wurde, ist ein gleichsinniger Einfluß des Tagesganges anzunehmen. Zur Korrektur bieten sich 3 Ansätze an:

a) Berechnung eines Mittelwertes aus iterativ zwischen jeweils benachbarten Meßpunkten errechneten Teilgradienten:

$$\Delta T = \frac{1}{n-1} * \sum \frac{(t_i - t_{i+1})}{(h_i - h_{i+1})} * 100$$

i = Einzelmeßpunkte, t = Temperatur an i (°C), h = Höhe von i (m), Δ = Temperaturgradient in K/100m, n = Anzahl Meßpunkte

b) Berechnung des Gradienten durch lineare Regression der Temperaturmeßwerte gegen die Meereshöhe aus einem "symmetrischen" Datenkollektiv, in dem ein Höhenpunkt jeweils durch eine Messung aus Auf- und Abfahrt vom Paßniveau repräsentiert wird. Dieses Verfahren entspricht annähernd der von DANZEISEN (1983) erläuterten Koinzidenzmethode. Die Steigung der Regressionsgerade entspricht dann dem Gradienten, die Werte der Aufstiegsmeßreihe liegen als positive, die der Abfahrt als negative Residuen vor.

$$t_i = a + b h_i, \quad a = \text{Konstante}$$

$$\Delta T \text{ (K/100m)} = b * 100$$

c) Elimination des Tagesganges durch eine multiple Regressionsgleichung in der allgemeinen Form:

$$t_i = a + b_1 h_i + b_2 z_i$$

Die neue Variable z ist dabei ein in Minutenintervallen skaliertes Zeitindex. Die Anpassung erfolgt nach der Methode der kleinsten Quadrate. Da die Meßwerte hier im Tagesgang gleichsinnige Abnahmetendenzen zeigen, wird der Einfluß des Tagesganges durch Einführung von z eliminiert. Ein gewisser - wenn auch geringfügiger - Fehler ist durch die Prämisse der Linearität im Regressionsansatz gegeben.

Ergebnisse: Die erste Sichtung der Daten ergab an einem Standort auf 3200 m eine extreme, durch die lokalen Umgebungsbedingungen hervorgerufene Aufheizung. In einer schluchtartigen Talverengung des oberen Hunza nördlich Sost war das anstehende schwarze Kristallingestein direkt der Einstrahlung ausgesetzt. Die hohe Strahlungsabsorption äußerte sich in einer Temperaturanomalie (4 K höher als ein 400m tiefer gelegener Standort). Der Meßpunkt mußte daher aus der Reihe eliminiert werden.

Nach der Methode a) konnte ein Temperaturgradient von -0,89 K/100m errechnet werden. Trotz der nur kurzen Zeitintervalle (durchschnittlich 15 min) zwischen den Einzelmessungen ergibt sich eine Summierung kleiner Fehler durch den Zeitversatz, der zu einer gewissen Überschätzung des Gradienten führt.

Nach den Methoden b) und c) ergab sich übereinstimmend eine Abnahme 0,82 K/100m, der in der Größenordnung des trockenadiabatischen Temperaturgradienten liegt. Methodisch ist der Variante c) der Vorzug zu geben, da das gesamte Datenkollektiv mit einbezogen werden kann. Das Bestimmtheitsmaß der Gleichung (Variante b) von 0,982 weist auf eine optimale Anpassung hin. Die Gleichung lautet:

$$y = 53,37 - 0,821 * \text{Höhe (in m)} - 0,014 * \text{Zeitindex (in min)}$$

Das Meßprofil ist grafisch in Fig.A601 abgebildet. Deutlich zeichnet sich der inverse Verlauf von

Temperatur- und Höhenkurve ab. Die Temperaturkurve der Abfahrt vom Paß zeigt einen sprunghafteren Verlauf als die der Aufstiegsroute. Hier kommen nach Aussetzen des tageszeitlichen Hang- bzw. Talwindes wirksame lokale Kaltluftabflüsse aus vergletscherten Seitentälern zum Ausdruck.

Die Auswertung eines von M.WINIGER u. G.BRAUN am 27.8.90 auf der Fahrt von Sost zum Khunjerab-Paß gemessenen Temperaturprofils ergab einen ähnlichen Gradienten von $-0,83 \text{ K}/100\text{m}$ (Mittel aus 2 am Fahrzeug montierten Meßfühlern).

6.1.2 Meßnetz Barpu-Gletscher Sommer 1987

Im Sommer 1987 wurde von Mitarbeitern des S.I.H.P eine meteorologische Meßkampagne im Einzugsgebiet des Barpu-Gletschers (NW-Karakorum) durchgeführt. Für die Stationen Phahi Phari Main Met.Station (3510 m), Miari (3550 m), Barpu (4200 m) und Rush Lake (4570 m) liegen geschlossene Temperaturmeßreihen mit täglichen Mittelwerten vor. Die genauen Lokalitäten sind in Fig.A604 skizziert. Die Mittelwerte aus der 2monatigen Meßperiode wurden mit den entsprechenden Werten der Talstationen Gilgit und Karimabad verglichen. Die lineare Regression der Mittelwerte gegen die Höhe ergab die Beziehung:

$$T (\text{°C}) = 37,03 - 0,00765 \cdot \text{Höhe (m)}$$

Daraus ergibt sich eine mittlere lineare Abnahme der Temperatur um $0,765 \text{ K}/100 \text{ m}$ über ein Intervall von ca. 3000 m. Dies zeigt eine gute Übereinstimmung mit dem Ergebnis der Meßfahrt (6.1.1). Die Analyse der Residuen zeigte jedoch, daß die höchste Station Rush Lake (4572 m) gegenüber dem Schätzwert um $1,4 \text{ K}$ zu kühl ist. Hierin äußert sich die starke Ausstrahlung über der Schneedecke - zumindest zu Beginn der Meßperiode ist in dieser Höhe noch mit einer Schneedecke zu rechnen - bzw. der Abfluß von Kaltluft aus vergletscherten Lagen.

Berechnet man die Gradienten separat für einzelne Höhenintervalle ergeben sich folgende Werte:

1490 m - 2300 m: $-0,62 \text{ K}/100\text{m}$

2300 m - 3510 m: $-0,67 \text{ K}/100\text{m}$

3510 m - 4200 m: $-1,04 \text{ K}/100\text{m}$

4200 m - 4572 m: $-0,99 \text{ K}/100\text{m}$

Offenbar zeigt auch der Temperaturgradient selbst eine gewisse Höhenabhängigkeit. In der Talstufe ist eine Nivellierung des Gradienten aufgrund der durch thermische Konvektion ausgelösten mesoskaligen Windsysteme anzunehmen. Zwischen ca. 3000 m und der Schneegrenze ist ein steilerer Gradient zu verzeichnen, der u.a. mit dem abnehmendem Wasserdampfgehalt (geringere latente Wärme) zusammenhängt.

Die Ausprägung des Temperaturgradienten ist auch witterungsabhängig. Für 32 Meßtage aus dem obersten Höhenintervall standen Bewölkungsaufzeichnungen aus 4200 m zur Verfügung. An 8 Tagen herrschten Strahlungswetterbedingungen mit einem Wolkenbedeckungsgrad von $< 3/10$. Der Temperaturgradient zwischen 4200 und 4570 m war aufgrund der hohen Ausstrahlung mit $1,32 \text{ K}/100\text{m}$ besonders hoch. An den übrigen Tagen mit stärkerer Bewölkung betrug der mittlere Gradient in diesem Intervall nur $1,03 \text{ K}$.

Auch der für das Intervall 2300 - 4200 m errechnete Gradient zeigte mit einem Korrelationskoeffizienten von $-0,57$ einen signifikant negativen Zusammenhang mit der Bewölkung und mit $r = -0,62$ einen inversen Zusammenhang mit der relativen Luftfeuchte.

Zusammenhänge zwischen der Ausprägung der Temperaturgradienten und den Tagesmitteln der di-

rekten Einstrahlung konnten dagegen nicht statistisch belegt werden.

Aufschlußreich ist ein Vergleich der Temperaturmeßreihen der Station Phahi Phari Main Met. Stat. (3510 m, M2) und der nur 40 m höher gelegenen Station Miar (M1 auf Lageskizze Fig.A604).

Temperaturinversionen bzw. Isothermie ergaben sich für

die Tagesmaxima an 27 ,

die Tagesminima an 34 ,

die Tagesmittel an 36 von 87 Messtagen.

Die Zeitreihe der Gradienten - extrapoliert auf ein 100 m- Intervall - ist am Beispiel der Tagesmitteltemperaturen in Fig. A602 aufgetragen. Die enormen Schwankungen der Gradienten belegen eindrucksvoll die Komplexität des Hochgebirgsklimas auf engstem Raum. Expositionsunterschiede können nicht als alleinige Erklärung herangezogen werden, da die höhergelegene Station Miar auf einer strahlungsklimatisch ungünstigeren Exposition (ENE) liegt als Phahi Phari (SW) und dennoch oft mehrere K wärmere Temperaturen aufweist (vgl. Fig.A602). Die beiden Stationen liegen im Abflußbereich von Kaltluft aus den Einzugsgebieten unterschiedlicher Tributärgletscher des Barpu (vgl. Lageskizze). Daher werden die Gradienten vermutlich von pulsatorischen katabatischen Kaltluftabflüssen gesteuert, die in jedem Teileinzugsgebiet eine unterschiedliche Dynamik aufweisen. Die positiven Differenzen (Inversionen) im ersten Drittel der Meßperiode korrespondieren mit einer durch geringe Bewölkung angezeigten Strahlungswetterperiode.

Die Temperaturinversionen sind jedoch äußerst kleinräumige Phänomene, da anhand der über größere Höhenintervalle gerechneten Gradienten keine Hinweise auf Inversionen gefunden werden konnten.

6.1.3 Vergleich der Temperaturreihen Nomal und Naltar

Lagebeschreibung:

Nomal: Höhe 1830 m NN, Betrieb 1983-84 (vollständig nur 83), Standort auf Anwesen des Nomal Resthouse, Lage außerhalb der geschlossenen Siedlung, Vegetation: Rasen in unmittelbarer Umgebung, ansonsten weitständige Aprikosenkulturen und Ackerland. Bebauung: einstöckiges Resthouse, keine weitere Bebauung im 100m-Umkreis, Hangneigung 0-3° auf flachem Schwemmfächer ca. 150 m oberhalb des Hunza River, Exposition: SE.

Naltar: 2880 m NN, Betrieb von 1983-84, Standort auf Anwesen d. Naltar Resthouse neben Militärlager, Lage in lockerer Streusiedlung auf westlichen Ufer des Naltar R. auf schmaler Treppe eines insgesamt steilen Terrassenhanges. Vegetation: Rasen, 200 m südwestl. dichte Picea- und Pinusbestände,

Bebauung: einstöckiges Resthouse in unmittelbarer Umgebung, im Umkreis von 100m lockere Bebauung mit einstöckigen Einzelhäusern, Exposition NNE, Hangneigung am Standort 3°, Umgebung 20°.

Aus den täglichen Meßwerten wurden die Differenzen der Temperatur (Mittel- und Extrema) ermittelt und als Gradienten in K/100m umgerechnet. In Fig. A603 sind der Jahresgang der Monatsmittel der Gradienten, die absoluten Minimum- und Maximumbeträge der Gradienten pro Monat und die Streuung der Werte ausgedrückt als Standardabweichung dargestellt. Die Standardabweichungen liegen auf insgesamt niedrigem Niveau, tendieren jedoch im Frühjahr zu höheren Beträgen. Die geringen Standardabweichungen zeigen, daß auch aus kurzen Meßreihen errechnete Temperaturgradienten relativ stabil sind (vgl. 6.1).

Generell liegen die Temperaturgradienten höher als die für das Gesamtgebiet errechneten (vgl. 6.3). Die Monatsmittel der Temperaturgradienten tendieren zu einem Maximum in den Sommermonaten

mit deutlich über 1 K/100m. In dieser Zeit wirkt sich die Modifikation durch Expositions- und Hangneigungsunterschiede besonder stark aus. In Nomal ist die starke sommerliche Aufheizung durch Südexposition und flache Hangneigung bedingt. Zur Zeit des sommerlichen Sonnenhöchststandes sind die flachen Hangpartien besonders strahlungsbegünstigt.

Ein absolutes Maximum der Abnahmerate von mehr als 1,5 K/100m wurde an einem Junitag ermittelt. Naltar wird in dieser Jahreszeit noch durch Kaltluftabfluß aus mit spät ausapernden Schneedecken bedeckten N-Hanglagen beeinflusst, während im Tal die frühsummerliche Aufheizung schon voll eingesetzt hat.

In keinem Fall ist eine Umkehrung der Gradienten zu verzeichnen. D.h. Temperaturinversionen, wie sie in den Alpentälern durch mächtige Kaltluft- und Nebelkörper hervorgerufen werden, treten nicht auf.

Die Ursache ist in der im Vergleich zu den Alpen höheren Reliefenergie und den subtropischen Strahlungsbedingungen zu sehen. Die Täler weisen ein stärkeres Gefälle auf, die Windgeschwindigkeit ist aufgrund der katabatischen Gletscherwinde höher und intramontane Becken sind - mit Ausnahme von Skardu - im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden. Daher ist ein ungehinderter Abfluß von Kaltluft gewährleistet und die Ansammlung von Kaltluftkörpern in den Tallagen unterbleibt. Die in subtropischen Breiten auch im Winter noch relativ intensive Sonneneinstrahlung bewirkt zudem eine rasche Auflösung von Talnebeldecken. Auch die Beobachtungen von CRAMER (mündl. Mitt. 1992) im Winter 1990/91 u. 91/92 im Bagrot-Tal bestätigen die geringe Bedeutung der Talnebelbildung. Das im Vergleich der beiden Meßreihen angedeutete Ausbleiben von Temperaturinversionen ist daher wahrscheinlich für größte Teile des Gebietes repräsentativ (vgl. auch FLOHN 1947).

Der Vergleich wichtiger thermischer Kenngrößen ergibt für 1983 folgendes Bild:

Tab. 16: Thermische Kenngrößen

	VP (Tg.) ^{*)}	Eistage	Frostw.-Tg.	Sommertg.	Frosttermine	
					spät	früh
Nomal	305	2	37	151	6.3	24.12
Karimabad	248	17	77	89	28.3	6.12
Naltar	189	63	103	28	2.5	23.10

^{*)} Vegetationsperiode (vgl.6.2)

In Nomal wurde an nur 2 Tagen ein Tagesmaximum von unter 0°C registriert. In Naltar herrschten dagegen in ca. 2 Monaten ganztägig Frostbedingungen. Die Anzahl der Frostwechseltage differiert fast um den Faktor 3. Die morphologische Wirksamkeit des Frostwechsels im Raum Naltar ist signifikant. Auf den alpinen Rasen ca. 400 m oberhalb der Station Naltar konnten Anzeichen von Solifluktion beobachtet werden.

Ein tägliches Maximum von $\geq 25^{\circ}\text{C}$ (Sommertage) tritt in Nomal mehr als 5mal häufiger auf als in Naltar. Spitzenwerte von über 40°C traten in Nomal an 5% aller Tage auf. Dies kann für landwirtschaftliche Kulturen ein Stressfaktor sein, der die Wachstumsaktivität einschränkt.

Karimabad nimmt bei allen Parametern erwartungsgemäß eine Mittelstellung ein.

6.2 Vertikale Zonierung der Vegetationsperioden

Ist die Voraussetzung einer ausreichenden Versorgung mit Schmelzwasser aus den vergletscherten Regionen gegeben (vgl. WHITEMAN 1985, KREUTZMANN 1987), ist die Dauer der thermischen Vegetationsperiode ein entscheidender Limitationsfaktor für den Anbau. Für die Bestimmung der thermischen Vegetationsperiode wurde der 5°C-Schwellenwert der Tagesmitteltemperatur herange-

zogen (vgl. KAKDE 1985, CONWAY et al. 1987, LARCHER 1984). Die Dauer der Vegetationsperiode ist hier als ununterbrochene Abfolge von Tagen, in denen der Schwellenwert erreicht oder überschritten wird definiert. Bei einer geringfügigen Unterschreitung des Schwellenwertes innerhalb der Periode werden die Tage noch mit einbezogen, die im 5tägig gleitenden Mittel das Kriterium noch erfüllen. Die Länge der Vegetationsperiode 1983 zeigt gravierende Unterschiede zwischen Naltar (189 Tg.) und Nomal (305 Tg.) Die Anbaumöglichkeiten in Naltar sind damit erheblich eingeschränkt (Einfacherntegebiet nach CONWAY et al. 1987). Es ist jedoch anzunehmen, daß auf S-Expositionen in gleicher Höhe die Vegetationsperiode aufgrund der Strahlungsgunst etwas verlängert ist.

In Fig. A606 ist der hypsometrische Wandel der nach dem in 6.2 erläuterten Verfahren ermittelten Vegetationsperioden (VP) am Beispiel des Jahres 1983 dargestellt. Im Talraum zwischen 1460 und 1830 m NN ist keine Veränderung der thermischen VP zu erkennen. Zwischen 1830 u. 2300 m nahm die Dauer der VP um durchschnittlich 3,3 Tage pro 100 Höhenmeter ab, zwischen 2300 und 2880 m sogar um 10,2 Tage. Die Angaben zur Andauer der thermischen Vegetationsperiode stimmen tendenziell mit den von CONWAY et al. (1987) angegebenen Werten überein. Letztere liegen jedoch um einen Betrag von ca. 5 - 10 Tagen höher. Dies ist methodisch bedingt, da die VP von CONWAY et al. nicht direkt aus Meßreihen mit täglicher Auflösung ermittelt wurde, sondern über die monatlichen Temperaturmittel aus nicht reduzierten Reihen und einem Regressionsansatz geschätzt wurden.

Fig. A605 zeigt am Beispiel der Station Karimabad, für die eine 10jährige Temperaturreihe in täglicher Auflösung zur Verfügung stand, daß die Vegetationsperiode in ihrer Dauer nur eine geringe interannuelle Schwankung zeigt (Variationskoeffizient 4% bei einem Mittelwert von 255). Die Termine des Einsetzens der VP sowie der Frostperiode variieren dagegen beträchtlich.

Die thermischen Wuchsbedingungen von Getreidepflanzen können auch durch Schwellenwerte der täglichen Temperaturextrema abgeschätzt werden. Nach KAKDE (1985) stellen die meisten Getreidepflanzen ihre Wachstumsaktivität unterhalb von 7°C und oberhalb von 42°C ein. Optimale Wuchsbedingungen herrschen zwischen 22° und 32° C (Weizen, Gerste). Zieht man diese Kriterien zur Abgrenzung von Wuchsphasen heran, zeigt sich eine deutliche Einengung gegenüber der durch Tagesmitteltemperaturen definierten Vegetationsperiode. Eine Auswertung der täglichen Minimum- und Maximumtemperaturen nach diesen Kriterien wird in Tab.17 vorgestellt. Als "Wachstumstage" werden diejenigen definiert, an denen das Minimum mindestens 7°C erreicht und das Maximum des gleichen Tages nicht höher als 42°C liegt. D.h. an diesen Tagen ist eine ununterbrochene Wachstumsaktivität möglich.

Da der genaue Tagesgang nicht gemessen wurde, können "Optimumtage" nur über Maximumtemperaturen innerhalb des Intervalls von 22° bis 32°C definiert werden. Eine Einbeziehung der Minima erscheint dabei nicht zweckmäßig, da die nächtliche Temperaturabsenkung bis hinab zu einem Schwellenwert von 7°C die Respirationsverluste reduziert und damit zu einer höheren Nettoprimärproduktion beiträgt. An Optimumtagen wird also zumindest in den Mittagsstunden das thermische Optimalintervall erreicht.

Tab.17: Anzahl von agrarklimat. "Wachstums-" und "Optimumtagen"
Counts of agro climatic 'growth' and 'optimum' days

	Nomal(1983)	Karimab.(1980-89)	(1983)	Naltar (1983)
Wachstumstage	219	173	173	94
Optimumtage	105	101	108	53

Zur Illustration sind die kumulierten relativen Häufigkeiten der täglichen Extrema in Fig. A607-A609 aufgetragen. Die obengenannten Schwellenwerte sind zusätzlich in den Diagrammen markiert, so daß näherungsweise Überschreitungs- und Unterschreitungswahrscheinlichkeiten in bezug auf den gesamten Jahresverlauf abgelesen werden können. Die Daten in Tab. 17 zeigen, daß auch während der mit dem 5°C-Schwellenwert definierten Vegetationsperiode Wachstumsunterbrechungen aufgrund ungünstiger Temperaturbedingungen möglich sind. Die höhenabhängige Abnahme der "Wachstumstage" ist besonders markant zwischen Karimabad und Naltar. Hier spielen jedoch auch Expositionsunterschiede eine Rolle.

Bemerkenswert ist die nahezu identische Anzahl von "Optimumtagen" in Nomal und Karimabad trotz eines Höhenunterschiedes von nahezu 500 m. Die thermische Gunst Nomals (lange Vegetationsperiode) wird durch die extreme sommerliche Aufheizung relativiert. Daher empfiehlt sich in diesem Gebiet die Einschaltung von Mais in den Anbauzyklus, der als C⁴-Pflanze eine höhere Hitze-resistenz aufweist. KAKDE (1985) gibt für Mais einen oberen Toleranzwert von 46°C an. Auch der Respirationsverlust aufgrund geringer nächtlicher Abkühlung ist bei Maispflanzen (C⁴) niedriger. In Nomal ist die mittlere tägliche Temperaturamplitude im Sommer um ca. 2 K niedriger als in Karimabad und Naltar (Mittel Naltar: 11,9 K).

Nach CONWAY et al. (1987) wird Mais im Raum Nomal als zweite Frucht im Jahreszyklus nach Weizen angebaut und kommt dort in jedem Jahr voll zur Reife. In der zentralen Hunza-Zone (Karimabad) kommt Mais zwar noch häufig aber nicht immer zur Reife, so daß in manchen Jahren der Mais nur noch als Futtermittel zur Verfügung steht. Die Temperaturverhältnisse in Naltar erlauben keinen Maisanbau mehr.

Die oben dargelegten agrarklimatologischen Überlegungen unterliegen jedoch dem Vorbehalt, daß die zugrundegelegten Temperaturwerte in 1,5 m hohen Wetterhütten gemessen wurden und nicht exakt die für Anbaukulturen relevanten mikroklimatischen Verhältnisse repräsentieren (z.B. Bodenfrost, Bestandesklima).

6.3 Berechnung thermischer Gradienten aus Monats- und Jahresmitteln reduzierter Reihen.

Im Gegensatz zu den bisher diskutierten auf kurzfristigen Meßreihen beruhenden thermischen Gradienten sollen nun die mittleren Vertikalgradienten auf Basis einer einheitlichen 25jährigen Meßperiode vorgestellt werden. Als Referenzperiode erschien das Intervall von 1965-1989 zweckmäßig, in dem von den meisten Stationen annähernd geschlossene Temperaturreihen vorliegen. Da für die Stationen Yasin, Naltar, Nomal, Karimabad nur kurzfristige Reihen vorliegen, mußten die Daten auf die vorgegebene Referenzperiode reduziert werden. Hierzu bot sich die seit langem in der Klimatologie gebräuchliche Differenzmethode an. Unter der Annahme, daß sich die Temperaturdifferenzen zwischen benachbarten Stationen stabil verhalten, können kurze Meßreihen an eine längere Bezugsreihe angeschlossen werden. Detaillierte Angaben zur Methode finden sich in PAESLER (1984).

Naltar und Nomal wurden an die Reihe Gilgit angeschlossen, ebenso wie Karimabad und Misgar. Die Reduktion der Yasin-Daten erfolgte über die Station Gupis.

Für die Stationen Naran, Butta Kundi und Kalam mußte auf eine Reduktion verzichtet werden, da der räumliche Zusammenhang zu benachbarten Stationen nicht hinreichend war.

Zur Bestimmung der vertikalen Gradienten wurde ein linearer Regressionsansatz herangezogen mit der Temperatur (Jahres- und Monatsmittel) als abhängige und der Meereshöhe als unabhängige Variable. Die jeweiligen Regressionskoeffizienten geben dann den Temperaturgradienten in (K/m) an. Für Monats- und Jahresmittel waren die linearen Regressionsgleichung nach dem T-Test hochgradig signifikant (Irrtumswahrscheinlichkeiten für Konstanten und Koeffizienten < 1%). Die Bestimmtheitsmaße (r²) lagen zwischen 88 und 94%. Die einzelnen Gleichungen sind in Tab. 18 angegeben.

Tab.18: Lineare Regressionsgleichung zur Bestimmung des vertikalen Temperaturgradienten aus 16 Meßreihen (reduziert auf Periode 1965 - 1989)
 Linear regression equation for determination of vertical temperature gradients by use of 16 records (reduced to reference period 1965 - 1989)

Monat	Y =	a	-	b	* H (Hohe in mm NN)	r ² (%)
Januar	Y =	14,303	-	0,00682	* H	90,38
Februar	Y =	16,502	-	0,00691	* H	92,99
März	Y =	22,266	-	0,00747	* H	91,36
April	Y =	28,736	-	0,00793	* H	91,26
Mai	Y =	32,911	-	0,00790	* H	95,14
Juni	Y =	39,670	-	0,00871	* H	93,06
Juli	Y =	42,240	-	0,00874	* H	89,14
August	Y =	40,829	-	0,00835	* H	88,91
September	Y =	36,766	-	0,00838	* H	90,03
Oktober	Y =	29,175	-	0,00762	* H	93,27
November	Y =	21,786	-	0,00685	* H	91,14
Dezember	Y =	15,368	-	0,00621	* H	89,98
Jahr	Y =	28,364	-	0,00765	* H	95,25

Wie Tab.18 zeigt, unterliegen die Temperaturgradienten einem markanten Jahresgang. Maximale vertikale Temperaturabnahmen sind in den Sommermonaten zu verzeichnen (trockenadiabatische Temperaturgradienten). Mit 0,87 - 0,83 K/100m liegen sie in der Größenordnung der bereits aus sommerlichen Kurzzeitmessungen ermittelten Temperaturgradienten (vgl. 6.1). Bemerkenswert ist jedoch der "Knick" im August. Möglicherweise äußert sich hier die Zufuhr von Wasserdampf und damit latenter Wärme in den höheren Lagen aus der Monsunzirkulation (vgl. 7.2, 7.3), die den Temperaturgradienten abdämpft. Die geringsten Gradienten ergeben sich in den Monaten Dezember bis Februar. Die vorherrschende zyklonale Aktivität aus westlichen Richtungen mit höherer Luftfeuchte und Kondensationswärme reduziert die Gradienten. Auch BRAZEL und MELVIN (1991) konnten am Beispiel der Juli-Temperaturen in Kaschmir nachweisen, daß die mittleren Temperaturgradienten in einem ariden Transekt mit -1,0 K/100m deutlich über den Gradienten im humiden Bereich (-0,8 K/100m) lagen.

Zur Zeit des Niederschlagsmaximums im Frühjahr liegen die Gradienten trotz hoher Feuchtezufuhr bereits auf höherem Niveau. Der thermische Gegensatz zwischen Tälern und Hochlagen ist in dieser Zeit besonders ausgeprägt. Beginnende sommerliche Aufheizung im Talboden kontrastiert mit Abkühlung über spät ausapernden Schneedecken (vgl. hierzu: TABONY 1985).

Die Berechnung mittlerer Temperaturgradienten über eine lineare Regression führt zu einer Nivelierung der lokalklimatischen Einflüsse an den einzelnen Stationen. Rückschlüsse erlaubt die kritische Analyse der Residuen. Tabelle 19 listet die Residuen numerisch auf.

Im Jahresmittel treten bei den Stationen Astor, Gilgit, Naran und Chitral negative Abweichungen um mehr als 1 K vom Erwartungswert auf. Bei den Stationen Gilgit und Chitral ist wahrscheinlich der Oaseneffekt für die relative Abkühlung verantwortlich. Naran und Astor liegen dagegen im Staubereich der Himalayahauptkette bzw. des Nanga Parbat-Massives, wo erhöhte Wolkenbedeckung die Temperaturen dämpft. Im Sommer zeigt sich der Abkühlungseffekt noch ausgeprägter und zusätzlich an den Stationen Yasin und Kalam.

Relativ hohe positive Abweichungen im Jahresmittel und besonders im Sommer zeigen die Stationen Chilas, Misgar und Nomal. Die Stationen befinden sich in ausgeprägten Leelagen mit relativ geringer

Bewölkung und zudem kräftig ausgeprägten mesoskaligen Windsystemen. In Chilas dürfte auch die Umgebung der Station inmitten einer dicht bebauten Ortslage relevant sein.

Tab.19: Residuen der Regression Temperatur gegen Höhe (in °C)
Residuals of regression temperature on altitude (in °C)

Station	Jahr	Januar	Juli
Astor	-1,17	-0,67	-1,19
Bunji	-0,23	-0,01	-0,29
Chilas	1,57	0,99	2,39
Gilgit	-1,33	-0,88	-1,72
Gupis	0,88	-0,12	2,07
Karimabad	0,41	0,84	0,17
Misgar	1,09	0,15	2,43
Naltar	-0,27	-0,25	0,16
Nomal	1,65	0,68	2,54
Skardu	0,04	-1,72	0,86
Yasin	-0,67	-3,10	-1,36
Kalam	-0,05	1,22	-2,51
Naran	-1,09	0,61	-2,58
Chitral	-1,17	-0,04	-1,11
Drosh	0,28	-0,00	0,16
Butta Kundi	0,06	2,31	0,01

Bemerkenswert ist die relativ starke winterliche Unterkühlung in Skardu gegenüber einer positiven Anomalie im Sommer. Im Winter ist in Skardu aufgrund der Lage in einem nahezu geschlossenen Becken mit geringem Talbodengefälle mit einer Kaltluftseebildung zu rechnen. Im Sommer begünstigt dagegen die Lage der Station auf flachem Terrain und bei fehlender Umgebungsvegetation eine Überwärmung.

Die auffallend starken Abweichungen der Station Yasin können auch meßtechnischer Natur sein. Die Station wurde von einem FAO-Projekt betrieben und war vermutlich mit anderen Instrumenten als die amtlichen pakistanischen Stationen bestückt.

6.4 Vergleich mit Temperaturen in der freien Atmosphäre

Für die Radiosonde Srinagar liegen Daten aus den Zeitraum von 1962-82 mit monatlichen Temperaturmitteln in Niveaus vom Boden bis 150 hPa vor. Die Vertikalgradienten der Temperatur in der freien Atmosphäre im Januar und Juli sind als Kurven in Fig.9 aufgetragen. Anstelle der Druckniveaus wurden den Temperaturwerten, die mittleren Höhen in geopotentiellen Metern zugeordnet. Eine Nivellierung des Jahresganges zeigt sich im Niveau oberhalb 13000 m.

Aufschlußreich ist ein Vergleich der aus Bodendaten und aus Radiosondendaten berechneten Temperaturprofile. Generell besteht im Winter eine bessere Übereinstimmung. Die Tallagen bis 2500 m sind gegenüber der freien Atmosphäre überwärmt. Im Juli zeichnet sich die aus dem Massenerhebungseffekt resultierende positive Temperaturanomalie des Hochgebirges bis in ein Niveau von mindestens 4000 m ab. Eine Extrapolation des aus Bodendaten errechneten Gradienten über die Schneegrenze hinaus ist nicht unproblematisch, da die Besonderheiten des Strahlungsklimas und der Albedo (vgl. UNTERSTEINER 1957a u. b, OHMURA 1991) über Schneeflächen keine Berücksichtigung mehr finden. Auch die Streuung der einzelnen Stationsdaten vom generellen Trend ist im Sommer höher, da in dieser Jahreszeit auch die mesoskalige Differenzierung stärker ausgeprägt ist.

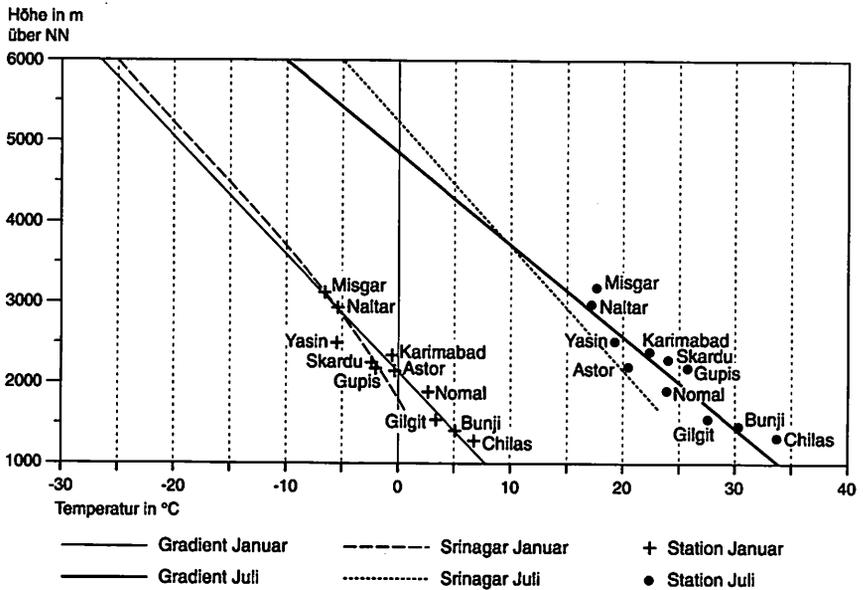


Fig. 10: Temperaturgradienten im Januar und Juli - Bodenstationen und freie Atmosphäre (Radiosonde Srinagar)
 Temperature gradients in January and July - ground stations and free atmosphere (radio sonde Srinagar)

6.5 Zusammenhänge zwischen thermischem Regime und Wasserhaushalt

Der Zusammenhang zwischen Strahlungswetterlagen im Sommer und der Wasserführung der Flüsse offenbart sich bereits dem Beobachter im Gelände. Im Sommer 1990 konnte mehrmals ein deutliches Anschwellen des Gilgit-River nach mehrtägigen Hitzeperioden (Tagesmaxima über 35°C) registriert werden. Niederschlagsereignisse blieben dagegen ohne eindeutige Auswirkungen auf den Abflußgang. Kleinere Flüsse und Bäche z.B. im Bagrot-Tal (Juli 1990) zeigten außerdem einen markanten Tagesgang in der Wasserführung mit bis in die Nachmittagsstunden zunehmenden Abflüssen und minimaler Wasserführung in den frühen Morgenstunden.

Das Abschmelzen von Schnee und Gletschereis wird von einem komplexen Faktorenbündel determiniert. Neben der direkten Einstrahlung, der Lufttemperatur und der Zufuhr latenter Wärme wirkt vor allem die Albedo modifizierend auf den Massenhaushalt ein (HOINKES 1968, OHMURA 1990). So können Neuschneefälle auf einer vergletscherten Oberfläche die Reflektion drastisch erhöhen und damit die Ablation erheblich einschränken (UNTERSTEINER 1957b). Bereits wenige Schneefalltage können sich dann in markanten Einbrüchen der Abflußkurven abzeichnen. HASERODT (1984) unternahm den Versuch, den komplexen Strahlungshaushalt über die Sonnenscheindauerdaten der nächstgelegenen Klimastationen zu parameterisieren. Es ergaben sich bemerkenswerte Zusammenhänge zwischen synoptisch bedingter Reduktion der Sonneneinstrahlung an den afghanischen Klima-

stationen Faisabad und Kabul mit markanten Einbrüchen der Abflußkurve des Chitral Rivers nach einer Verzögerungszeit von 3-6 Tagen. Die synoptische Analyse zeigte, daß die Sonnenscheinreduktion mit dem Durchzug westlicher Störungen einherging. Die Verzögerungszeit ergibt sich aus der Reaktionszeit des Gletschers und der Lauflänge des Flusses.

Eine kleinräumige Studie im Einzugsgebiet des Biafo-Gletscher von ALI (1989), basierend auf zeitlich hochaufgelösten meteorologischen und hydrologischen Messungen ergab einen signifikanten Zusammenhang zwischen Schmelzwasserführung und Tagesmitteltemperaturen. KHAN (1989) verweist auf den Zusammenhang zwischen expositions- und hangneigungsabhängiger direkter Einstrahlung und Ablation, der jedoch durch die Mächtigkeit der Schuttüberdeckung auf der Gletscheroberfläche modifiziert wird.

Die herausragende Bedeutung von Temperatur und kurzweiliger Einstrahlung für Gletscherablation und Wasserführung der Flüsse wurde anhand längerer amtlicher Klima- und Abflußreihen überprüft. Der Wirkungskomplex Strahlung und Temperatur konnte über die mittleren Maximumtemperaturen im Juli an den Klimastationen Misgar, Gilgit und Gupis parameterisiert und den mittleren Juliabflüssen des Hunza am Pegel Dainyor gegenübergestellt werden.

Die Zusammenhänge sind in Fig. A610 grafisch dargestellt. Bereits rein visuell werden die Zusammenhänge zwischen hohen Julimaxima und entsprechenden Spitzen in den Abflußzeitreihen erkennbar - mit Ausnahme des Jahres 1978. Dies wird durch die signifikanten Korrelationskoeffizienten bestätigt (Gilgit: $r = 0,538$; Gupis $r = 0,692$; Misgar $r = 0,935$). Der Zusammenhang wird mit zunehmender Meereshöhe der Klimastation enger.

In 3.5 wurde bereits der außergewöhnlich hohe Jahresabfluß 1973 hervorgehoben. Die Jahresgangkurve der täglichen Abflußwerte von 3 Pegelstationen ist in Fig. A611 dargestellt. Generell zeigen die 3 Kurven einen auffallend parallelen Gang, der auch in den hohen Korrelationskoeffizienten von über 0,98 zwischen den einzelnen Reihen zum Ausdruck kommt.

Wie unter einem glazialen bzw. nivoglazialen Abflußregime zu erwarten ist, zeigen die Wintermonate nur schwache Abflußwerte. Der rasche frühjährliche Anstieg der Abflußkurven mit beginnender Schneeschmelze erfolgt mit deutlicher zeitlicher Verschiebung zwischen den einzelnen Flüssen. Der Indus zeigt einen ersten Abflußgipfel Ende April, der sich an den anderen Pegeln nur schwach abzeichnet. Danach erfolgt eine kurzfristige Unterbrechung des Anstieges. Hierin spiegelt sich wahrscheinlich das Ausapern tiefliegender Schneedecken unterhalb 3000 m wider.

Der Anstieg des Hunza erfolgt mit einer Verzögerung von mindestens 10 Tagen. Tiefliegende Schneedecken sind in diesem Einzugsgebiet aufgrund der größeren Aridität von geringerer Bedeutung. Hier steuert vor allem die Gletscherablation den Abfluß. Dementsprechend vollzieht sich auch der herbstliche Rückgang früher und steiler.

Während der Hauptabschmelzperiode in den Monaten Juni bis September sind mehrmals drastische Einbrüche in den Abflußwerten zu erkennen. Wie an anderer Stelle noch zu zeigen ist, sind hierfür Schlechtwettereinbrüche mit starker Bewölkung verantwortlich, die die Ablation reduzieren und mit einigen Tagen Verzögerung an den Abflußwerten abzulesen sind (vgl. 8.4, HASERODT 1984). Der Rückgang des Abflusses kann bis zu über 40% der Spitzenwerte betragen. Die Spitzenwerte des Abflusses werden Mitte Juli erreicht.

Die außergewöhnlich hohen Jahresabflüsse 1973 sind vor allem durch hohe Überschüsse - im Vgl. zum langjährigen Mittel - in den Monaten Juni, Juli und September zu erklären, wie Fig. A612 veranschaulicht. Die Anomalie der Juliabflüsse ist auf einzelne Tage mit extrem hohen Temperaturen zurückzuführen. Im Klimaregister der Station Gilgit findet sich ein Vermerk, daß an 5 Tagen (!) Tagesmaxima von 42,2 °C registriert wurden, was für die gesamte Meßperiode einzigartig ist. Der

Mittelwert weicht dagegen nur um $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ vom langjährigen Wert ab. Die Besonderheit des Jahres 1973 besteht aber vor allem in der Verlängerung der Hauptschmelz- und damit Abflußperiode durch vorzeitiges Einsetzen (Anfang Juni) und verspätetes Abklingen (Ende September) (vgl. Fig. A612). Bereits im Juni werden Abflußwerte erreicht, die in anderen Jahren erst in der 2. Julihälfte auftreten. In der 2. Septemberhälfte ist an den 3 Pegeln ein erneuter Anstieg der Abflüsse aufgetreten, während in den übrigen Jahren zu dieser Zeit bereits der Rückgang erfolgt. Die Erklärung liefert Fig. A612 mit deutlichen positiven Temperaturanomalien gerade im Juli und September. Bemerkenswert ist auch die stark negative Temperaturabweichung im März. Sie weist auf eine erhöhte Häufigkeit von Schlechtwetterlagen in diesem Monat hin, was durch die Niederschlagswerte bestätigt wird. Im März 1973 fiel an der Station Gilgit mit 74 mm annähernd das Fünffache des langjährigen Mittels. Die dadurch erhöhte Schneeakkumulation im Frühjahr ist im Zusammenwirken mit einem langen und heißen Sommer ein weiterer Gunstfaktor für hohe Abflüsse. Während der Sommerperiode (Juni bis August) liegen die Niederschläge dagegen auf äußerst geringem Niveau. In Gilgit wurden in dieser Zeit nur 4 Tage mit Niederschlägen über $2,5\text{ mm}$ registriert.

Allgemein kann die Schlußfolgerung gezogen werden, daß extreme Abflußjahre im Karakorum nicht auf katastrophische Einzelereignisse wie Fluten oder Starkniederschläge zurückgeführt werden können, sondern durch den Gesamtcharakter der Witterung im Jahresverlauf bestimmt werden. Es ergibt sich ein Bündel von Gunstfaktoren wie:

- hohe Schneeakkumulation im Frühjahr,
- verlängerte Abschmelzperiode durch positive Temperaturanomalien im Mai/Juni und September,
- häufiges Auftreten extrem hoher Temperaturen im Hochsommer,
- geringe Häufigkeit von Schlechtwetterperioden im Hochsommer.

6.6 Zusammenfassung

Aussagen zu thermischen Gradienten beschränken sich auf die vertikalen Gradienten. Zonale oder meridionale Temperaturgradienten konnten innerhalb des Untersuchungsgebietes statistisch nicht nachgewiesen werden.

Eine Meßfahrt zum Khunjerab- Paß an einem sommerlichen Strahlungstag ergab einen Vertikalgradienten von $-0,82\text{ K}/100\text{ m}$. Eine repräsentative Aussage ist daraus nur unter Vorbehalt abzuleiten.

Die Auswertung einer sommerlichen Meßkampagne am Barpu-Gletscher (S.I.H.P) zeigte, daß die Temperaturgradienten in Hochlagen über 3500 m steiler sind als in den Talräumen. Temperaturinversionen konnten als kleinräumiges aus Kaltluftabfluß vom Gletscher resultierendes Phänomen nachgewiesen werden.

Die Analyse der täglichen Temperaturdaten des Stationspaares Naltar/Nomal erbrachte dagegen keine Hinweise auf Temperaturinversionen zwischen 1830 und 2880 m NN .

Auswertungen mit agrarklimatischem Bezug ergaben markante Höhenabhängigkeiten von thermischer Vegetationsperiode, Frosthäufigkeiten, Frostwechsel und -terminen. In den Tallagen können die Wuchsleistungen von Getreidepflanzen durch hohe Sommertemperaturen eingeschränkt werden.

Die thermische Vegetationsperiode in Karimabad zeigte über 10 Jahre in ihrer Andauer nur geringe Schwankungen, jedoch größere in den Terminen.

Die auf eine 25jährige Referenzperiode reduzierten Monats- und Jahresmitteltemperaturen gingen in eine lineare Regressionsgleichung zur Bestimmung der Höhengradienten ein. Im Jahresmittel nimmt die Temperatur um den Betrag von $0,765\text{ K}/100\text{ m}$ ab. Im Jahresgang zeigen sich die höchsten Gradienten im Sommer. Die Werte bestätigen die aus kurzen Meßreihen berechneten Gradienten.

Im Vergleich der Temperaturen von Bodenstationen mit Radiosondendaten von Srinagar zeigt sich vor allem im Sommer eine stark positive Temperaturanomalie der Hochgebirgstäler.

Die Bedeutung der Temperaturen als Steuerungsgröße für den sommerlichen Abfluß konnte sowohl über Korrelationsanalysen als auch am Fallbeispiel des Extremjahres 1973 nachgewiesen werden.

7 Witterung und Niederschlagsgenese unter jahreszeitlich alternierenden Zirkulationssystemen

7.1 Charakterisierung von Niederschlagsregimen anhand täglich aufgelöster Meßreihen

7.1.1 Datenaufbereitung

Von 13 Klimastationen konnte ein Datensatz der täglichen Niederschlagssummen für den Zeitraum von 1980-89 erhoben werden.

Die Niederschläge wurden entweder vom PMD oder WAPDA in ca. 40 cm über dem Erdboden installierten Totalisatoren gemessen. Meßlücken traten mit Ausnahme von Gupis (16 % Ausfalltage) und Kalam (11 %) nur selten auf. Gupis ist zudem problematisch, da vermutlich vom Beobachter auch Tage ohne Angaben als 0-Werte kodiert wurden.

Die Tagessummen der WAPDA-Stationen wurden ursprünglich in inches angegeben und mussten in mm umgerechnet werden. Der Ablesezeitpunkt des Totalisators war bei allen Stationen 8.⁰⁰ h Ortszeit, so daß sich die angegebenen Niederschlagssummen größtenteils auf den jeweiligen Vortag beziehen.

Die Meßgenauigkeit ist offensichtlich an den PMD-Stationen höher. Neben den Totalisatorwerten registrieren die PMD-Beobachter auch "traces", d.h. nicht meßbare Spureniederschläge, die aber als Fallstreifen oder einzelne Tropfen wahrgenommen werden können. Sie bieten wertvolle Hinweise auf die Witterungsdynamik gerade im Sommer, wenn die fallenden Niederschläge aufgrund des "TROLL-Effektes" größtenteils über dem Talboden verdunsten. Bei den WAPDA-Stationen fiel auf, daß Niederschlagssummen im Intervall zwischen 0,3 und 0,5 mm fast nicht registriert wurden. Dies kann meßtechnische Ursachen haben, aber auch mit Rundungsfehlern bei der Umrechnung von inches in mm zusammenhängen.

Das Datenmaterial wurde mit Hilfe eines SPSS-Programms nach einer semilogarithmischen Skala klassifiziert. Die Klassenweiten wurden in Anlehnung an SCHNEIDER-CARIUS (1955) (Reihe B) festgelegt. Die semilogarithmische Klassifizierung erlaubt eine bessere Differenzierung im Bereich der schwachen Niederschläge, was angesichts der hochgradig positiv schiefen Verteilung der täglichen Niederschlagssummen gerechtfertigt erscheint. Die Umsetzung der Klassifikation in Histogramme erfolgt auf Basis der "angepaßten" relativen Häufigkeiten, die sich auf die Anzahl der tatsächlich realisierten Fälle bezieht und damit den Einfluß von Meßlücken in gewisser Hinsicht eliminiert.

7.1.2. Interpretation semilogarithmisch klassifizierter Häufigkeiten

Vorbemerkung: Die Ergebnisse der klassifizierten Häufigkeitsauszählungen sind in Fig.A701-A713 dargestellt. Der Informationsgehalt ist wesentlich höher als der konventioneller Balkendiagramme mit Monatssummen, da hier der Jahresgang von Niederschlagsereignissen unterschiedlicher Intensität quasi dreidimensional dargestellt werden kann. Die Ordinate gibt die (angepaßte) relative Häufigkeiten der jeweiligen Klasse, bezogen auf die Gesamtzahl der (realisierten) Meßtage im jeweiligen Monat, an. Die 8 Klassenintervalle sind in der Legende von Fig.A705 angegeben. Summiert man die rel. Häufigkeiten der einzelnen Klassen monatsweise auf, ergibt sich die rel. Anzahl von Nieder-

schlagereignissen (hier: Tage mit gemessenen N. oder Spuren) im jeweiligen Monat. Nicht besetzte Klassen (rel.H. = 0) sind als leere Raster auf der Grundfläche des Diagramms gekennzeichnet. Die Diagramme erlauben Aussagen sowohl über die Struktur der Niederschläge in den einzelnen Monaten als auch die jahreszeitliche Dynamik, z.B. die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Ereignissen bestimmter Intensitäten in den einzelnen Jahreszeiten.

Ergebnisse: Schon bei einer rein visuellen Betrachtung der dreidimensionalen Histogramme sind Grundtypen zu erkennen, die bestimmte Niederschlagsregime charakterisieren und gut mit den Befunden der Faktoranalysen (vgl. 4.2.1) übereinstimmen.

Die Dominanz des "mediterranen" Winter-Frühjahrsregimes an den Stationen Drosh, Chitral, Naran und Kalam ist an der dichten Ballung der Säulen in den Monaten Februar bis Mai bei besonderer Hervorhebung der Klassen zwischen 5 und 25 mm zu erkennen. Innerhalb dieser Gruppe bestehen jedoch bemerkenswerte Differenzierungen, die in den konventionellen Klimadiagrammen (vgl. Fig. A101..A122) nicht zum Ausdruck kommen. In Chitral treten im Gegensatz zu Drosh die drei höheren Klassen in den Monaten Juni bis September nahezu völlig zurück, wodurch die Abschirmung Chitrals gegenüber sommerlichen Monsunvorstößen zum Ausdruck kommt. Auf die "Wetterscheide" zwischen Chitral und Drosh wurde bereits verwiesen. Zwischen den benachbarten Stationen Kalam und Naran bestehen markante Unterschiede in der Häufigkeit von Starkregen (≥ 25 mm) im Frühjahr. In Kalam fallen an 9% der Märztag Niederschläge in dieser Größenordnung.

Auch die Gruppe Skardu, Kachura und Yugo im östlichen Untersuchungsgebiet weist ein ähnliches Muster auf, wenn man den Anteil der Traces, die an WAPDA-Stationen nicht registriert werden, außer Acht läßt. Die Niederschlagssummen in Yugo (vgl. Fig. A713) resultieren aus selteneren aber ergiebigeren Ereignissen. Hier deutet sich der Übergang in den extrem ariden Raum Ladakh an.

Die Stationen Astor, Chilas und Bunji (Fig. A701, A702, A703) zeigen in der Gesamtkonstellation gute Übereinstimmung, wobei die Häufigkeiten in Astor auf höherem Niveau liegen. Im Herbst ist das Verteilungsmuster in Astor jedoch eher dem der ersten Gruppe angenähert. Die markante herbstliche Trockenperiode wie in Chilas, Bunji und Gilgit ist nicht erkennbar.

An den Stationen Karimabad und Gilgit (Fig. A706, A709) treten die Winterniederschläge (Dezember-Februar) in Gesamthäufigkeit und Ergiebigkeit deutlich hinter Frühjahr und Sommer zurück. Aufgrund dieser Befunde müsste das Niederschlagsregime an diesen Karakorum- Talstationen eher als "Frühjahr-Sommer-Niederschlagstyp" angesprochen werden. Im Juni ist ein kurzfristiger Rückgang zu verzeichnen.

Aus dem Rahmen fällt die Station Gupis (Fig. A707). Häufigkeit und Ergiebigkeit der Niederschläge sind im Vergleich zu den übrigen Stationen extrem niedrig. Ursachen könnten jedoch auch Unregelmäßigkeiten in der Betreuung der Wetterstation sein. Die Häufigkeit von Tagen mit Niederschlag ist im Juli und August höher, jedoch ist das Auftreten seltener Ereignisse in der Klasse ≥ 25 mm für die höheren Niederschlagssummen im Frühjahr verantwortlich.

Die in 5.1 erläuterten zonalen und meridionalen Gradienten kommen auch in den obengenannten Diagrammen zum Ausdruck. Von W nach E und S nach N ist ein Rückgang der Niederschlagshäufigkeiten, verbunden mit einem deutlichen Zurücktreten der höheren Klassen, zu verzeichnen.

Die relative Bedeutung der Winterniederschläge nimmt zu den inneren Karakorumtälern (Karimabad, Gilgit, Bunji, Gupis) hin ab. Die Sommerniederschläge sind dort aufgrund der Häufigkeitsverteilung wesentlich bedeutender, als es die mittleren Monatssummen aussagen. Eine Interaktion mit der Monsunzirkulation des Tieflandes deutet sich an. Sommerliche Starkniederschläge sind jedoch von geringer Bedeutung.

Der Juni ist an fast allen Stationen als relative Trockenperiode gekennzeichnet. In diesem Monat findet eine großräumige Umstellung der Zirkulation statt. Der Einfluß westlicher Strömung ist auf-

grund der Verlagerung des subtropischen Jets nördlich des 40°Breitengrades rückläufig, während der indische Sommermonsun im Randbereich des Westhimalaya noch nicht etabliert ist.

Die winterliche Niederschlagsperiode setzt an den südwestlichen Stationen (Chitral, Drosh, Kalam, Naran) im Gegensatz zu den übrigen Stationen bereits im Spätherbst ein.

7.1.3 Spurenniederschläge und Starkregen

Wie bereits aus Fig. A701-A713 ersichtlich wurde, liegen die Maxima der Häufigkeit von Niederschlägen $< 0,3$ mm bei einigen Stationen (Astor, Bunji, Chilas, Skardu) in den Sommermonaten. D.h. der Jahresgang dieser Klasse ist "monsunal". Daraus folgt, daß niederschlagswirksame Wettersituationen im Sommer wesentlich häufiger sein müssen, als die Monatssummen und der Landschaftscharakter der Tallagen erkennen lassen. Auch die Studie von WAKE (1987) zeigte, daß aufgrund der Schneeeakkumulationen der Sommeranteil der Niederschläge keineswegs zu vernachlässigen ist (vgl. auch Fig. 4). Ein sekundäres Maximum der Häufigkeit von Spurenniederschlägen findet sich zur Zeit des frühjährlichen Maximums der Niederschlagssummen. Die gegenüber Winter/Frühjahr vergleichsweise geringeren Sommerniederschläge (Monatssummen) sind daher vor allem auf geringere Ergiebigkeiten, weniger jedoch auf nachlassende Häufigkeiten zurückzuführen. Die geringere Ergiebigkeit, d.h. der hohe Spurenteil, resultiert teilweise aus dem TROLL-Effekt.

Wie in Einzelfallanalysen (vgl. 7.3, 7.4) noch zu belegen ist, korrespondieren Traces bzw. schwache Niederschläge in den Tälern häufig mit ausgedehnten und ergiebigen Niederschlagsereignissen in den Hochgebirgslagen. Dies kann durch eigene Beobachtungen und Aufzeichnungen von T. CRAMER (mündl. Mitt. 1992) bestätigt werden. In Tabelle 20 sind die relativen Häufigkeiten von Ereignissen (hier: Tagessummen) von weniger als 0,3 mm für die Stationen aufgelistet, von denen genaue Aufzeichnungen der Spurenniederschläge vorliegen.

Tab.20: Relative Häufigkeiten von Tagesniederschlägen $< 0,3$ mm (%)
Relative frequencies of daily precipitations $< 0,3$ mm (%)

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Astor	6,8	7,4	11,3	9,3	10,3	14,3	17,4	10,3	10,7	6,1	5,7	9,4
Bunji	2,3	1,8	4,2	8,0	6,1	3,1	8,6	4,7	6,0	2,3	2,0	2,3
Chilas	3,9	3,2	6,8	4,0	4,2	2,7	7,1	10,3	3,0	1,6	1,0	2,3
Chitral	6,5	4,6	7,1	6,3	6,5	3,3	8,1	3,5	5,3	2,3	3,0	5,2
Drosh	4,2	4,9	8,1	5,3	3,5	3,3	3,5	1,3	3,0	2,9	1,0	3,2
Gilgit	3,9	7,1	14,5	10,0	10,0	12,0	17,4	16,8	15,2	6,1	4,0	6,5
Skardu	4,8	7,1	8,4	4,3	3,5	7,7	7,4	10,0	4,7	4,2	0,3	6,1

Der oben skizzierte Jahresgang ist vor allem an den Stationen im Lee der Himalaya-Hauptkette prägnant, weniger dagegen an den beiden westlichen Stationen Chitral und Drosh.

Die morphologische Wirksamkeit einzelner Niederschlagsereignisse ergibt sich im wesentlichen aus deren Intensität. Die exakte Bestimmung von Niederschlagsmengen pro Zeiteinheit erfordert jedoch eine hohe zeitliche Auflösung der Reihen, die nur mit schreibenden Meßgeräten erzielt werden können. Starkregenerereignisse können hier über Tagessummen definiert werden ohne Berücksichtigung der Intensität über kurze Zeitintervalle. Tagessummen von mindestens 25 mm sollen im folgenden als Starkniederschläge aufgefasst werden. Unterstellt man, daß eine 10jährige Meßreihe als Stichprobe die Grundgesamtheit hinreichend repräsentiert, können die relativen Häufigkeiten auch als Eintrittswahrscheinlichkeiten angesehen werden. Tab. 21 gibt eine Übersicht über das Auftreten star-

ker Niederschläge im Jahresgang. Die Zahlen geben an, an wieviel Prozent der Tage des jeweiligen Monats die Ereignisse auftreten.

Tab.21: Relative Häufigkeit von Starkniederschlägen (≥ 25 mm) (%)
Relative frequencies of heavy precipitation (≥ 25 mm) (%)

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Astor	0	0,7	1,0	2,0	1,6	0	0,3	0,3	0	1,6	0,7	0,3
Bunji	0	0	0	0,7	0,3	0	0	0	0,4	0,6	0	0
Chilas	0	0	1,1	1,0	0,6	0	0,8	0	0	0,3	0,3	0
Chitral	0	1,1	1,9	1,0	0,6	0,3	0	0	0	0,3	0,3	1,3
Drosh	1,0	1,1	3,5	1,7	0,3	0,3	0,3	0	0,3	0,3	1,0	1,6
Gilgit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gupis	0,4	0	0,4	0	0,4	0	0	0	0	0	0	0
Kachur.	0	0	0	1,0	0	0	0	0	0	0,3	0	0
Kalam	0,6	2,9	9,0	4,7	1,6	0,7	0,3	0	0	2,3	2,3	0
Karim.	0	0	0	0	0	0,3	0	0	0	0	0	0
Naran	0,6	2,2	3,3	2,3	1,6	1,0	1,3	0,3	0,3	4,8	1,0	0,6
Skardu	0,3	0	0,3	1,3	0	0	0	0	0,7	0,6	0,8	0
Yogo	0	0,7	0,3	2,3	1,0	0,7	0	0,6	0	0,6	0	0,6

Die höchste Wahrscheinlichkeit von Starkniederschlägen besteht an der Station Kalam- vor allem im März. An durchschnittlich 3 Tagen fallen in diesem Monat Starkniederschläge.

In Naran ist in allen Monaten mit Starkniederschlägen zu rechnen. Die Häufigkeiten liegen auf vergleichsweise hohem Niveau.

Auffallend ist die geringe Häufigkeit von Starkniederschlägen in den Tälern des Karakorum. In Gilgit wurde in der gesamten Referenzperiode kein Ereignis registriert.

In Astor dagegen wurden Starkregen in 9 Monaten registriert bei vergleichsweise hoher Häufigkeit. Das Astor-Tal ist sehr häufig von Erdbeben betroffen, die den Straßenverkehr auf der Jeep-Piste von Bunji nach Astor blockieren. Im Juli 1990 konnten vom Verfasser nach heftigen Niederschlägen am Vortag mindestens 10 Hazards auf diesem Abschnitt registriert werden (vgl. auch SAID 1992).

Auffallend ist, daß Starkniederschläge in der Monsunperiode selbst bei eindeutig randmonsunalen Stationen (Naran, Kalam) vergleichsweise selten sind. Nicht nur die Häufigkeit sondern auch die Intensität von Monsunschauern nimmt offensichtlich an der äußersten Verbreitungsgrenze drastisch ab - im Gegensatz zu den heftigen Niederschlägen im Tiefland.

Die höchsten Eintrittswahrscheinlichkeiten für Starkregen bestehen an den meisten Stationen im Frühjahr (März, April).

In Naran findet sich dagegen die größte Starkregenhäufigkeit im Oktober. Auch die Stationen Astor, Bunji und Kalam verzeichnen in diesem Monat sekundäre Maxima der Starkniederschläge. Die Genese der Herbstniederschläge bedarf noch einer eingehenderen synoptischen Analyse (vgl. 7.4).

Auch die höchste Niederschlagssumme aller Stationen der gesamten Periode fiel im Oktober (11.10.87) in Naran (121,9 mm). Alle Stationen registrierten an diesem Tag Niederschläge, davon Skardu und Kachura ebenfalls extrem hohe Summen von > 50 mm. Im westlichen Teil des Gebiets wurden jedoch nur relativ schwache Niederschläge verzeichnet.

Das zweitstärkste Niederschlagsereignis wurde am 21.4.81 in Kalam registriert (116,3 mm). Das Ereignis war ebenfalls von starken Regenfällen im Raum Chitral begleitet, während die übrigen Stationen keine oder nur schwache Niederschläge meldeten.

Ein Ereignis von knapp 100 mm wurde am 22.4.87 in Astor registriert, begleitet von extremen Niederschlägen (> 50 mm) in Drosh und Naran.

7.1.4 Andauer von Niederschlagsperioden

Da von den genannten Stationen keine mit schreibenden Geräten gemessenen Daten vorliegen, können Andauerwerte nur als ununterbrochene Abfolge von Tagen definiert werden, an denen Niederschläge registriert wurden. Unterbrechungen zwischen Einzelereignissen bleiben davon unberührt. Zur Bestimmung der Niederschlagsperioden wurde eine einfache Basic-Abfrageroutine entwickelt, die die Andauerwerte in eine separate Datei schreibt.

Zur besseren Vergleichbarkeit zwischen WAPDA- und PMD-Stationen wurden Traces als 0 codiert. Die aus diesen Daten errechneten Mittelwerte sind stationsweise der Größe nach sortiert in Fig.A714 aufgetragen. Die Station Naran hebt sich mit einer mittleren Andauer von knapp 3 Tagen von den übrigen Stationen deutlich hervor. Gilgit nimmt trotz der vergleichsweise geringen Niederschlagssummen eine mit der sehr feuchten Station Kalam vergleichbare Position ein. Hierin kommt die relativ hohe Häufigkeit geringfügiger Niederschlagsereignisse zum Ausdruck. Generell ist die mittlere Andauer von Niederschlagsperioden im Lée der Himalayahauptkette mit weniger als 2 Tagen gering.

7.2 Zusammenhänge zwischen Höhenwindparametern der Radiosonden Srinagar und Kabul mit Bodenniederschlägen im Untersuchungsgebiet

7.2.1 Datenmaterial und Ausgangshypothese

Ausgangshypothese: Korrelative Zusammenhänge zwischen den Monatssummen der Niederschläge an den Bodenstationen und den monatlichen Mittelwerten der Höhenwindparameter (Windstärken der meridionalen (V) und zonalen (U) Komponenten in 700, 500 und 300 hPa) an benachbarten Radiosondenstationen über einen längeren Zeitraum hinweg erlauben Rückschlüsse auf die Herkunft niederschlagswirksamer Luftmassen im jahreszeitlichen Wechsel. Die Interpretation beruht auf der Vorzeichenkombination der Koeffizienten, sowie deren Stärke und Signifikanzniveau.

Beispiel: Die Bodenniederschläge einer Station korrelieren signifikant positiv mit der U-Komponente der Höhenwindgeschwindigkeit und signifikant negativ mit der V-Komponente. Daraus folgt, daß Höhenwinde aus dem nordwestlichen Quadranten in hohem Maße niederschlagsrelevant sind.

Datenlage: Für die Auswertung wurden die Aufzeichnungen der Radiosondenstationen Kabul, Peshawar und Srinagar für den Zeitraum von 1962-86 freundlicherweise vom Meteorologischen Institut der Universität Bonn zur Verfügung gestellt. Die gemessenen Parameter umfassen Temperatur, Geopotential, meridionale und zonale Windgeschwindigkeit (m/sec) für die Niveaus von Boden, 850, 700, 500, 300, 150 u. 100 hPa jeweils im Monatsmittel. Die Überprüfung des Datensatzes ergab, daß nur für die Stationen Srinagar und Kabul sowie die Niveaus von 700 bis 300 hPa ein für Korrelationsanalysen hinreichender Stichprobenumfang gewährleistet war. Die Meßreihen wurden mit den verfügbaren Niederschlagssummen aus dem Untersuchungsgebiet verknüpft.

Die Höhenwindverhältnisse der Station Srinagar können wegen der geringen horizontalen Distanz (z.B. Gilgit - Srinagar 210 km) durchaus auf das Untersuchungsgebiet übertragen werden. Die Daten von Kabul sind vor allem für die Bodenstationen Chitral, Drosh und Kalam relevant (Kabul - Drosh 270 km)

7.2.2 Ergebnisse:

a) Jahrgänge der Windparameter:

Tabelle 22 und 23 zeigen die Mittelwertstatistik der Windgeschwindigkeiten für zonale und meridionale Komponenten aus jeweils 3 Druckniveaus. Die mittlerer Höhe für das 700 hPa-Niveau beträgt an beiden Stationen ca. 3100 m NN, für 500 hPa ca 5700 m und für 300 hPa ca. 9500 m. Somit repräsentieren die Niveaus für den Hochgebirgsraum a) die Paßhöhen der südlichen Himalayarandketten, b) die mittleren Kammhöhen von Karakorum und Hindukusch, c) die freie Atmosphäre über den höchsten Gipfelregionen.

Tab.22: Mittlere Geschwindigkeit (m/sec) der zonalen (U) und meridionalen Windkomponenten im 700, 500 und 300 hPa Niveau der Station Srinagar (1962-82)
Mean velocities (m/sec) of zonal (U) and meridional wind components on 700, 500 and 300 hPa level of station Srinagar (1962-82)

Monat	700 hPa		500 hPa		300 hPa	
	U	V	U	V	U	V
J	-1,25	2,06	6,50	4,37	23,20	0,63
F	-1,36	2,11	7,17	4,15	24,90	1,50
M	-1,38	2,17	6,11	2,99	21,90	0,90
A	-0,85	1,24	5,17	1,75	15,40	0,40
M	-0,13	0,53	4,27	0,42	13,40	-0,70
J	1,25	1,07	3,06	-2,13	16,55	-3,70
J	0,73	-0,88	2,00	-6,53	11,40	-0,15
A	0,68	-0,79	1,95	0,61	11,12	1,03
S	0,85	-0,32	3,30	1,04	18,80	2,10
O	0,86	0,24	4,85	0,42	16,16	-1,90
N	-0,24	1,09	6,23	2,08	22,30	-0,49
D	-1,17	1,69	6,49	4,58	25,40	1,37

Tab.23: Mittlere Geschwindigkeit (m/sec) der zonalen (U) und meridionalen Windkomponenten im 700, 500 und 300 hPa Niveau der Station Kabul (1965-85)
Mean velocities (m/sec) of zonal (U) and meridional wind components on 700, 500 and 300 hPa level of station Kabul (1965-85)

Monat	700 hPa		500 hPa		300 hPa	
	U	V	U	V	U	V
J	1,18	0,13	10,69	-0,28	25,11	-1,26
F	1,30	1,16	12,26	1,13	26,18	-1,88
M	1,40	0,20	10,96	1,08	23,54	0,00
A	0,54	-0,74	9,01	-0,93	17,74	0,86
M	1,03	-2,57	8,99	-2,64	19,67	-3,18
J	0,69	-4,14	7,36	-3,79	17,58	-6,03
J	0,92	-4,19	5,98	-3,84	12,63	-7,25
A	-0,33	-4,11	4,42	-3,13	11,10	-3,02
S	0,07	-3,20	6,80	-3,73	20,54	-3,77
O	0,53	-1,59	8,44	-1,87	21,58	-3,34
N	0,53	-0,32	7,26	-1,17	18,63	-1,38
D	0,65	1,02	11,07	-0,13	24,93	-0,93

Die stärksten Unterschiede im Jahrgang der Windgeschwindigkeitskomponenten zwischen Kabul und Srinagar treten erwartungsgemäß im 700 hPa-Niveau auf, dessen Windverhältnisse noch stark

von der lokalen Orographie überprägt werden. Daher sollen in erster Linie die Verhältnisse im 500 und 300 hPa-Niveau diskutiert werden.

Im 500 hPa-Niveau weist die zonale (westliche) Windkomponente der Station Srinagar einen gleichmäßigen Jahresgang mit einem Maximum im Winter (Februar 7,17 m/sec) und einem Minimum im Hochsommer (August 1,95 m/sec) auf. Die meridionale Komponente zeigt ebenfalls ein Maximum im Winter, im Juni und Juli wechselt das Vorzeichen in den negativen Bereich (d.h. in den nördlichen Sektor).

Der Jahresgang spiegelt folgende Zirkulationsdynamik wider: In ca. 6000 m herrschen generell südwestliche Winde vor (vgl. auch DE SCALLY 1989). Mit der sommerlichen Verlagerung des Westwindgürtels nach N nimmt deren Intensität ab und sie werden von einer N-NW Strömung abgelöst. Dies kann als Ausgleichströmung für den Monsun (vgl. RAO 1981, SHAMSHAD 1985) gedeutet werden. Aber auch der Einfluß von aus NW heranziehenden, aus der Westwinddrift ausscharenden Störungen kann sich hier auswirken (vgl. 7.4).

Über Kabul (500 hPa) ist der Jahresgang der Höhenwindkomponente unregelmäßiger. Generell ist die zonale Windgeschwindigkeit (West) wesentlich höher als in Srinagar. Das Minimum der westlichen Komponente findet sich erwartungsgemäß im Sommer. Die meridionale Komponente weist mit Ausnahme von Februar und März negative Vorzeichen auf. Auffallend ist der Wechsel vom NW in den SW-Sektor im Februar und März bei sehr hohen zonalen Windgeschwindigkeiten. Dies korrespondiert zeitlich mit dem Jahresmaximum der Niederschläge an den meisten Bodenstationen (v.a. Chitral, Drosh, Kalam). Im 300 hPa-Niveau tritt dieser Effekt mit einer zeitlichen Verzögerung von einem Monat auf.

Die SW-Strömung in Frühjahr führt naturgemäß zu höheren Niederschlägen als die winterliche NW-Strömung, da die anströmenden Luftmassen über dem Mittelmeer bzw. der Arabischen See zusätzlich mit Wasserdampf angereichert werden können. In Einzelfallstudien (7.4) soll diesem Zusammenhang weiter nachgegangen werden.

Im Sommer dagegen verstärkt sich ebenso wie in 700 hPa die nördliche Komponente, hervorgerufen durch kontinentale Luftmassen, die aus der Höhenantizyklone über der südlichen GUS bzw. aus den aufgeheizten Hochflächen des Hindukusch ausströmen (vgl. SIVALL, 1977).

Die Jahresgänge der Windkomponenten im 300 hPa-Niveau korrelieren tendenziell mit denen des 500 hPa-Niveaus. Die Unterschiede zwischen beiden Radiosondenstationen werden zunehmend nivelliert

An beiden Stationen dominieren ganzjährig starke Westwinde, die sich in hohen positiven zonalen Windgeschwindigkeiten vor allem im Winter äußern.

Das Jahresmaximum in Srinagar im Dezember überschreitet den Wert von 25 m/sec. In Kabul wird dieser Schwellenwert im Januar und Februar überschritten. Dies entspricht bereits im langjährigen Mittel Windstärken, die per definitionem (vgl. REITER 1970) als Jetstream eingestuft werden können.

Korrelationsstatistische Auswertungen:

Die korrelativen Zusammenhänge (PEARSON-Produktmomentkorr.) zwischen den Monatsmitteln der Windkomponenten auf 3 Niveaus und den Bodenniederschlägen weisen markante jahreszeitliche Muster auf.

In Tab. 25 sind die Korrelationskoeffizienten sowie deren Signifikanzniveaus (1 = 100% Irrtumswahrscheinlichkeit) exemplarisch für die Extremmonate Januar und Juli gegenübergestellt.

Als Signifikanzkriterium wird eine Irrtumswahrscheinlichkeit von $\leq 10\%$ (zweiseitiger Test) als

tolerabel angesetzt. Interpretierbar sind vor allem die Korrelationen für das 500 und 300 hPa-Niveau, da hier die Radiosondenmessungen auch regional repräsentativ sind. Die Vorzeichenkombination der Korrelationskoeffizienten für U und V-Komponente indiziert den Richtungsquadranten der niederschlagswirksamen Höhenwinde.

Station Srinagar:

Die Korrelationskoeffizienten im Januar (vgl. Tab.24) belegen die Niederschlagswirksamkeit der westlichen Strömung vor allem im 500 hPa-Niveau. Mit Ausnahme von Bunji, Gilgit und Misgar korrelieren die Bodenniederschläge signifikant positiv mit den zonalen Windgeschwindigkeiten. Chilas korreliert zusätzlich positiv mit der meridionalen Komponente, was einen Zusammenhang mit südwestlichen Strömungen andeutet. Möglicherweise spielt auch im Winter das Vordringen von Luftmassen südlicher Provenienz durch die "Pforte" des Industales eine Rolle.

Die Niederschläge der Station Drosh korrelieren erwartungsgemäß hoch mit Winden aus dem SW Quadranten (r für U u. V. signifikant positiv). Diese Konstellation ist auf 300 hPa ebenso wie in Chitral noch stärker ausgeprägt. In diesem Niveau fällt vor allem die sehr hohe Korrelation der Niederschläge in Gupis mit der westlichen Komponente auf ($r=0,87$). Die Korrelationskoeffizienten belegen deutlich die Dominanz des westlichen Zirkulationsregimes im Winter, das im Raum Chitral eine gewisse Modifikation durch stärkere Akzentuierung der südlichen Komponente erfährt.

Im Juli dagegen indizieren die Korrelationskoeffizienten eindrucksvoll die Dominanz einer niederschlagswirksamen Südströmung im Niveau von ca. 5700 m (geopotentiell für 500 hPa). Eine Ausnahme bildet Chitral. Hier unterdrücken möglicherweise die starken mesoskaligen Winde (vgl. 2.6) den korrelativen Zusammenhang.

Besonders hohe Korrelationen von über 0,7 finden sich an den Stationen Chilas, Gilgit und Skardu. Ein genetischer Zusammenhang mit dem an den meisten Stationen zu verzeichnenden sekundären Niederschlagsmaximum im Juli bietet sich an. Ein bis in den Karakorum reichender echter Monsun (vgl. Definitionen in 1.3.2) ist jedoch äußerst unwahrscheinlich, da nach den Erfahrungen aus dem indopakistanischen Tiefland und des östlichen Afghanistans die vertikale Mächtigkeit des bodennahen Monsuns in seinem westlichen Verbreitungsgebiet nicht 2000 - 3000 m über Grund überschreitet (RAO 1981, SIVALL 1977). Dennoch deutet das Korrelationsmuster auf einen sommerlichen Wasserdampftransport aus den Monsungebieten des Tieflandes bis weit nach N in die Hochgebirgsräume hin.

Bemerkenswert sind die signifikanten Korrelationen von Chilas und Skardu mit der östlichen Komponente auf 700 hPa (3100 m) über Srinagar. Dies weist auf einen Zusammenhang mit der bodennahen Monsunzirkulation des Himalayasüdrandes hin.

Tab.24: Korrelationen der monatlichen Niederschlagssummen im Untersuchungsgebiet mit den Monatsmitteln der zonalen (U) und meridionalen (V) Windgeschwindigkeiten in 3 Druckniveaus über Srinagar

Correlations of monthly precipitation in the research area with monthly means of zonal (U) and meridional (V) wind speeds in 3 pressure levels over Srinagar

Monat: Januar

Station	U 700 hPa	V 700 hPa	U 500 hPa	V 500 hPa	U 300 hPa	V 300 hPa
Astor	-0,236	0,150	0,465	0,384	0,414	0,166
	0,379	0,580	0,060	0,127	0,125	0,553
Bunji	0,227	0,600	0,348	0,443	0,400	0,507
	0,399	0,014	0,171	0,075	0,139	0,053
Chilas	-0,056	0,276	0,540	0,580	0,413	0,380
	0,836	0,300	0,025	0,014	0,126	0,162
Chitral	-0,132	0,705	0,702	0,386	0,597	0,447
	0,625	0,002	0,002	0,125	0,019	0,094
Drosh	-0,283	0,509	0,589	0,581	0,645	0,568
	0,288	0,044	0,013	0,014	0,009	0,027
Gilgit	0,176	0,251	0,367	0,334	0,345	0,292
	0,529	0,367	0,161	0,206	0,227	0,312
Gupis	-0,167	0,389	0,578	0,302	0,872	0,152
	0,537	0,136	0,015	0,239	0,000	0,588
Misgar	0,246	-0,477	-0,019	0,198	0,469	0,192
	0,466	0,138	0,953	0,537	0,171	0,595
Skardu	-0,074	0,240	0,440	0,171	0,445	0,100
	0,787	0,371	0,077	0,510	0,096	0,722

Monat: Juli

Station	U 700 hPa	V 700 hPa	U 500 hPa	V 500 hPa	U 300 hPa	V 300 hPa
Astor	-0,069	0,158	-0,119	0,628	-0,177	0,354
	0,801	0,054	0,637	0,004	0,496	0,194
Bunji	-0,424	-0,071	0,138	0,615	0,355	0,221
	0,102	0,787	0,584	0,005	0,162	0,428
Chilas	-0,509	0,222	0,113	0,719	0,390	0,480
	0,044	0,391	0,656	0,005	0,122	0,070
Chitral	0,053	0,234	0,286	0,334	0,072	0,249
	0,847	0,366	0,266	0,162	0,784	0,370
Drosh	0,035	0,109	0,056	0,509	-0,048	0,541
	0,897	0,678	0,825	0,026	0,985	0,037
Gilgit	-0,277	0,053	-0,035	0,737	0,034	0,177
	0,318	0,847	0,894	0,000	0,901	0,545
Gupis	-0,289	0,229	0,433	0,408	0,365	0,327
	0,296	0,394	0,082	0,093	0,164	0,254
Misgar	-0,239	0,038	0,138	0,569	0,238	0,371
	0,479	0,907	0,653	0,034	0,457	0,261
Skardu	-0,461	0,120	-0,111	0,713	0,162	0,250
	0,072	0,647	0,661	0,001	0,534	0,286

oberer Wert : Produktmomentkorrelationskoeffizient
 unterer Wert: Signifikanzniveau (1 = 100% Irrtumswahrsch.)

Station Kabul: Wegen der peripheren Lage der Radiosondenstation Kabul zum Untersuchungsgebiet sollen hier nur die korrelativen Beziehungen zu den beiden nächstgelegenen Niederschlagsstationen diskutiert werden.

Die Korrelationskoeffizienten Winter (Januar, Februar) belegen eindrucksvoll den Zusammenhang zwischen der Südkomponente im 500 hPa-Niveau über Kabul und den Bodenniederschlägen der

beiden Stationen (z.B. Chitral: $r = 0,57$ i. Jan., $r = 0,67$ i. Feb.). Im Januar ist der Zusammenhang auch im 300 hPa signifikant. Offensichtlich treten besonders ergiebige Winter/Frühjahrsniederschläge dann auf, wenn die "mediterranen" Störungen direkt aus S in das Gebiet vordringen und vorher noch Wasserdampf über der Arabischen See aufgenommen haben (vgl. 7.4). Eine Steuerung über die Höhenträge der mittleren Troposphäre liegt nahe und soll in 7.4 näher untersucht werden.

In den übrigen Jahreszeiten bestehen dagegen kaum signifikante Zusammenhänge zu den Höhenwinddaten der Station Kabul.

7.2.3 Schlußfolgerungen:

Der methodische Ansatz führte vor allem bei der Verknüpfung der Höhenwinddaten von Srinagar mit den Bodenniederschlägen zu interpretierbaren Ergebnissen. Folgende genetische Hauptaspekte kristallisieren sich heraus:

- Im Winter ist generell die Westwindkomponente auf 500 hPa, in untergeordnetem Maße auch auf 300 hPa für die Bodenniederschläge relevant.
- Die Stationen Gilgit und Misgar weisen im Winter nur schwache Zusammenhänge mit den Höhenwindparametern auf. Aufgrund ihrer abgeschirmten Lage und dem Vorherrschen lokaler Windsysteme ist das Niederschlagsregime hier häufig von der großräumigen Zirkulation entkoppelt.
- Die Winterniederschläge an den Stationen Drosh und Chitral sind eher an südwestliche Höhenwinde gekoppelt, während die übrigen Stationen eher mit reinen Westströmungen korrelieren.
- Im Monsunmonat Juli korrelieren alle Stationen mit Ausnahme von Chitral signifikant mit südlichen Winden auf ca. 5700 m über Srinagar. Diese Strömung ist offenbar für den Transport feuchtlabiler Luftmassen aus dem Tiefland über den Himalayahauptkamm hinweg verantwortlich. Im streng definitorischen Sinne handelt es sich nicht um einen echten Monsun. Die Südströmung in der mittleren Troposphäre ist im Sommer jedoch das Bindeglied zwischen der tropischen und ektropischen Zirkulation über Süd- und Zentralasien.

7.3 Sommerliche Witterungsabläufe in Gletschergebieten

7.3.1 Biafo-Gletscher Sommer 1985:

Meßstation: Die Klimastation Baintha (on ice) nahe des Baintha-Camp auf 4085 m Meereshöhe wurde im Rahmen des kanadisch-pakistanischen Forschungsprojektes S.I.H.P. vom 16.7.-14.8.1985 betrieben (vgl. Fig. A715- A717). Ein annähernd lückenloser Datensatz mit den Meßgrößen Temperatur (Trocken- und Feuchtthermometer), Strahlung (kurzwellige Strahlung und Strahlungsbilanz), Wolkenbedeckungsgrad, relative Luftfeuchte, Niederschlag (Beobachtung und Totalistormessung), Wind (Richtung und Stärke) sowie Luftdruck stand für die Auswertung zur Verfügung. Das S.I.H.P. zielte auf die Untersuchung meteorologischer Determinanten für das Ablationsverhalten der Gletscher. An dieser Stelle sollen die Daten nach klimatologischen Gesichtspunkten ausgewertet werden, um die sommerliche Witterung im mittleren Ablationsbereich eines der größten Karakorum-Gletscher zu charakterisieren.

Witterungsablauf während der Meßperiode: Die synoptischen Bedingungen können anhand der Kurve der täglichen Luftdruckmittel (Fig. A715) verfolgt werden. Vom 16.7. bis 2.8. weisen die Tagesmittel nur geringe Schwankungen auf und induzieren eine Hochdruckwetterlage. Vom 2. zum 3.8. fällt der Luftdruck um mehr als 30 hPa. Danach herrschen bis zum Ende der Meßperiode Tiefdruckbedingungen mit einem Minimum am 11.8.85 vor.

Der Wechsel von Hoch- zu Tiefdruckbedingungen wird vom Gang der Tagesmittel der Wolkenbedeckungsgrade nicht nachgezeichnet. Auch während der Hochdruckperiode können Bedeckungsgrade von über 50% auftreten wie am 19., 25. und 27.7.. Ein Anstieg der relativen Luftfeuchte ist bereits vor Abfall des Luftdruckes zu verzeichnen.

Die 1. Niederschlagsperiode während der Meßkampagne setzt am 18.7. ein. Am Spätnachmittag verdichtet sich die Bewölkung auf nahezu 100%. Auf dem Gletscher werden nur 2 mm Niederschlag registriert. Der nächste Tag erbrachte einen Niederschlag von 27 mm bei ganztägiger 100% tiefhängender Bewölkung und Luftfeuchtigkeit. Das Barometer induzierte jedoch noch Hochdruckbedingungen.

Die nächste Niederschlagsperiode wird am 24.7. mit einer sprunghaften Verdichtung der Bewölkung auf über 90% von 17 bis 18 h eingeleitet. Die Wetterbeobachter verzeichnen Nebel und Dunst im Gipfelbereich. Am folgenden Tag fielen insgesamt 5,1 mm Niederschlag innerhalb von 3 Stunden. Auffallend ist das Aussetzen des katabatischen Gletscherwindes aus NNW für 2 Vormittagsstunden, einhergehend mit einer Drehung auf SSE bis SW, die u.U. den Durchzug einer Störung aus S ankündigt.

Die 2. Niederschlagsperiode koinzidiert mit dem generellen Abfall des Luftdruckes zum 3.8.. Bereits am Nachmittag des 2.8. ist eine starke Verdichtung der Bewölkung nach NW hin zu verzeichnen. Am 3.8. wird an der Station Baintha Niederschlag aus tiefhängender Bewölkung registriert, von den umliegenden Bergen wird Schneefall gemeldet.

Am 4.8. setzen die Niederschläge aus. Bewölkungsverdichtung am Abend leitet jedoch die nächste Regenperiode für die folgenden 3 Tage ein. Die Wetterbeobachtungen verzeichnen dichte tiefhängende Staubewölkung, Nieselregen und Regen auf 4000 m und Schneefall oberhalb 5000 m.

Der Witterungsablauf während der S.I.H.P. Meßkampagne wird in 7.4 noch einmal im Kontext einer großräumigen synoptischen Analyse diskutiert.

Wie Fig. A716 und A717 veranschaulichen, korrelieren die Niederschlagsereignisse eng mit dem Gang der relativen Luftfeuchte und der Bewölkung. Bewölkungsgrade über 60% im Tagesmittel bedeuten jedoch nicht zwingend Niederschläge. Auffallend ist auch ein gewisser Zusammenhang zwischen Niederschlagsereignissen und Abschwächung der mittleren Windgeschwindigkeit wie am 18.7., 19.7., 25.7., 8.8. und 14.8.. Tendenziell zeigt sich auch eine Parallelität zwischen dem Gang des Luftdruckes und der mittleren Windstärke auf dem Gletscher. Mit Ausnahme der Niederschlagstage liegen die Beträge der Windstärke während der "Hochdruckphase" auf höherem Niveau. Das deutet auf den Zusammenhang zwischen Kaltluftabfluß (-> höherer Druck) und der Intensität der Windsysteme hin.

Windverhältnisse: Fig. A724 und Tab.26 zeigen die Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen. Mit zusammen 91,9% dominieren eindeutig die Richtungen NW und NNW. Sie zeichnen damit die NW-SE orientierte Tallinie des Biafogletschers nach. Das Windsystem wird demnach überwiegend von katabatischem Abfluß von Kaltluft aus dem Nahgebiet des Gletschers hervorgerufen. Eine gewisse Ablenkung aus der Tallinie des Hauptgletschers nach NNW hängt vermutlich mit der nahe Baintha gelegenen Einmündung eines größeren Seitengletschers aus NE zusammen.

Tab.25: Rel. Häufigkeit der Windrichtungsklassen Baintha (%)
 Rel. frequencies of wind directions Baintha (%)

N	0	E	0	S	0	W	1,8
NNE	0	ESE	0,9	SSW	0,6	WNW	1,2
NE	0	SE	0	SW	0,9	NW	42,8
ENE	0	SSE	0,6	WSW	0,3	NNW	49,2

n = 324 Stundenmittel

Die Windstärken überschreiten in 50% der Meßtermine den Wert von 4,9 m/sec bei hoher Beständigkeit. Die mittlere Windstärke beträgt 5,15 m/sec. Das seltene Auftreten von Winden mit südlicher Komponente aus den Sektoren ESE bis WSW (zusammen nur 2,4% rel. Häufigkeit) ist in der Regel mit einer Abschwächung der Windgeschwindigkeit verbunden. Die mittlere Windstärke aus diesen Sektoren erreicht nur noch 2,88 m/sec..

Strahlung: Der Gang der Strahlungstagesmittel ist erwartungsgemäß eng an die Bewölkungsverhältnisse gekoppelt wie Fig. A717 zeigt.

Hohe Bewölkungsdichte führt zu Reduktion des Strahlungsinputs um mehr als 50% im Tagesmittel. In bezug auf die Stundenwerte sind jedoch Ausnahmen möglich. Z.B. wird der Spitzenwert der kurzwelligeren Einstrahlung von 1312 W/m² (97% der Solarkonstante) am 5.8. um 14⁰⁰ h bei einem Bewölkungsgrad von 100% erreicht. Hier äußert sich der Effekt des "backscattering", d.h. einer Mehrfachreflektion kurzwelliger Strahlung, die nach Einstrahlung durch eine Wolkenlücke zwischen vergletscherten Erdoberfläche und Wolkenuntergrenze stattfindet. Ähnliches wird auch von UNTERSTEINER (1957b) vom Chogo Lungma-Gletscher berichtet. Die übrigen Strahlungsmessungen am 3.8. weisen dagegen unterdurchschnittliche Beträge auf. Im Gang der Tagesmittel zeigen kurzwellige Einstrahlung und Strahlungsbilanz eine starke Parallelität.

Tagesgänge meteorologischer Parameter: Die Berechnung der Tagesgänge erfolgte durch stundenweise arithmetische Mittelung der Meßwerte. Fig. A718 - A720 veranschaulichen den Zusammenhang zwischen Bewölkung und Strahlung im Tagesgang. Der Tagesgang der Bewölkung zeichnet den von mehreren Autoren (FLOHN 1956, TROLL 1967, UNTERSTEINER 1957b, OHMURA 1990) beschriebenen und 1990 selbst im Gelände beobachteten Effekt der tageszeitlichen Bewölkung im Hochgebirge nach. Die Verdichtung der Bewölkung im Laufe des Vormittags bis hin zu einer Spitze gegen 14.00 h wird durch thermische Konvektionsvorgänge ausgelöst. Vor allem an den Hängen und den Gipfelbereichen, aber auch über aufgeheizten Talböden können verstärkte Cumulusbewölkungen beobachtet werden. Die Wechselwirkung mit der Strahlung äußert sich in der Abdämpfung der Einstrahlung zur Zeit des Strahlungsmaximums und einen erneuten Anstieg der Strahlungswerte gegen 16.00 h, einhergehend mit auflösender Konvektionsbewölkung. Das Maximum der kurzwelligeren Einstrahlung tritt bereits 1-2 Stunden vor dem astronomisch zu erwartenden Zeitpunkt ein.

Offensichtlich tritt dieser Effekt jedoch an Tagen mit insgesamt geringer Bewölkung nicht auf. Fig. A718 zeigt einen nahezu idealtypischen Tagesgang von kurzwelliger Einstrahlung und Strahlungsbilanz für Fälle mit einem Bewölkungsgrad von < 30%. Hier tritt das Strahlungsmaximum bereits um 12.00 h mittags auf. Bei Bewölkungsgraden über 70% (Fig. A719) liegen die Strahlungswerte auf insgesamt geringerem Niveau, zeigen aber im Tagesgang ein zweigipfliges Maximum. Die Zusammenhänge zwischen Strahlung und Bewölkung können auch aus Fig. A720 entnommen werden. Der Luftdruck weist im Mittel eine tageszeitliche Schwankung invers zur Temperatur auf (Fig. A721). Die Tagesamplitude beträgt zwar im Mittel nur 5 hPa gegenüber einem synoptisch bedingten Druckfall um 30 hPa vom 2. zum 3.8.85. Auffallend ist dennoch das markante Absinken des Luft-

druckes mit beginnender Sonneneinstrahlung von 7 nach 8.00 h und der Anstieg um den gleichen Betrag mit der Abkühlung am späten Nachmittag. Die für sommerliche Verhältnisse auch auf über 4000 m niedrigen Temperaturen resultieren aus der Installation des Meßfühlers unmittelbar über der Eisoberfläche.

Korrelative Zusammenhänge zwischen den Meßgrößen: Die höchsten Korrelationen treten erwartungsgemäß zwischen kurzweiliger Einstrahlung und Strahlungsbilanz ($r = 0,967$) auf. Signifikant ist auch der inverse Zusammenhang zwischen kurzweiliger Einstrahlung und Bewölkung ($r = -0,503$). Auch die relative Feuchte korreliert mit der Bewölkung ($r = 0,477$). Der Zusammenhang zwischen Luftdruck und Bewölkung ($r = -0,432$) ist offensichtlich synoptischer Natur.

Die Korrelationsanalyse bestätigt die essentielle Bedeutung der Bewölkung als Steuerungsgröße für den Energie- und Temperaturhaushalt des sommerlichen Hochgebirges.

7.3.2 Tagesgänge meteorologischer Größen an der Station Miar Mai 1986

Die Station Miar off ice, mit Thermohygrographen und Anemometern ausgerüstet, wurde von Mitarbeitern des S.I.H.P im Mai 1986 am Rande des Miar-Gletschers in einem Seitental des Barpu auf 3400 m Höhe betrieben (Fig. A604). Zur Bestimmung der Tagesgänge wurden 5 Tage mit annähernd lückenlosen Meßreihen in stündlichen Intervallen herangezogen. Während der Meßperiode herrschte weitgehend starke Bewölkung (mittlerer Bedeckungsgrad aller Termine = 70%).

Als Beispiel für Bewölkungstagesgänge wurden die beiden Tage mit dem geringstem Bewölkungsgrad selektiert. Dennoch sind synoptische Einflüsse und die tageszeitliche Dynamik nicht klar zu trennen. Tendenziell ist jedoch der für den Karakorum typische Tagesgang mit sprunghafter Verdichtung im Verlauf des Vormittages, Maximum in den Nachmittagsstunden und Bewölkungsauflösung am Abend erkennbar (Fig. A722).

Auch die Windstärke zeigt einen markanten Tagesgang (Fig. A723). Das Maximum der Windstärke mit 4 m/sec liegt eine Stunde vor dem Temperaturmaximum. Aufgrund der kurzen Meßperiode ist der Kurvenverlauf nicht idealtypisch, weist aber auf eine tageszeitliche Hangwindzirkulation hin, die ihre größte Intensität zum Zeitpunkt der maximalen Aufheizung erreicht. Bemerkenswert ist der kurzfristige Abfall der Windgeschwindigkeit von 7 auf 8 h und der Wiederanstieg zwischen 18 und 19 h. Dies weist u.U. auf den Umschwung vom nächtlichen katabatischen Wind zum Hangwind und umgekehrt hin (vgl. BLÜTHGEN u. WEISCHET 1981, DEFANT 1949). Der Tagesgang unterscheidet sich deutlich vom Gang des ausschließlich katabatischen Windes der Station Baintha (vgl. Fig. A724). Auch die mittlere Windstärke über alle Termine liegt mit nur 2,16 m/sec auf deutlich niedrigerem Niveau.

Die Zusammenhänge zwischen den Meßgrößen kommen auch in den Korrelationskoeffizienten der Reihen zum Ausdruck. Temperatur und rel. Feuchte korrelieren erwartungsgemäß invers ($r = -0,64$). Schwächere aber dennoch signifikante Korrelationen bestehen zwischen Bewölkung und Temperatur ($r = -0,4$) sowie Bewölkung und relative Feuchte ($r = 0,435$). Die unterstreicht die Bedeutung der Bewölkung als Steuerungsgröße für das Hochgebirgsklima.

7.4 Synoptische Fallstudien anhand von DMSP-Wettersatellitenbildern, Wetterkarten und Bodenniederschlagsdaten

7.4.1 Datenmaterial

DMSP-Wettersatellitenbilder: Die geringe Dichte von zuverlässigen synoptischen Wetterstationen im Bereich der zentralasiatischen Hochgebirge äußert sich in der begrenzten Aussagekraft der konventionellen Wetterkarten für das Untersuchungsgebiet. Die Wetterkarten der Pakistan Daily Weather Reports konnten 1990 beim PMD Lahore eingesehen werden. Während für das pakistanische Tiefland hinreichend differenzierte Informationen über Druckverteilung und Wetterbedingungen aus den Karten zu entnehmen waren, blieben die Gebirgsräume jenseits von 32°N weitgehend ausgespart. Ein über die bisherigen Überlegungen hinausgehendes Verständnis der synoptischen Kausalitäten für das Niederschlagsregime in den Hochgebirgen ist daher ohne Einbezug von Wettersatellitenbildern kaum möglich.

Für das Untersuchungsgebiet liefern 3 Wettersatelliten Aufnahmen mit mindestens täglichem Überflug. Der amerikanische NOAA/AVHRR bietet den Vorteil einer hohen räumlichen und spektralen Auflösung. Demgegenüber stehen die relativ hohen Kosten für die einzelne Szene, die bei begrenztem Budget den Umfang der Stichprobe für die Fallstudie erheblich eingeschränkt hätten.

Die Daten des geostationären INSAT sind für Nutzer außerhalb Indiens nur unter großen Schwierigkeiten und Unsicherheiten zu beschaffen.

Daher erwies sich die Auswertung der amerikanischen DMSP-Bilder als die vorteilhafteste Lösung. Das Defense Meteorological Satellite Program wurde 1973 von der amerikanischen Luftwaffe initiiert und liefert seither weitgehend kontinuierlich Daten in globaler Abdeckung und mindestens täglicher Auflösung. Die Aufnahmen sind inzwischen für zivile Zwecke zugänglich und werden vom National Snow and Ice Data Centre in Boulder Colorado (NSDIC) unter Lizenz in analoger Form von NOAA/NESDIS archiviert.

DMSP- Daten werden in 2 Spektralkanälen aufgenommen:

- a) visible (0,4 - 1,1 μm)
- b) infrarot (10,4 - 12,5 μm seit Juni 1979)

Der visible Kanal deckt etwa den Bereich der AVHRR-Kanäle 1 u. 2 gemeinsam ab.

DMSP-Bilder werden von 2 Satelliten in einer sonnensynchronen polarnahen (Inklination 98,7°) Umlaufbahn bei einer Flughöhe von 825 km aufgenommen. Die Orbitalperiode beträgt 102 Minuten, der Äquator wird in Intervallen von 25 Längengraden überflogen. Die Satelliten sind mit einem OLS (operational linescan) System bestückt, die Länge einer Bildzeile deckt eine Bodendistanz von 3000 km ab. Die räumliche Auflösung am Boden beträgt im visible 2,7 km; für die Vereinigten Staaten, Europa und einige Regionen Südasiens sind auch Bilder mit 0,7 km Bodenauflösung erhältlich. Vom NSDIC werden Bilder für das Untersuchungsgebiet als Foto-Prints im Format 8 x 10" sowie als Negative angeboten. Zusätzlich werden Overlay-Folien mit geographischem Koordinatennetz in 5° - Auflösung geliefert. (techn. Angaben: NISDC, schriftliche Mitt. 1991).

Optimal wäre eine kombinierte Auswertung von visible und infrarot Szenen. Angesichts eines begrenzten Kostenrahmens wurde jedoch auf die Beschaffung von 2 Bildern pro Tag verzichtet und stattdessen die Priorität zugunsten einer größeren Stichprobe gesetzt. Der visible Kanal ist für eine qualitative Auswertung vorzuziehen, da im Infrarot bereits dünne Cirrusschirme die gesamten unterlagernden Wolken- und Reliefstrukturen überblenden können (dazu auch BARRETT 1974).

Wetterkarten: Auf die begrenzte Aussagekraft der pakistanischen Wetterkarten für das Untersuchungsgebiet wurde bereits oben verwiesen. Für die großräumige synoptische Einordnung der

untersuchten Einzelperioden erwiesen sich die täglichen nordhemisphärischen Wetterkarten in der Beilage der Europäischen Wetterkarte (DEUTSCHER WETTERDIENST - Amtsblatt) durchaus als aussagekräftig. Der Gebrauch dieser Karten für synoptische Studien über Nordpakistan wird auch von REIMERS (1992) angeregt.

Vorteilhaft sind hier vor allem die Höhenwetterkarten für 500 und 200 hPa für die Analyse der Anordnung und Verlagerung der Trogachsen sowie der meridionalen Druckgradienten. Dabei deuten sich Zusammenhänge bis weit nach Sibirien bzw. den Mittleren Osten an.

Die Bodenwetterkarten sind vor allem zur Bestimmung der Lage von Monsuntrog (vgl. 1.3.2) und Hitzetief über Belutschistan/Sindh relevant. Die Lage der Fronten am Boden kann ebenfalls rekonstruiert werden mit der Einschränkung, daß möglicherweise die Fronten aufgrund der geringen Dichte an Synopstationen im zentralasiatischen Bereich nur unzulänglich identifiziert werden können. Eine zentrale Bedeutung kommt den in den Wetterkarten nach dem WMO-Schlüssel eingetragenen Höhenwindmeldungen der Radiosonden aus den Randbereichen des Untersuchungsgebietes. Besonders relevant sind die Meldungen der Stationen Multan, Peshawar, Kabul, Faisabad, Srinagar, Delhi, Hotan, Kashgar und Taschkent. Angegeben werden für 500, 200 (u. 100) hPa jeweils Windgeschwindigkeit (0 h GMT) in 5 kn Intervallen und Richtung. Soweit genügend Meldungen an einem bestimmten Tag vorliegen, können die Strömungsverhältnisse über dem Hochgebirgsraum näherungsweise rekonstruiert werden.

Die Wetterkarten konnten aus dem Kartenarchiv des Geographischen Institutes Bonn vollständig entnommen werden.

Bodendaten: Für die Analyse der Bodenniederschläge wurde auf den in 1.1 und 7.1 behandelten Datensatz der täglichen Niederschlagssummen (1980-89) von 13 Stationen sowie Meßreihen des S.I.H.P. zurückgegriffen. Die Angaben der WAPDA- und PMD-Stationen beziehen sich jedoch auf die dem Ablesetermin um 8 h Ortszeit vorangegangenen 24 Stunden, so daß eine gewisse zeitliche Inkompatibilität zu den Wetterkarten (5 h Ortszeit) und den Satellitenbildern (Aufnahmezeit i.d.R. zwischen 9 und 11 h Ortszeit = GMT + 5h) besteht. Es erwies sich daher als zweckmäßig, die Niederschlagssummen für die tabellarische und grafische Darstellung in den Fallstudien um einen Tag rückzudatieren. Bei schnell wandernden Störungssystemen und Wolkenfeldern ist dies jedoch nicht unproblematisch. In der Interpretation wird daher im Einzelfall darauf hingewiesen.

Der Bodendatensatz diente auch als Auswahlkriterium für die einzelnen Fallsequenzen. Mit einem SPSS-Programm konnten für jeden Tag Gesamtsummen und Häufigkeiten von Niederschlagsmeldungen ermittelt werden. Unter Berücksichtigung der jahreszeitlichen Dynamik wurden dann Perioden von jeweils durchschnittlichen und extremen Niederschlägen selektiert. Ein weiteres Auswahlkriterium war die Verfügbarkeit von kurzzeitigen meteorologischen Meßreihen aus Hochlagen.

7.4.2 Zielsetzung

Die genetisch synoptischen Aspekte konnten bisher nur indirekt aus den Befunden der statistisch empirischen Analyse erschlossen werden. Die daraus abgeleiteten Hypothesen soll nun an konkreten Einzelfällen bei größerer Informationsdichte überprüft und gegebenenfalls modifiziert werden. Ziel ist die Erkennung allgemeiner Regelmäßigkeiten für die Niederschlagsgenese und die synoptische Erklärung der in 5.2.6 erläuterten regionalen hygrischen Gradienten.

Wichtig für das Verständnis des Witterungsablaufes ist die Interaktion atmosphärischer Vorgänge auf verschiedenen Maßstabdimensionen. In den folgenden Fallstudien werden drei Maßstabs- und

Informationsebenen miteinander verknüpft.

I. großräumig kontinental (ca. 55°N/50°E, 55°N/95°E, 15°N/50°, 15°N/95°E)

Datenebene: nordhemisphärische Wetterkarte 500 u. 200 hPa,
(DMSP- Bild)

Information: Zonen maximaler meridionaler Druckgradienten, Anordnung von großräumigen Trögen, Rücken, dynamischen Zyklonen und Antizyklonen, Trogachsen, Zonen maximaler meridionaler Druckgradienten, Polar- und Subtropenjet,

Interpretation: großräumige atmosphärische Steuerung

II. regional (Karakorum und Randgebiete ca. 42°N/70°E, 42°N/80°E, 30°N/70°E, 30°N/80°E)

Datenebene: Wetterkarte Boden und 500 hPa,
DMSP-Bild
(Bodenmessungen)

Information: Monsunaktivität im Tiefland, regionale Wetterbedingungen, Höhenströmung über Gebirge und Randgebieten, Herkunft und Bewegung von Luftmassen, Konvergenzen, Fronten, orographische Einflüsse auf Bewölkung und Strömung, subsynoptische Vorgänge.

Interpretation: Wirkungsmechanismus der Niederschlagsgenese im Untersuchungsgebiet.

III. lokal (einzelne Klimastationen, Talschaften, Subregionen)

Datenebene: Bodenmessungen,
(DMSP-Bild, je nach Bildqualität und Wolkenbedeckung)

Information: zeitliche Abfolge des Einsetzens von Niederschlägen, Ergiebigkeit und Persistenz, orographische Beeinflussung von Wolkenstrukturen

Interpretation: Niederschlagswirksamkeit bestimmter Zirkulationsmuster, Rückschlüsse auf Luv/Lee-Effekte und Modifikation durch lokale Windsysteme

Einen besonderen Schwerpunkt bildet die Auswertung von Wetterkarten- und Bildsequenzen aus der sommerlichen Monsunperiode. Die Lage des Untersuchungsgebietes im Übergangsbereich von tropischer und außertropischer Zirkulation wirft die Frage nach der bereits von FLOHN (1956) postulierten Superposition von Weststörungen bzw. Kaltlufttropfen und monsunaler Aktivität auf. Anhand der Wettersatellitenbilder kann die Interaktion dieser Zirkulationselemente im konkreten Einzelfall nachvollzogen werden. Folgende Fragen sollen zumindest für die Fallstudien geklärt werden:

- Welchen Ursprung haben die niederschlagswirksamen Luftmassen?
- Welche Strömungsrichtungen - in verschiedenen atmosphärischen Niveaus - herrschen über dem Hochgebirge während der Niederschlagsperioden?
- Welche Großwetterlagenkonstellation begünstigt die Entstehung von Niederschlägen im Untersuchungsgebiet ?
- Welche Position nimmt der Jetstream während der Ereignisse ein ?
- Wieweit dringen Monsundepressionen (im engeren Sinne) in den Gebirgsraum ein ?
- Welcher Wirkungsmechanismus steuert den (sommerlichen) Transport von Wasserdampf aus dem Tiefland über die mindestens 4000m hohen Gebirgskämme von Himalaya und Karakorum ?
- Inwieweit wirken sich Kaltluftereinbrüche in Zusammenhang mit nordwestlichen (zyklonalen) Störungen aus ?
- Welche orographischen Modifikationen erfahren Höhenströmungen und Wolkenfelder ?

7.4.3 Methodische Probleme

Auf die generellen Probleme der Auswertung von Wettersatellitenbildern soll hier nicht näher eingegangen werden. Hinweise finden sich in den Standardwerken von BARRETT 1974, HENDERSON u. SELLERS 1984 u.a..

Detaillierte Hinweise zur qualitativen Interpretation gibt ZBINDEN 1983, der auch auf die Schwierigkeiten der Rekonstruktion von Höhenströmungen ausschließlich aus Satellitenbildern verweist.

Im Bereich der zentralasiatischen Hochgebirge bereitet vor allem das Vorkommen ausgedehnter Schnee- und Eisflächen Probleme bei der eindeutigen Abgrenzung von Wolkenfeldern (vor allem Cs), zumal das vorliegende analoge Bildmaterial keine multispektrale Bearbeitung nach den herkömmlichen Separierungsverfahren erlaubt. Abhilfe bietet jedoch die visuelle Interpretation der Texturen und Feinstrukturen unter Kenntnis des Reliefs - Schneefelder zeichnen i.d.R. die Kamm- und Talstrukturen der Gebirge nach.

Eine eindeutige Zuordnung von Wolkenstockwerken ist mit dem vorliegenden Analogmaterial nicht möglich. Auch bei Einbeziehung digitaler Infrarotbilder wäre dies für den Karakorum noch problematisch, da Radiosondenaufzeichnungen (Temperaturprofile) für das Hochgebirge selbst kaum vorliegen.

Im Zusammenhang mit Aufgleitvorgängen und großräumiger Konvektion im monsonalen Bereich treten im Untersuchungsgebiet sehr häufig hohe und weitreichende Cs - Schirme auf, die eine Analyse der Bewölkungs- und Strömungsverhältnisse in tieferen Stockwerken verhindern.

Die Erfassung der Strömungsverhältnisse muß sich an spezifischen Merkmalen wie Leewellen, Cirrus mit Scherungsstrukturen, großräumigen Wirbelstrukturen orientieren und ist daher nicht flächendeckend möglich. Bei chaotischen Bewölkungsbildern ist u.U. keine eindeutige Aussage möglich.

Möglichkeiten und Grenzen der Auswertung speziell von DMSP-Bildern werden von BUNTING u. HARDY (1984) diskutiert. Fig. 10 veranschaulicht die Reflexionseigenschaften bestimmter Wolkenarten, Land und Wasser im DMSP-visible und infrarot Kanal.

Bezogen auf den visible (x-Achse) wird einerseits die große Ähnlichkeit von Cs, Sc und Schnee erkennbar, andererseits wird deutlich, daß der Kanal gute Chancen zur Isolierung von Cumulonimben bietet. Daher können durch rein visuelle Interpretation der Grauwerte die Zentren der monsuninduzierten Konvektion hinreichend genau lokalisiert werden. Diese Annahme konnte durch exemplarische Histogramm- und Schwellwertanalyse von mit einem Scanner digitalisierten DMSP-Szenen überprüft und bestätigt werden.

Die eindeutige Lagezuweisung kleinräumiger Bildausschnitte wird durch geometrische Verzerrung der Szenen und Ungenauigkeiten im Gradnetz-Overlay erschwert. Nach Angaben von NSIDC können im ungünstigsten Fall Lagefehler des Gitters von +50 km auftreten. Korrekturmöglichkeiten bietet die Orientierung an markanten Talstrukturen am oberen Indus.

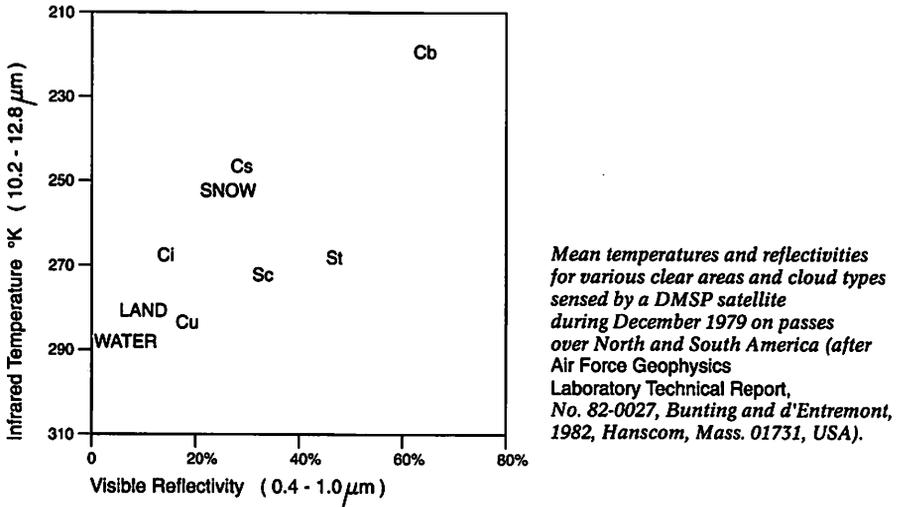


Fig. 11: Mitteltemperaturen und Reflexionseigenschaften des DMSP-Sensors
Mean temperatures and reflectivities of DMSP-sensor

Gelegentlich sind innerhalb einer Sequenz auch eintägige Sensorausfälle zu verzeichnen, so daß nur Wetterkarten und Bodendaten zur Verfügung stehen. Von Juni 1987 bis Oktober 1989 traten bei den DMSP-Satelliten so häufig Störungen auf, daß die Mission teilweise ganz eingestellt wurde.

Trotz der oben erläuterten Restriktionen zeigte sich, daß bei Verwendung aller Datenebenen erhebliche Beiträge zur Lösung der in 7.4.2. dargelegten Fragestellungen geleistet werden können.

Die Einzelsituationen werden zunächst deskriptiv aufbereitet. Die für die Interpretation relevanten Bildausschnitte der DMSP-Szenen sind im Anhang dokumentiert. Je nach synoptischem Kontext und Bildqualität variieren die gewählten Ausschnitte in Größe und Orientierung. Ergänzend sind die Bodenniederschläge des Untersuchungsgebietes grafisch und tabellarisch präsentiert. Aus technischen Gründen werden die Wetterkartenausschnitte (Quelle: DEUTSCHER WETTERDIENST, Europäischer Wetterbericht) nur exemplarisch dokumentiert. Aus der Fülle der Einzelsituationen werden anschließend Regelmäßigkeiten und typische Ablaufmuster herausgearbeitet.

7.4.4 Fallstudien zu sommerlichen Niederschlagsperioden

7.4.4.1 15. Juli - 8. August 1985

Das Auswahlkriterium für diese Periode war die Verfügbarkeit einer meteorologischen Meßreihe (S.I.H.P.) vom Biafo-Gletscher aus 4085 m Höhe mit detaillierten Witterungsbeschreibungen für den Hochgebirgsraum. Der Zeitraum von etwa 3 Wochen kann als weitgehend repräsentativ für die sommerliche Witterung im Karakorum angesehen werden. Die Bodenniederschlagsdaten sind in Tab.26 und Fig. A725 aufgetragen. Die für den Wetterablauf relevanten Ausschnitte der DMSP-Bilder finden sich in Anhang B.

Tab.26: Tägliche Niederschlagssummen vom 16.7. - 19.8.1985
Daily sums of precipitation from 16.7. to 19.8.1985

Stat.	15.7	16.7	17.7	18.7	19.7	20.7	21.7	22.7	23.7	24.7	25.7	26.7	27.7
Naran	4,1	5,1	0	0	0	0	0	0	0	2,3	5,1	0	0
Chilas	0	2,6	1,2	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0	0
Astor	0	3,8	TR	6,5	10,0	0	0	0	0	0	3,3	0	0
Kachura	0	0	0	0	1,3	1,0	1,0	0	0	0	0	0	2,0
Skardu	0	0	0	1,8	TR	0	0	0	0	0	1,3	0	0
Yugo	0	1,0	0	2,5	0	0	0	0	0	0	6,6	6,9	0
Gilgit	0	0	0	TR	0	0	0	0	0	0	TR	0	0
Baintha	0	0	0	2,1	27,0	0	0	0	0	0	5,1	0	0
Kalam	0	0	0	0	0	0	0	0	0,5	0	7,6	0	0
Drosh	0	0	0	0	0	0	0	0	0	TR	0	0	0
Chitral	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gupis	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,8	0
Bunji	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Karim.	0	0	2,3	0	0	0	0	0	0	0	1,5	0	0

Stat.	28.7	29.7	30.7	31.7	1.8	2.8	3.8	4.8	5.8	6.8	7.8	8.8	9.8
Naran	0	0	0	0	9,1	0	3,0	4,6	10,2	20,3	0	3,8	0
Chilas	0	0	0	0	0	TR	1,9	0	0	0,5	0,3	0	0
Astor	0	5,1	0	0	0	3,1	8,1	0	3,8	15,9	0	0	0
Kachura	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3,0	7,6	0
Skardu	0	0	0	0	0	0,3	TR	0	7,3	9,5	TR	0	0
Yugo	0	0	0	0	0	0	0	0	1,5	11,4	0	0	0
Gilgit	0	0	0	TR	TR	TR	TR	TR	TR	11,2	TR	TR	0
Baintha	0	0	0	0	0	0	0	0	10,0	17,0	0	0	0
Kalam	0	0,3	0,5	1,0	0	5,3	0	0,3	1,8	8,9	5,8	0	0
Drosh	0	0	TR	0	TR	0	0	0,5	0	TR	TR	1,0	0
Chitral	0	0	0	TR	0	0	1,8	0	0	0,5	TR	0	0
Gupis	0	0	0	0	0	0	5,1	5,8	0	2,5	2,7	0	0
Bunji	0	0	0	0	0	3,7	8,0	0	0	15,0	0	0	0
Karim.	0	0	0	0	1,0	1,3	2,3	0	0,8	5,1	1,3	0	0

TR: traces

Datumsangaben beziehen sich auf den Vortag des Ablesetermin (8 h Ortszeit)

dates related to preceeding day of gauge reading (8 h local time)

15.7.85: Die Bodenwetterkarte zeigt einen gut ausgebildeten Monsuntrog parallel zum Himalayasüdrand etwa entlang der Gangesniederung. Auf 500 hPa befindet sich das Untersuchungsgebiet in einer flachen Hochdruckzone mit schwachen Höhenwinden aus NW bis NE.

Das DMSP-Bild zeigt kräftige von einer Monsundepression hervorgerufene Konvektionscluster über dem Punjab, dem Raum Jammu sowie Belutschistan (Bild 1). Karakorum und Westhimalaya sind mit Ausnahme isolierter Cu cong.- oder Cb-Zellen wolkenfrei.

16.7.85: Die Bodenwetterkarte zeigt eine Auflösung des Monsuntroges in isolierte Tiefdruckzellen. Im 500 hPa- Niveau ist der Hochdruckrücken abgeschwächt. Ein Trog ist über dem SW-Pamir zu erkennen (Scheitelpunkt ca. 70°E/40°N).

Das DMSP-Bild (Bild 2) zeigt, daß die Konvektionscluster des Monsuns gegenüber dem Vortag deutlich nach NW vorgerückt sind. Die Ci-Schirme der Cb-Cluster fasn nach N aus und greifen teilweise über 35°N hinaus. Daran anschließend zeigt sich ein W-E orientiertes Wolkenband (As, Ac) bis in den E-Karakorum. Nördlich des Tienshan zieht eine frontale W-Störung heran. Die Wolkenbrücke über dem E-Karakorum ist daher höchstwahrscheinlich im Zusammenhang mit der starken Monsunaktivität im Vorland zu sehen.

Bodenniederschläge setzen nun an den südöstlichen Stationen ein (Naran, Chilas, Astor, Yugo). Die

Station Baintha meldet tiefhängenden dichten Dunst, ein Vorbote des Schlechtwettereinbruchs.

17.7.85: Am Boden ist wieder ein markant ausgeprägter Monsuntrog erkennbar. Das Tarimbecken wird von der Warmfront einer kräftigen Zyklone passiert. Auf 500 hPa ist der Trog gegenüber dem Vortag intensiviert und wird von W-Winden von 30-50 kn umströmt. An der Vorderseite herrscht eine SW-Strömung (z.B. Srinagar 10 kn).

Im 200 hPa - Niveau findet sich eine Höhenantizyklone über dem pakistanischen Tiefland.

Das DMSP-Bild zeigt weiterhin starke Monsunaktivität im Vorland des westlichen Himalaya. Von den Konvektionszellen erstrecken sich dünne Wolkenschleier über den E-Karakorum. Der NW-Karakorum (z.B. Hunza) und das Industal bei Chilas bleiben dagegen wolkenfrei.

Die Bodeniederschläge haben mit Ausnahme von 3 Stationen wieder ausgesetzt.

18.7.85: Auf der Bodenwetterkarte ist der Monsuntrog gegenüber dem Vortag abgeschwächt. Auf 500 hPa ist weiterhin ein kräftiger Trog westlich des Pamirs anzutreffen mit SW-Höhenwinden an der Vorderseite (z.B. Srinagar 20 kn SSW).

Auf dem 200 hPa-Niveau herrschen extreme Windgeschwindigkeiten im Umlauf eines Troges über dem Pamir (z.B. Duschambe 105 kn W).

Auf dem DMSP-Bild zeichnet sich die Kaltfront über dem Tianshan deutlich ab. Mächtige Cb-Cluster sind im Raum Jammu anzutreffen. Von den Konvektionszellen ausgehend zieht sich eine Wolkenbrücke über den Westhimalaya und Karakorum hinweg. Die Zugrichtung dieser Wolkenbrücke ergibt sich offensichtlich aus der von dem 500 hPa-Trog induzierten SW-Strömung über dem Untersuchungsgebiet, die damit den Transportmechanismus für einen Wasserdampftransport aus den Monsungebieten des Vorlandes über die Hochgebirgskämme hinweg darstellt.

Die Bodeniederschläge haben jetzt 5 Stationen vorwiegend im östlichen Untersuchungsgebiet erfaßt (vgl. Fig. A.725, Tab.26). Baintha meldet das Aufkommen tiefer Bewölkung und Niederschlag.

19.7.85: Auf der Bodenwetterkarte ist der Monsuntrog in eine großräumige Tiefdruckrinne eingebettet. Auf 500 hPa hat sich der Trog über dem Pamir weiter verstärkt. Über dem Untersuchungsgebiet herrschen kräftige Höhenwinde aus SW-WSW. Srinagar meldet 25 kn SW. Eine ähnliche Konstellation ist auf 200 hPa noch stärker ausgeprägt. Es besteht ein starkes meridionales Druckgefälle bis zu einem Tief über W-Sibirien.

Das DMSP-Bild zeigt eine kräftige (zyklonale) Störung aus W-NW über dem NW-Karakorum und dem Tarim-Becken. Gleichzeitig ist im Vorland des westlichen Himalaya weiterhin ein starkes Konvektionscluster mit einem nach N ausfasernden Ci-Schirm anzutreffen. Daraus ergibt sich höchstwahrscheinlich eine Konvergenz außertropischer Kaltluft aus einer troggebundenen westlichen Störung mit monsonaler feuchtlabiler Tropikluft über dem Untersuchungsgebiet. Am Boden werden an 4 Stationen Niederschläge gemessen. Bemerkenswert ist der hohe Niederschlag von 27 mm bei tiefhängender Bewölkung an der Gletscherstation Baintha, während Skardu nur Traces registriert.

20.7 - 23.7.85: Mit der Abwanderung des 500 hPa-Troge gerät das Untersuchungsgebiet unter Hochdruckeinfluß und unter Schönwetterbedingungen.

24.7.85: Die Bodenwetterkarte zeigt ein markantes Hitzetief mit Kern über N-Belutschistan bis SE-Afghanistan. Von dort erstreckt sich der Monsuntrog (vgl SHAMSHAD 1987) in idealtypischer Ausprägung über Nordindien mit einer Achsenposition entlang des Ganges-Tales bis zum Golf von Bengalen.

Die 500 hPa-Karte zeigt ein Höhentief über N-Indien und einen schwachen Trog über dem Pamir.

Diese Konstellation steuert Richtung und Stärke der Höhenwinde. D.h. über Kashgar (VR China) werden 20 kn SSW gemessen, während weiter nördlich ein breites Band starker Höhenwestwinde (W-WNW) mit Geschwindigkeiten zwischen 30 und 45 kn dominiert.

Im 200 hpa-Niveau erstreckt sich ein Rücken mit einer E-W orientierten Achse vom S-Iran über Pakistan bis Nordindien. Die Höhenantizyklone über Tibet ist aufgelöst.

Das DMSP-Bild (Bild 6, Anhang B) zeigt eindrucksvoll eine kräftige Monsundepression über Nordindien bis zur pakistanischen Grenze. Die Wolkenstruktur weist auf starke Konvektion in Cb-Clustern mit ausgedehnten Ci-Schirmen hin. Über Himachal-Pradesh fasn die Cirruschirme aus, Longitudinalstrukturen weisen auf eine SW-Höhenströmung über dem SW-Himalaya hin. Auch im Karakorum deuten Leewellen eine SW-S-Strömung an. Die westliche Begrenzung des geschlossenen Wolkenfeldes verläuft etwa entlang 76°E. Anhand der Grauwerte lässt sich im westlichen Bereich eine geschlossen Sc-Decke - durchbrochen von isolierten Konvektionsclustern - abgrenzen.

Bemerkenswert sind die tiefliegenden langgestreckten Wolkenfelder entlang der Tallinien von Chenab River (Kashmir) und Indus südlich Dassu. Die Kanalisierung der tieferen Bewölkung durch orographische Pforten ist hier offensichtlich. Vom Verfasser (Sommer 1990) und anderen (BRAUN 1990/91, REIMERS 1990, mündliche Mitteilungen) wurde häufig beobachtet, daß im Vorfeld von Schlechtwettereinbrüchen eine starke Verdichtung von Bewölkung und Dunst in den Talräumen, einhergehend mit Anstieg der relativen Luftfeuchte, auftrat.

Im Raum Chitral und Swat sind lediglich isolierte Cumuluszellen zu beobachten.

Am Boden wird nur in Naran ein relativ schwacher Niederschlag von 2,3 mm gemessen. Drosh meldet Spureniederschlag. Die Beobachter der Station Baintha (Biafo-Gletscher) registrieren nur schwache Bewölkung (10-25%), gegen Abend jedoch Dunst in den Gipfelregionen .

25.7.85: Das Hitzetief über Belutschistan hat sich gegenüber dem Vortag unter S-Verlagerung des Kerns verstärkt.

Im Bereich der Hochgebirge erstreckt sich ein weitreichender 500 hPa-Höhenrücken vom Tibetischen Plateau bis zum E-Pamir, dessen Achse in ESE-WNW-Orientierung verläuft. Der meridionale Druckgradient über Zentralasien zeigt eine SE-NW Orientierung von besagtem Höhenrücken zu einem starken Höhentief über dem Ural. Die Radiosondenstationen nördlich 42°N - etwa entlang der Streichrichtung des Tianshan - melden W-Winde mit 25-30 kn. Über Karakorum und W-Himalaya herrschen Höhenwinde aus dem S-Sektor.

Auf 200 hPa zeigt sich die Höhenantizyklone über Tibet (Achse etwa entlang 30°N).

Das Satellitenbild zeigt, daß die Monsundepression und damit das Zentrum der konvektiven Aktivität gegenüber dem Vortag nach W gewandert ist.

Ein starkes Konvektionscluster liegt bei 34°N/73°E, etwa über dem Becken von Peshawar. Östlich des Zentrums tendiert die Monsunbewölkung zur Auflösung. Dies hängt u.U. mit der Abschwächung des Monsuntroges über Indien zusammen. Nach N hin leiten kleinere isolierte Konvektionszellen zu einer "Wolkenbrücke" in WSW-ENE Orientierung über, die über den Karakorum-Hauptkamm hinweg bis ins Tarimbecken reicht. Im Raum Chitral sind tiefliegende (?) Wolkenbänder erkennbar, die sich an den Talstrukturen orientieren. Über dem Tarimbecken zeigt ein ausgedehntes Cirrusband mit Transversal- und Scherungsstrukturen auf hohe westliche Windgeschwindigkeiten (Jetstream ?) hin.

An den Bodenstationen setzen nun Niederschläge auf breiter Front ein (vgl. Tab.26, Fig. A725) mit Ausnahme der Stationen Drosh, Chitral und Gupis. Die Verteilung der Stationen mit Niederschlägen repräsentiert gut die Lage der oben beschriebenen Wolkenbrücke. An der Station Gilgit werden aufgrund des TROLL-Effektes nur Spureniederschläge registriert.

Die Wetteraufzeichnungen von Baintha melden ebenfalls Regen und stark verdichtete Bewölkung über und um die Gipfellagen.

26.7.85: Die Bodenwetterkarte zeigt eine Abschwächung des Tiefs über Belutschistan und des Monsuntrog.

Die tibetische Antizyklone zeichnet sich jetzt auch im 500 hPa deutlich ab. Über Karakorum, Westhimalaya und Pamir herrscht eine südliche Strömung. Im Bereich des Tarimbeckens dominieren westliche Höhenwinde (20 kn WNW), beeinflusst durch einen schwachen Trog über dem SE-Tianshan (Achse bei 90°E).

Auf 200 hPa finden sich steuernde Höhenhochs über Nordindien und Iran. Im Bereich der Hochgebirge herrschen starke W-WNW-Winde.

Das DMSP-Bild zeigt ausgedehnte Cb-Cluster über dem Punjab (etwa Lahore), die durch Schattenschwurf deutlich von unterlagernder Sc-Bewölkung abgegrenzt sind. Von der Arabischen See erstrecken sich Wolkenbänder nach NE. Hier erfolgt offensichtlich wiederum ein Transport maritimer feuchter Luftmassen aus SW, der zur Aufrechterhaltung der Konvektion über dem Punjab beiträgt.

Ein diffuser, relativ dünner Wolkenschirm reicht vom Becken von Peshawar bis Unterchitral und Swat. Das Indusdal ist wolkenfrei. Entlang 76-77°E wird eine diffuse Wolkenbrücke erkennbar mit starker Wolkenverdichtung entlang der Kämme des Kashmir-Himalaya und des Deosai (orographische Hebung).

Von den Bodenstationen melden nur noch die Stationen Yugo (6,9 mm) vermutlich im Bereich der genannten Wolkenstraße entlang 76°E und Gupis Niederschläge. Auf dem Biafo-Gletscher wird eine mittlere Bewölkung (ca. 40%) mit sonnigen Abschnitten beobachtet.

Die hier beschriebene Konstellation repräsentiert eine in bezug auf das Untersuchungsgebiet sich auflösende "Schlechtwettersituation". Dies ergibt sich vor allem aus

- der Abschwächung des Monsuntroges im Tiefland,
- der Verlagerung der Zone hoher Konvektionsaktivität (Cb-Cluster) vom unmittelbaren Vorland des Westhimalaya in den Punjab,
- der Abschwächung der großräumigen Druckgradienten auf 200 u. 500 hPa,
- dem Aufbau von Höhenantizyklonen östlich und westlich des Untersuchungsgebietes.

27.7.85: Eine bodennahe Tiefdruckrinne reicht in SW-NE-Orientierung von der Arabischen Halbinsel bis zum oberen Indus.

Der meridionale Druckgradient auf 500 hPa ist flach.

Im 200 hPa-Niveau hat sich eine Höhenantizyklone mit Kern über dem Punjab etabliert. Über dem Hindukusch und dem Tarimbecken herrschen starke Westwinde (60-70 kn).

Das DMSP-Bild zeigt generell die Tendenz zur Wolkenauflösung. Über dem Punjab und NW-Indien erscheint eine wirbelartige Wolkenstruktur, die auf eine sich auflösende Monsundepression hinweist. Über dem Becken von Peshawar findet sich aufgelockerte Sc-Bewölkung. Über dem unteren Chitral sowie entlang des Himalayasüdrandes bis an den Südrand des Beckens von Kashmir liegt eine relativ dichte Staubebewölkung, deren Muster die Orographie nachzeichnet. Die Talböden erscheinen wolkenfrei, da offensichtlich die von lokalen Windsystemen über dem Talboden induzierte Subsidenz zur Wolkenauflösung führt.

Von den Bodenstationen meldet lediglich Kachura 2 mm Niederschlag.

Die Wetterbeobachtungen von Baintha vermerken einen markanten Tagesgang der Bewölkung von schwacher Bewölkung zu einer Verdichtung auf 70% gegen Mittag und erneuter Auflösung am Abend.

Am 27.7. sind synoptische Vorgänge für die Ausprägung der Bewölkung von untergeordneter Be-

deutung, und lokale Konvektions- und Windsysteme dominieren. Am Südrand des Himalaya ist denkbar, daß durch die Verdunstung der vorausgegangenen Niederschläge die Atmosphäre erneut mit Wasserdampf angereichert wird, dessen Kondensation auf relativ tiefem Niveau girlandenartige Cumulusbewölkung erzeugt.

28.7.85: Der Verlauf der Isobaren über dem Subkontinent weist auf einen gut ausgebildeten Monsuntrog am Boden hin. Kleinere thermische Tiefdruckzellen finden sich über dem Tarimbecken. Auf 500 hPa erstreckt sich ein Rücken in ENE-Orientierung vom Mittleren Osten über Mittel- und Nordpakistan bis Tibet. Entlang der Polseite des Rückens wehen kräftige NW-Winde über dem Tienshan nördlich 45°N.

- DMSP-Bild nicht verfügbar -

An den Bodenstationen des Untersuchungsgebietes wurden an diesem Tag keine Niederschläge registriert.

29.7.85: Der Kern des pakistanischen Tiefs hat sich in den Punjab verlagert. Der Monsuntrog ist relativ undeutlich ausgeprägt.

Über dem Subkontinent liegt weiterhin ein schwaches Höhentief (500 hPa).

Das DMSP-Bild zeigt erneut starke Monsunaktivität über Nordindien, erkennbar an den markanten Cb-Clustern im Raum Delhi/Agra, die durch ihren Schattenwurf deutlich von der unterlagernden Wolkenschicht abzugrenzen sind. Über dem nördlichen Punjab lagert ein aufgelockertes Wolkenfeld mit einzelnen Cu, darüber ein Ci-Schirm mit Ausfaserung und Longitudinalstrukturen, die eine S-SE Höhenströmung indizieren. Der Karakorum ist weitgehend wolkenfrei mit Ausnahme der Cu-Girlanden entlang der Hauptkämme.

Am Boden wurden nur in Astor (5,1 mm) und Kalam (0,3 mm) Niederschlag gemessen.

30.7.85: Die Bodenwetterkarte weist ein ausgedehntes Tief mit Kern über S-Belutschistan aus. Eine Achse ist idealtypisch als Monsuntrog bis in den Bengalischen Golf ausgebildet. Eine weitere Tiefdruckrinne reicht vom Kern über Belutschistan nach ENE über den Karakorum hinweg bis zum Tarimbecken.

Im 500 hPa-Niveau bestehen südlich 40°N nur schwache Druckgradienten. Die Westwindzone ist nördlich von 42°N verlagert. Im Umfeld des Untersuchungsgebietes dominieren südliche Strömungen (Beispiele: Srinagar 5 kn S, Kabul 15 kn SSE, Kashgar 15 kn SSE).

Im 200 hPa-Niveau liegt ein Trog über dem E-Kunlun.

Das Satellitenbild zeigt starke Monsunaktivität im Tiefland und eine dichte Sc-Decke entlang der Makranküste und im Sindh. Zwischen der Achse des Monsuntroges und dem Himalayasüdrand zieht sich ein dichtes Wolkenband. Dichte Konvektionscluster liegen über dem südlichen Kaghan, dem Indus südlich Sazin. Im Swat und Unterchitral sind die Cb in kleine Zellen aufgelöst. Die Ausfaserung (Longitudinalstrukturen) der Ci-Schirme über Cb weist auf eine südliche Höhenströmung hin. Der Karakorum selbst ist weitgehend wolkenfrei. Über dem Tienshan zieht eine NW-Störung.

Von den Bodenstationen registrieren nur Kalam (0,5 mm) und Drosch (Traces) Niederschläge, die vermutlich aus isolierten Konvektionszellen hervorgehen.

31.7.85: Der Monsuntrog ist deutlich ausgeprägt.

Im 500 hPa-Niveau hat sich der meridionale Druckgradient entlang 75°E verstärkt. Über Srinagar herrscht eine schwache Südströmung (5 kn). Kashgar meldet 10 kn WSW.

Im 200 hPa zeigt sich ein kräftiger Trog über dem Ural und ein isoliertes Höhentief über SW-Sibirien.

Das DMSP-Bild zeigt dichte Monsunbewölkung über dem Tiefland mit einem ausgedehnten Cb-Cluster mit Zentrum über 33°N, 75°E (nördl. Punjab, Dschammu). Der mehrstöckige Aufbau ist gut erkennbar. Der Ci-Schirm fasert nach NE über das Becken von Kashmir aus. Im S des pakistanischen Tieflandes ist eine Wolkenbrücke von Sindh bis in den Punjab zu erkennen. Ein kräftiges aus 3 Zellen zusammengewachsenes Cluster liegt über dem Becken von Peshawar und Rawalpindi. Der Karakorumhauptkamm wird von Cumulusstreifen nachgezeichnet. Über dem Tienshan ist jetzt eine kräftige Weststörung zu erkennen. Die Wolkenstruktur deutet auf eine orographische Umlenkung mit Verwirbelungen im Lee hin.

Am Boden wird nur in Kalam 1 mm gemessen, Gilgit und Chitral registrieren Spuren. Offensichtlich ist die starke Monsunaktivität im Tiefland für das Hochgebirge noch nicht wetterwirksam.

In Baintha herrscht in der 1. Tageshälfte wolkenfreies Wetter, am späten Nachmittag erfolgt eine kurzfristige starke Verdichtung auf 95%.

1.8.85: Eine bodennahe Warmfront nähert sich der Tienshan-Kette.

Im 500 hPa-Niveau beherrscht ein schwaches Hoch den gesamten Subkontinent. Ein Trog reicht vom Pamir bis zum Ural. Das Untersuchungsgebiet unterliegt wahrscheinlich dem Einfluß südlicher Strömungen (Srinagar 20 kn S, Faisabad 25 kn SSE). Das Satellitenbild zeigt eine gegenüber dem Vortag etwas abgeschwächte Monsunaktivität im Tiefland. Von der Arabischen See ziehen jedoch weiterhin Wolkenfelder ins pakistanische Tiefland. Im Vorland (Uttar Pradesh) zeigt sich ein kräftiges Konvektionscluster ebenso wie über Kohistan westlich des Indusknicks. Dessen Ci-Schirm reicht bis in das Untersuchungsgebiet auf eine Höhe von 35°N hinein. In NW Richtung folgt eine schmale Zone aufgelockelter Bewölkung mit Leewellen, die vermutlich eine NW-Strömung indizieren. Dahinter erstreckt sich ein Wolkenband, das u.U. als Vorposten einer NW-Störung (inaktive Front?) gedeutet werden kann, die über den Hindukusch hereinzieht. Im Bereich des westlichen Gilgit-Tales ist daher eine Konvergenz von feuchtwarmen tropischen Luftmassen aus dem Monsungebiet mit kühler Luft aus NW anzunehmen. Nördlich von 40°N zieht eine kräftige zyklonale Störung über den Tienshan. Der Karakorumhauptkamm bleibt weitgehend wolkenfrei.

Am Boden werden Niederschläge in Naran und Karimabad gemessen, Spuren auch in Gilgit und Drosh. Der nur schwache Niederschlag in Karimabad und die Traces in Gilgit weisen u.U. auf ergiebige Niederschläge in den Hochlagen des NW-Karakorum hin.

Auch am Biafo-Gletscher - zur Zeit des Überfluges noch im wolkenfreien Gebiet - wird eine starke Verdichtung der Bewölkung zum Nachmittag hin und Regen in der Umgebung gemeldet.

2.8.85: Der Monsuntrog über dem Subkontinent ist gegenüber dem Vortag abgeflacht.

Auf 500 hPa ist ein kräftiges Höhentief über Zentralindien ausgebildet. Ein Trog erstreckt sich mit einer Achse entlang 70°E über den Pamir und Hindukusch. Über dem Tienshan strömen Westwinde mit 30-35 kn. Über dem Untersuchungsgebiet sind südliche Strömungen anzunehmen, wie die umliegenden Radiosonden dokumentieren (Srinagar 15 kn SSW, Kashgar 20 kn SSW, Hotan 20 kn SSE).

Im 200 hPa ist die tibetische Antizyklone markant ausgeprägt mit einem Kern über Westt Tibet und einem Rücken bis Ladakh. Der Jetstream verläuft zwischen 70 u. 80°E nördlich des 45. Breitengrades (z.B. Alma Ata 115 kn W) und wird offenbar von der tibetischen Antizyklone gesteuert.

Ein DMSP-Bild ist für den 2.8. nicht verfügbar. Aufgrund der Gewittermeldungen aus Nordindien ist jedoch anzunehmen, daß der Monsun im Tiefland weiterhin aktiv bleibt.

Bodenniederschläge setzen nun wieder großräumig ein. 7 Stationen messen Niederschlag oder Spuren. In Baintha wird aufgelockerte Bewölkung mit Verdichtung nach NW hin registriert.

3.8.85: Die Druckverteilung am Boden entspricht annähernd der Vortageskonstellation. Im 500 hPa-Niveau hat sich das Tief über dem Subkontinent abgeschwächt. Am Südrand des Tarimbeckens werden SW-WSW Winde gemessen (Kashgar 15 kn, Hotan 10 kn).

Auf 200 hPa ist die Höhenantizyklone über Tibet kräftig ausgeprägt. Über dem N-Pamir hat sich ein schwacher Trog etabliert.

Das Satellitenbild zeigt eine kräftige Monsundepression über Indien (Raum Agra). Vom Punjab zieht sich eine Wolkenbrücke über Kohistan, den westlichen Karakorum, Pamir bis ins Tarimbecken. Im südlichen Bereich des Bandes (etwa Swat, Chitral) finden sich noch deutliche Konvektionszellen, daran anschließend in Sc und Ci mit Ausfaserung übergehend. Über dem Tarimbecken konvergiert die Wolkenbrücke mit einem WNW gerichteten Wolkenband. Über dem Karakorum - östlich des Hunza - tritt nur vereinzelte Cu-Bewölkung (lokale Konvektion) auf. Die dichte Bewölkung über dem Tarimbecken zeigt eine NW-Strömung an.

Von den Bodenstationen des Untersuchungsgebiets registrieren 9 Niederschläge oder Traces. Ohne Niederschläge bleiben die östlichen Stationen sowie Chitral, Drosh und Kalam. Damit wird durch die Verteilung der Bodenniederschläge die Lage der obengenannten Wolkenbrücke nachgezeichnet.

Aus den Hochgebirgsbereichen des Biafo-Gletscher wird ebenfalls tiefe Bewölkung, Schneefall an den Berghängen und Gipfeln im NW und Regen an den Berghängen gemeldet. Der Luftdruck ist gegenüber dem Vortag um 30 hPa gefallen.

4.8.85: Auf der Bodenwetterkarte liegt das Zentrum des Monsuntiefs über Rajasthan (Indien).

Im 500 hPa-Niveau haben sich die Tröge gegenüber dem Vortag abgeschwächt.

Im 200 hPa ist das Druckgefälle im Bereich des Untersuchungsgebietes relativ flach.

Das DMSP-Bild zeigt eine unveränderte Position des Monsunwirbels über Indien. Der Ci-Schirm ist jedoch ausgedünnt, was auf eine Abschwächung der Konvektion hindeutet. Der südwestliche Sektor des Untersuchungsgebietes (Swat, Chitral) ist wolkenfrei. Staubewölkung zeigt sich im oberen Hunzagebiet. Von dort weisen Cirrusfahnen nach NE (Hinweis auf SW-Strömung).

Bodenniederschläge werden in Naran, Drosh, Chitral und Gupis registriert. Gilgit meldet Spuren. Zur Zeit des Überfluges waren diese Gebiete weitgehend wolkenfrei. Die Niederschläge entstammen entweder isolierten lokalen Konvektionszellen, oder hier äußert sich die Zeitverschiebung zwischen Satellitenüberflug und Bodenmessung.

Die Wetterstation Baintha meldet aufgelockerte Bewölkung, Schneefall in den Gipfelregionen und Verdichtung der Bewölkung in den Nachmittagstunden (Tagesgang).

5.8.85: Das Monsuntief über dem Subkontinent ist in 2 Zellen aufgelöst mit Kernen über Bangladesch und NW-Indien (Raum Delhi/Agra).

Über Nordindien zeigt sich im 500 hPa ein Höhentief. Ein flacher Trog reicht bei einer Achsenposition von etwa 70°E von Westsibirien (Ural), Kasastan über die Hochgebirge hinaus bis ins pakistanische Tiefland. Die südliche Höhenströmung über Srinagar hat sich gegenüber dem Vortag verstärkt (15 kn S). Über dem südlichen Tarimbecken herrschen SSE-Strömungen (Hotan 5 kn, Kashgar 15 kn). Über dem Tienshan dominieren NW-Winde (20-30 kn NW).

Auf 200 hPa ist die tibetische Antizyklone bis Nordindien ausgedehnt. Über dem Pamir befindet sich ein schwacher Trog. Maximale Druckgradienten herrschen entlang 90°E. Die westliche Höhenströmung über dem Pamir erreicht 55-70 kn. Über Srinagar werden 30 kn SW gemessen.

Das Satellitenbild zeigt einen starken Monsunwirbel über Nordindien. Die Struktur der tieferen Bewölkung zeichnet das zyklonale Einströmen der bodennahen Luftmassen in den Wirbel nach. Im Randbereich des Wirbels sind isolierte Konvektionszellen zu erkennen. Das Wirbelzentrum korre-

spondiert mit dem Kern des 500 hPa-Höhentiefs. Aus dem Bereich der Monsundepression erstreckt sich eine Wolkenbrücke entlang 75°E bis zum Indusbogen. Die Teilregionen Kohistan, Kaghan, Swat sind von Ac(?) -Bewölkung überdeckt. Über dem südlichen Karakorum zeigt sich aufgelockerte Bewölkung mit Wellenmuster. Ein dichtes Wolkenfeld von chaotischer Struktur über dem Pamir weist auf eine Weststörung in Zusammenhang mit den Trögen auf 500 und 200 hPa hin. Hier zeigt sich der bereits von FLOHN (1956) postulierte Superpositionseffekt von westlichen Störungen oder Kaltlufttropfen und monsunal/tropischen Einflüssen. Aufgrund der diffusen Wolkenstruktur ist eine exakte Lokalisierung auf dem Satellitenbild nicht möglich. Wahrscheinlich ist jedoch, daß monsunale und außertropische Luftmassen im Bereich des NE-Karakorum konvergieren.

An den Bodenstationen setzt nun großräumig Niederschlag ein. Von den 14 Bodenstationen registrieren 7 Niederschlag und Gilgit Spuren. Ausgenommen bleiben die Stationen im tiefen Industal -einschnitt Bunji und Chilas (Wirkung der lokalen Windsysteme und orographische Abschirmung) sowie der westliche Bereich (Gupis, Chitral, Drosh).

In Baintha werden an der Station 10 mm gemessen. Die Wetterbeobachtungen verzeichnen dichte Bewölkung und Schneefall im Gipfelbereich, nachmittags kurze sonnige Abschnitte bei Wolkenauflöckerung.

6.8.85: Auf der Bodenwetterkarte ist der Monsuntrog wieder typisch ausgebildet mit Tiefdruckkern über dem Punjab und einer WSW-ENE orientierten Achse.

Im 500 hPa-Niveau bleibt der Kern des Tiefs über dem indischen Punjab unverändert. Die Südströmung über Srinagar hat sich auf 30 kn verstärkt. Auch das Tarimbecken und der Randbereich des Pamir (Station Faisabad) unterliegen SW bis SSW-Strömungen von 10 kn.

Das DMSP-Bild ist nur in einem ungünstigen Ausschnitt verfügbar. Es zeigt sich jedoch, daß die Störung über dem nun wolkenfreien Pamir nach E abgezogen ist. Über dem Becken von Peshawar sind noch die Ausläufer einer Monsundepression zu erkennen. Der Hindukusch ist wolkenfrei.

Am Boden haben die Niederschläge jetzt das gesamte Gebiet erfasst. Mit Ausnahme von Kachura melden alle Stationen Niederschlag oder Traces (Drosh). Baintha meldet bei 17 mm Tagessumme dichte tiefhängende Bewölkung. Der Niederschlag setzt als Nieselregen ein und intensiviert sich am Nachmittag.

7.8.85: Der Monsuntrog ist gegenüber der Vortag deutlich abgeschwächt.

Im 500 hPa-Niveau sind die meridionalen Druckgradienten über dem Subkontinent abgeschwächt. Ein Trog befindet sich über dem nördlichen Tianshan.

Auf 200 hPa ist die Höhenantizyklone über Tibet markant ausgebildet. Entlang 72°E besteht ein starkes meridionales Druckgefälle.

Auf dem Satellitenbild ist der Monsunwirbel über dem Punjab stark abgeschwächt, die Wolkenbrücke (vermutlich As, Ac) über dem Untersuchungsgebiet ist in ihrer Ausdehnung angewachsen und reicht vom Westhimalaya nach NE über den Karakorum bis ins Tarimbecken. Bemerkenswert ist die scharfe Grenze des Wolkenfeldes nach W (Luftmassengrenze?).

Die Niederschlagsaktivität am Boden ist gegenüber dem Vortag reduziert. 5 Stationen melden Niederschläge meist unter 3 mm, 4 weitere Stationen registrieren Traces. Möglicherweise läßt die Niederschlagswirksamkeit der aus dem Monsungebiet reichenden Wolkenbrücke nach, sobald die Interaktion mit westlichen Störungen aussetzt.

Baintha meldet Regen in den Vormittagsstunden, dichte Bewölkung und weiterhin Schneefall in den höheren Lagen.

8.8.85: Am Boden herrscht Tiefdruck über gesamt Zentralasien.

Im 500 hPa-Niveau bestehen über dem Subkontinent nur schwache Druckgradienten.

Das Satellitenbild zeigt ein weitgehend wolkenfreies pakistanisches Tiefland. Da die Reliefstrukturen des Himalayasüdrandes jedoch kaum zu erkennen sind, ist hier eine tiefliegende Dunstschicht zu vermuten. Das Wolkenfeld über dem Untersuchungsgebiet ist stark ausgedünnt und offensichtlich zum Tarimbecken abgezogen. Ein dichter Wolkenschirm befindet sich noch über dem westlichen Karakorum, girlandenartige Staubewölkung entlang des östlichen Karakorumhauptkammes. Die Bodenniederschläge haben nahezu ausgesetzt mit Ausnahme von Naran, Kachura und Gilgit (Traces).

Baintha meldet aufgelockerte Bewölkung mit Verdichtung zur Mittagszeit und Schneefall in den Bergregionen im ENE des Camps.

Wetterlage, Satellitenbild und Bodendaten dokumentieren für diesen Tag eine typische Auflösungs-situation der Niederschlagsperiode.

Am Folgetag (9.8.) ist das Untersuchungsgebiet an den Meßstationen vollkommen niederschlagsfrei.

7.4.4.2: 17. Juli - 23. Juli 1984

17.7.84: Von einem Hitzetief über SE-Belutschistan erstreckt sich eine ausgedehnte Bodentiefdruckzone bis zu einem weiteren Kern über dem Golf von Bengalen.

Auf 500 hPa herrscht ein Hochdruckrücken über Tibet W-Himalaya und Kunlun. Über Srinagar wird ein Höhenwind von 20 kn NNW gemessen. Die Höhenwinde sind allgemein schwach. Auf 200 hPa ist eine kräftige Antizyklone über E-Tibet anzutreffen, über dem Tarimbecken dagegen ein Trog. Das Untersuchungsgebiet wird von Höhenwinden aus NW überströmt.

Das DMSP-Bild zeigt ausgedehnte monsunale Konvektionszonen mit Cb unmittelbar im Vorland (Unterchitral, Swat, Jammu) bis max. 35°N. Am Karakorum-Hauptkamm findet sich vereinzelte Quellbewölkung. Das übrige Untersuchungsgebiet verbleibt wolkenfrei.

Bodenniederschläge fallen nur an den Stationen Kalam und Drosh (vgl. Tab.27, Fig.A726) - offensichtlich im Zusammenhang mit den o.g. Monsunclustern.

Tab.27: Tägliche Niederschlagssummen vom 16.7. - 23.7.84
Daily sums of precipitation from 16.7. - 23.7.84

Stat.	16.7	17.7	18.7	19.7	20.7	21.7	22.7	23.7
Naran	0	0	2,3	0	18,5	2,0	0	8,9
Chilas	0	0	0	1,0	0	0	0	0
Astor	TR	0	1,0	TR	0	0	TR	TR
Kachura	0	0	1,0	0	1,0	0	0	0
Skardu	0	0	0,8	3,0	0,8	0,5	0	2,3
Yugo	0	0	0	2,0	2,0	0	0	0
Bunji	0	0	TR	0,4	0,7	11,2	TR	TR
Kalam	0	8,9	0	0	0	0	0	2,3
Drosh	0	1,6	0	0	2,0	0	0	0
Chitral	0	0	0	0	0,3	0	0	0
Gupis	0	0	0	0	0	0	0	0
Gilgit	TR	0	TR	0	0,5	1,3	0	0
Karim.	0	0	0,8	3,3	0	0	0	0

18.7.84: Die Bodenwetterkarte zeigt eine Tiefdruckrinne von S-Pakistan nach E quer durch Zentralindien. Weitere Hitzetiefs finden sich in W-Tibet und im Tarimbecken. Auf 500 hPa ist ein markanter Trog im Übergangsbereich von Pamir und Hindukusch (ca. 37°N/70°E) anzutreffen. Der Trog wird von relativ schwachen Höhenwinden umströmt (z.B. Faisabad 10 kn SW, Kashgar 10 kn SSW)

Das 200 hPa-Niveau zeigt ein Höhenhoch über dem pakistanischen Punjab. Die daraus resultierende Strömungsdivergenz in der Höhe verstärkt möglicherweise die Konvektion in der unteren Troposphäre.

Das DMSP-Bild zeigt einen diffusen aufgelockerten Wolkenschirm vom Vorland über den Karakorum hinweg bis an den S-Rand des Tarimbeckens. Die großräumigen Konvektionscluster des Vortages sind in isolierte Zellen aufgelöst. Da der Einfluß westlicher Störungen aufgrund der großräumigen Situation (Satellitenszene, hemisphärische Wetterkarten) ausgeschlossen werden kann, ist ein genetischer Zusammenhang des nach N abgewanderten diffusen Wolkenfeldes mit den mächtigen Monsunclustern des Vortages anzunehmen. Die Verlagerung des Wolkenfeldes nach NE ergibt sich aus der troginduzierten SSW-SW-Strömung in der mittleren Troposphäre. Die Strömungsdivergenz an der Vorderseite des Trogas trägt vermutlich zur Aufrechterhaltung der Konvektion und damit der Wolkenbildung bei.

Bodenniederschläge -wenn auch schwacher Intensität - haben nun an 7 Stationen eingesetzt

19.7.84: Auf der Bodenwetterkarte ist der Kern des Monsuntiefs nach W-Indien verlagert.

Auf 500 hPa hat sich der Pamirtrog unter Abschwächung nach W verlagert.

Auf dem DMSP-Bild ist die Bewölkung aus dem Tiefland abgezogen. Dagegen findet sich ein kräftiges Konvektionscluster im Bereich des Indusbogens und der Umgebung des Nanga Parbat. Von dort erstreckt sich ein ausgedehnter Wolkenschirm über den Karakorum-Hauptkamm hinaus. Von den Bodenstationen melden 6 Niederschlag, wenn auch geringer Ergiebigkeit.

20.7.84: Die Bodenwetterkarte zeigt einen nahezu aufgelösten Monsuntrog über dem Subkontinent. Das DMSP-Bild zeigt eine generell ausgedünnte Bewölkung. Die ausgedehnte Wolkenbrücke des Vortages ist auf einen eng begrenzten Streifen über dem NW-Karakorum kontrahiert. Über dem Tarimbecken kann eine schwache Weststörung lokalisiert werden.

Am Boden registrieren 8 Stationen Niederschlag.

21.7.84: Über dem Subkontinent herrscht am Boden schwacher Tiefdruck ohne ausgeprägte Kerngebiete.

- DMSP-Bild entfällt -

Bodenniederschläge werden nur noch an 4 Stationen registriert.

Am **22.7.84** herrschen wieder eindeutig Schönwetterbedingungen. Eine Kaltfront über dem Tianshan ist für das Untersuchungsgebiet ohne Wetterwirksamkeit. Der Monsun ist weit in das SE-Himalayavorland zurückgezogen. Der Karakorum ist bis auf vereinzelte Quellbewölkung in den Kammlagen wolkenfrei.

Am **23.7.84** werden trotz synoptischer Schönwetterlage und geringfügiger Gesamtbewölkung noch an 5 Bodenstationen Niederschläge registriert, die jedoch lokalen Konvektionsschauern zuzuordnen sind.

Die obengeschilderte Periode kann als typisches Beispiel für eine Niederschlagsperiode geringer Intensität eingestuft werden. Der genetische Zusammenhang mit monsunaler Konvektion im Vorland konnte belegt werden. Dagegen ist der Einfluß der westlichen Zirkulation nur indirekter Natur, indem die 500 hPa- Strömung über dem Untersuchungsgebiet durch einen Pamirtrog gesteuert wird. Deutlich wird auch, daß die Sommerniederschläge nicht immer auf großräumige synoptische Konstellationen zurückzuführen sind, sondern durchaus aus isolierten lokalen Konvektionsschauern hervorgehen können (vgl. 22.7., 23.7.).

7.4.4.3 Diskussion

Aus dem oben erläuterten Witterungsabläufen können einige grundlegende Schlußfolgerungen gezogen werden:

Der von G. WAGNER (1970) vertretene Auffassung, daß die Sommerniederschläge im Karakorum nahezu ausschließlich an zyklonale Weststörungen gekoppelt sind, muß aufgrund der hier vorgestellten Befunde widersprochen werden. Die Zugbahn frontaler Weststörungen im Sommer verläuft i.d.R. nördlich von 40°N über den Tienshan. Wie jedoch die von DOMRÖS u. GONBING (1988), OHMURA et al. (1990), BLUMER (1990) und GREBNER (1990) präsentierte Niederschlagsdaten zeigen (vgl. 5.2.6), muß die Ergiebigkeit dieser Störungen im Sommer relativ gering sein. Für die sommerlichen Niederschläge im Karakorum, die in den Hochgebirgslagen beträchtliche Ausmaße annehmen können (vgl. 19.7.85, Station Baintha), ist die alleinige Beteiligung westlicher zyklonaler Störungen sehr unwahrscheinlich. Die Auswertung der DMSP-Bilder zeigte, daß echte Frontensysteme im Sommer nur selten das Untersuchungsgebiet passieren. Aus den Wetterkarten ergibt sich außerdem, daß die für advektive Niederschläge maßgeblichen Höhenwindgeschwindigkeiten in 500 hPa gegenüber dem Winter stark reduziert sind. Daher muß eine zusätzliche Advektion von Wasserdampf aus S, d.h. aus den Monsungebieten des Vorlandes, die sommerliche Niederschlagsgenese stimulieren. Folgt man den Überlegungen von ALAM (1972, zitiert nach LAUSCHER 1976), muß die Niederschlagswirksamkeit der bodennahen Monsunstörungen in den nordpakistanischen Gebirgsregionen südlich 35°N bereits bei Kammhöhen von 3500 m um mehr als die Hälfte abnehmen. Der Mechanismus dieses Wasserdampftransportes über die Kammhöhen des Himalaya hinweg ist an 2 Grundvoraussetzungen gebunden:

- a) das Auftreten starker Konvektion (Cb-Cluster) im Zusammenhang mit Monsundepressionen im unmittelbarem Vorland, d.h. westlich von 76°E und nördlich von 30°N,
- b) das Auftreten einer südlichen Höhenströmung zumindest im 500 hPa-Niveau über dem Untersuchungsgebiet.

Bedingung a) kann aus den klassischen Vorstellungen über den indischen Sommermonsun abgeleitet werden (vgl. SHAMSHAD 1988, RAO 1981, KRISHNAMURTI u. SURGI 1987 u.a., WALKER 1976).

Maßgeblich ist die Position des Kerns des thermischen Tiefs über dem Subkontinent - idealerweise über Belutschistan/Sindh - sowie Ausprägung und Achsenposition des Monsuntroges. Das oben definierte Vorland wird von den Monsundepressionen dann erreicht, wenn die Trogachse möglichst nahe an den Himalayasüdrand heranreicht und in ihrer Längsausdehnung den Golf von Bengalen tangiert (vgl. Fig. A727a). Zusätzlich werden aus SW in der bodennahen Luftschicht maritime Luftmassen von der Arabischen See herangeführt, die zur Aufrechterhaltung der Konvektion beitragen. Dieser Vorgang kann anhand der Wolkenstraßen über dem pakistanischen Tiefland auf den Bildern (z.B. 31.7.85, 1.8.85) nachvollzogen werden.

Bedingung b) ist an die großräumige Druckverteilung vor allem im 500 hPa gekoppelt. Z.B. induziert ein 500 hPa-Trog über dem Pamir an seiner Vorderseite, d.h. über dem Untersuchungsgebiet, eine südliche Höhenströmung (Beispiel: 2.8., 3.8., 5.8., vgl. Wetterkartenausschnitt Fig. A727b). Die S-Strömung kann jedoch auch unter antizyklonalen Bedingungen auftreten, wie am 25.7., als das Untersuchungsgebiet unter Einfluß eines Höhenrückens lag, großräumig aber ein markantes meridionales Druckgefälle zu einem Höhentief über dem Ural bestand. Das antizyklonale Ausströmen von Luftmassen aus einem 500 hPa-Höhennoch über Westtibet kann ebenfalls eine S-Strömung über dem Untersuchungsgebiet auslösen, wie die Situation am 8.8.85 (Wetterkarte Fig. A727d) zeigt. In der Regel ist die tibetische Antizyklone jedoch erst im 200 hPa-Niveau ausgebildet, wie Fig. A727c zeigt. Ihre Funktion liegt vor allem in der Steuerung und Umlenkung der Höhenwestwinde. Mittelbar

wird dadurch auch die Positionierung der 500 hPa-Tröge gesteuert.

Sind die beiden obengenannten Bedingungen gleichzeitig erfüllt, kann Wasserdampf in den hochreichenden Konvektionszellen aus der bodennahen Monsunzirkulation (im engeren Sinne) in die mittlere bis obere Troposphäre transportiert werden, in die S-Strömung auf 500 hPa gelangen und damit auch die Kammhöhen des Himalayas überwinden. Dies kann anhand der auf den Satellitenbildern erkennbaren Wolkenbrücken (z.B. 25.7.85, 26.7.85, 3.8.85, 5.8.85, 7.8.85, 19.7.84) belegt werden. Niederschläge können dann an den Karakorumkämmen durch erzwungene Konvektion entstehen. Die Konvektion wird wahrscheinlich zusätzlich verstärkt, wenn die S-SW-Strömung durch einen Trog etwa über dem Pamir gesteuert wird, an dessen Vorderseite eine Strömungsdivergenz zu erwarten ist.

Zusätzlich wird die Niederschlagswirksamkeit gesteigert, wenn die feuchtlabilen Luftmassen aus dem Tiefland im Raum Karakorum mit nordwestlichen Strömungen konvergieren. Diese Situation trat am 5.8.85 und 1.8.85 auf, wie die Satellitenbilder und die Windmeldungen der umliegenden Radiosonden andeuten. Am 5.8. war die Situation noch eindeutiger, als sich im Zusammenhang mit einem 500 hPa-Trog über dem Pamir ein Höhentief (Kaltlufttropfen) bildete, dessen Wolkenfeld auf dem DMSP-Bild klar zu identifizieren ist. Diese Konvergenzzone über dem Karakorum könnte als Ursache für die markante Eigenständigkeit des sommerlichen Niederschlagsregimes in diesem Raum sein, die bereits in 1.3, 7.2, 7.3 angedeutet wurde und auch von REIMERS (1992) in einer großräumigen Analyse herausgestellt wurde.

Der oben erläuterte Wirkungsmechanismus macht deutlich, warum im Sommer weit im Lee der Himalayahauptkette heftige Niederschläge in zeitlicher Koinzidenz mit starker Monsunaktivität im Tiefland auftreten können. Sie sind nicht monsunal im Sinne der gebräuchlichen Definitionen (vgl. 1.3.2), sondern monsunbeeinflusst und von der westlichen Zirkulation mit gesteuert. Der Einfluß der westlichen Zirkulation kann unmittelbar durch Vordringen eines Kaltlufttropfens bzw. eines Frontensystems in das Untersuchungsgebiet erfolgen oder nur mittelbar durch Erzeugung einer südlichen Strömungskomponente im 500 hPa-Niveau aufgrund der Konstellation der Druckgebilde. Im ersten Fall ist mit ergiebigeren Niederschlägen zu rechnen.

Die Auflösung einer Niederschlagssituation tritt dann ein, wenn die Wasserdampfnachlieferung aus der Konvektion über dem Tiefland unterbrochen wird oder eine Änderung der vorherrschenden 500 hPa-Strömung stattfindet. Bei reinen W oder NW-Strömungen (500 hPa) herrschen im Sommer eher beständige Wetterbedingungen.

In den Staulagen der Hochgebirge zeigen die Schlechtwetterlagen gegenüber den Talstationen und den Vorländern eine gewisse Persistenz (1-2 Tage), wie die Satellitenbilder mit Wolkengirlanden entlang der Käme und die Wetterbeobachtungen aus dem Biafo-Gebiet dokumentieren.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß Niederschläge im Untersuchungsgebiet keineswegs an Tiefdruckbedingungen gebunden sein müssen, wie die Luftdruckmeßreihe von Baintha (vgl. Fig. A715) belegt. Hier bestand bis zum 3.8. eindeutig eine Hochdruckwetterlage. Dennoch konnte ab 25.7. ein mehrtägiger Schlechtwettereinbruch registriert werden.

Auffallend ist auch die starke Korrelation von Spurenniederschlägen an der Station Gilgit mit der Registrierung von Schlechtwetterbedingungen in den Hochlagen des Karakorum. Somit kommt den Beobachtungen dieser Station eine hohe Repräsentanz für den Gesamttraum zu.

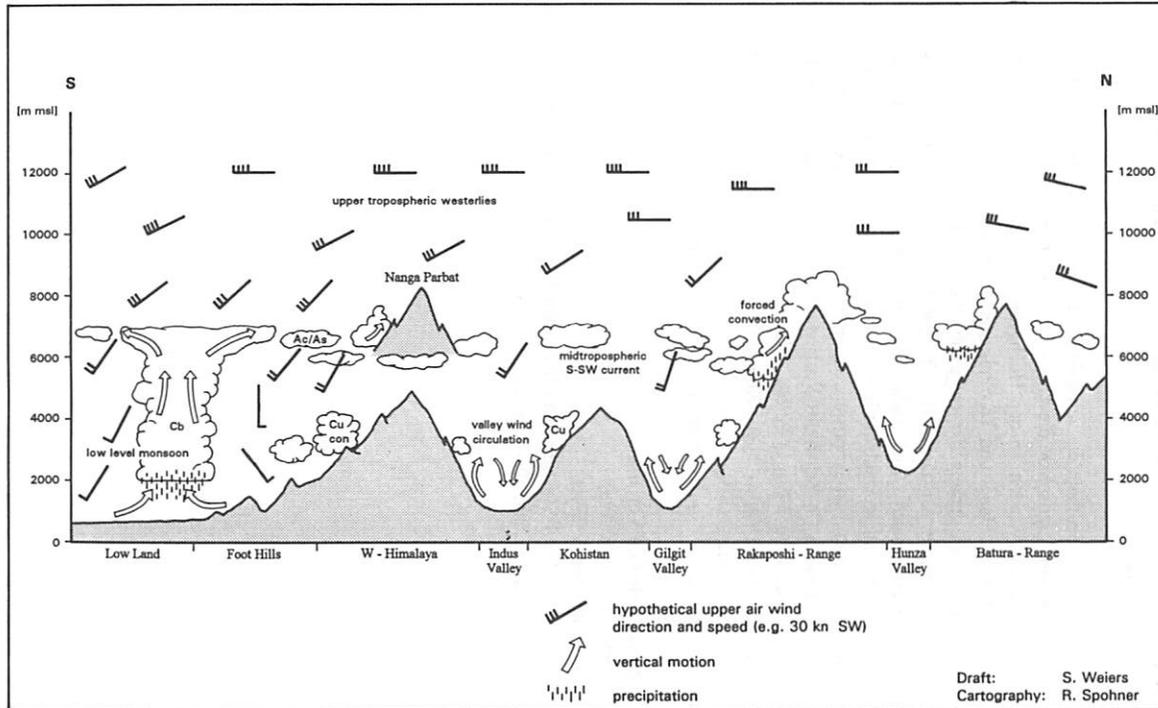


Fig. 12: Meridionales Strömungsmuster der Interaktion von Monsun und Westzirkulation
 Meridional flow pattern of monsoon-westerly interaction

Sommerniederschläge können durchaus auch infolge lokal begrenzter konvektiver Schauer auftreten, ohne daß eine typische synoptische Konstellation zwingend vorausgesetzt werden muß (vgl. 23.7.84).

Die Überlegungen zur sommerlichen Niederschlagsgenese im Untersuchungsgebiet sind in Fig.12 und Fig.13 schematisch dargestellt.

Das S-N-Profil (Figur 12) verdeutlicht die vertikale Staffelung der Zirkulationssysteme. Im Vorland dominiert in der bodennahen Atmosphäre die Monsunzirkulation mit zyklonal in den Kern der Monsundepression einströmenden Winden. In den Hochgebirgstälern nördlich der Himalayahauptkette herrschen thermisch induzierte Hang- und Talwindssysteme vor. Das mögliche Vordringen feuchter, bodennaher Monsunluftmassen entlang der orographischen Leitlinien ist aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht explizit dargestellt. Die mittlere Troposphäre wird von südlichen bis südwestlichen Winden infolge eines meridionalen Druckgradienten beherrscht, die mit zunehmender Höhe in die ganzjährig über dem nordwestlichen Subkontinent auftretenden westlichen Höhenwinde übergehen. Die Höhenströmung in der mittleren Troposphäre dient als Medium für den Transport von Wasserdampf aus den hochreichenden Cb-Zellen des Vorlandes über die Kammlinien des Himalayas - mit Ausnahme des isoliert aufragenden Nanga Parbat - hinweg. Im Luv der Karakorumketten erfolgt erneut Niederschlagsbildung durch erzwungene Konvektion, evtl. verstärkt durch Konvergenz mit aus W-NW herangeführten Kaltluftmassen.

Fig. 13 veranschaulicht den Zusammenhang in einer horizontalen Projektion. Drei Druckgebilde steuern den Witterungsablauf:

- das bodennahe Monsuntief im Vorland,
- der Trog über dem Pamir (500 hPa),
- Die Höhenantizyklone über W-Tibet.

Letztere ist allerdings für die S-SW-Strömung über dem Untersuchungsgebiet nicht zwingend. In vielen Fällen ist sie auch erst im 200 hPa-Niveau ausgebildet.

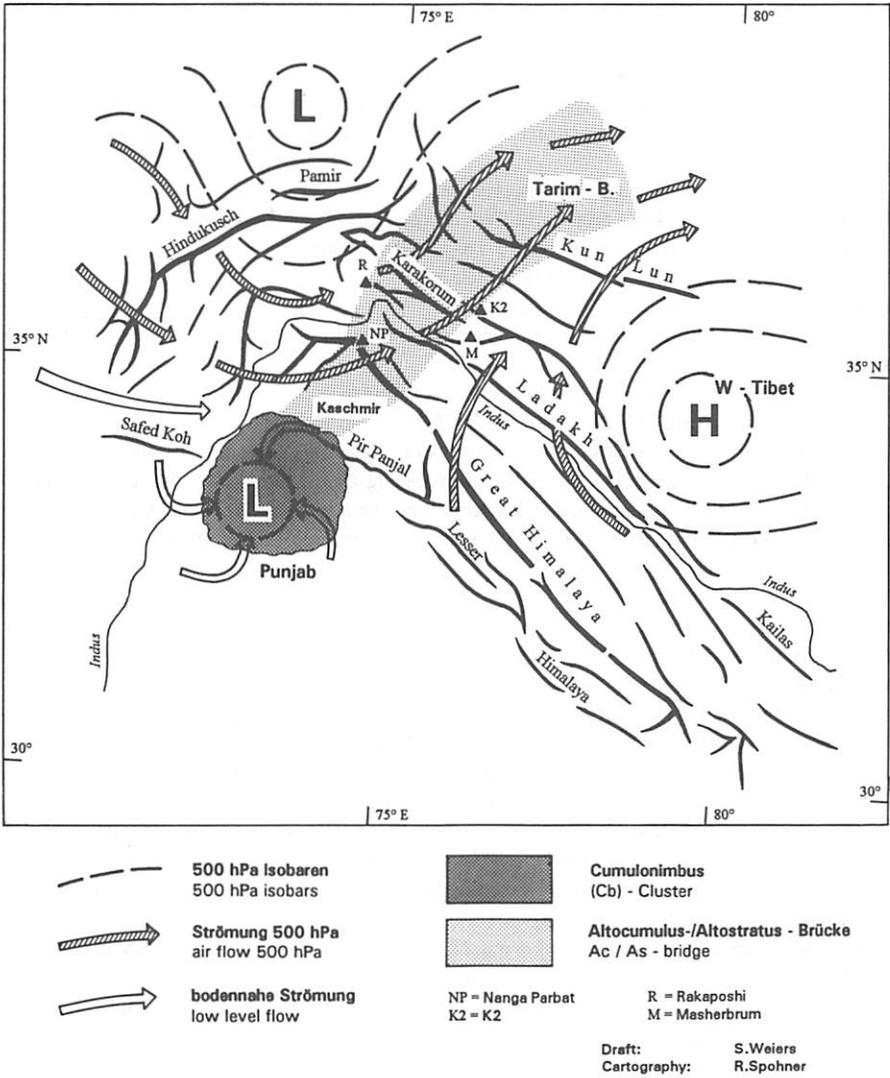


Fig. 13: Strömungsmuster der Interaktion von Monsun- und Westzirkulation
Flow pattern of monsoon and westerly interaction

7.4.5 Fallstudien Winter/Frühjahrsniederschläge

7.4.5.1 30. März - 5. April 1987

30.3.87: Auf der Bodenwetterkarte zeigt sich der Subkontinent frei von Störungen.

Über dem Kaukasus liegt ein kräftiges 500 hPa-Höhentief. Von dort erstreckt sich ein Trog bis über die Arabische Halbinsel. Der Subkontinent befindet sich unter dem Einfluß westlicher Höhenwinde.

- DMSP-Bild entfällt -

Bodenniederschläge werden nur in Naran gemessen.

31.3.87: Die Bodenwetterkarte zeigt flache Tiefdruckgebiete auf dem Subkontinent.

Auf der Höhenwetterkarte (500 hPa) treten 2 Tröge in Erscheinung:

a) Achse etwa entlang 55°E (Arabische Halbinsel, Iran)

b) Achsenposition entlang 110°E (Indochina)

Starke Höhentiefs sind über dem Kaukasus, dem Kaspischen Meer und dem westlichen Mittelmeer anzutreffen.

Der Trog entlang 55°E ist auch im 200 hPa Niveau ausgebildet.

Entlang der Makranküste und im Sindh zeigt das DMSP-Bild eine schwache Bewölkung mit einer Wellenstruktur, die eine SW-Strömung andeutet. Über Belutschistan liegt eine relativ dichte As-Decke, deren Ausläufer sich in einem Bogen in Richtung Chitral erstrecken. Westlich des Indusbogens bildet eine aufgelockerte Ac-Wolkendecke eine "Brücke" zum Wolkenfeld über Belutschistan. Ein Wolkenfeld über dem SE-Pamir (Okklusion?) weist eine Wellenstruktur auf, die auf eine westliche Strömung hindeutet.

Bodeniederschläge treten nur in Chitral und Drosh auf.

1.4.87: Die Bodenwetterkarte zeigt Tiefdruck über dem gesamten Subkontinent und ein Bodentief am Aralsee.

Auf 500 hPa herrscht ein starkes Höhentief zwischen dem Aralsee und dem Kaspischen Meer. Die Trogachse vom Vortag ist um 5° nach E auf etwa 60°E gewandert. Entlang 80°E hat sich ein Rücken ausgebildet. Die Radiosonden aus Afghanistan, Nordindien und Nordpakistan melden alle S-SW-Höhenwinde. Im 200 hPa herrscht eine ähnliche Konstellation der Tröge und Tiefs wie auf 500 hPa. Das Satellitenbild zeigt ein ausgedehntes zusammenhängendes Wolkenband über der GUS westlich 70°E. Über dem Hindukusch und Chitral ist starke Bewölkung zu erkennen. Dünne Wolkenschleier liegen über dem Hauptkamm des NW-Karakorum. Ein dichtes Wolkenfeld kann auch im Bereich des Nanga Parbat-Massivs lokalisiert werden.

Im Untersuchungsgebiet setzt nun großräumig Niederschlag ein - 8 von 13 Stationen melden Niederschlag oder Traces schwerpunktmäßig im südwestlichen Sektor (Vgl. Tab. 28, Fig. A728). Auch im nordwestlichen Karakorum (Karimabad) und Baltistan (Skardu) werden - wenn auch geringe - Niederschläge gemessen.

Das Verteilungsbild und die synoptischen Bedingungen legen den Schluß nahe, daß Luftmassen aus SW für die Niederschlagswirksamkeit maßgeblich sind.

Tab.28: Tägliche Niederschlagssummen vom 28.3. bis 5.4.87
Daily sums of precipitation from 28.3. to 5.4.87

Stat.	28.3	29.3	30.3	31.3	1.4	2.4	3.4	4.4	5.4
Naran	0	2,8	4,1	0	0	6,9	11,7	0	11,7
Chilas	0	0	0	0	TR	4,3	2,1	0	0
Astor	2,6	0	0	0	2,6	11,6	1,3	0	0
Kachura	0	0	0	0	0	0,5	1,3	0	0
Skardu	0	0	0	0	1,0	0,4	0	0	0
Yugo	1,0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bunji	0	0	0	0	0	TR	TR	0	0
Kalam	13,5	0	0	0	22,6	30,0	15,2	0	0
Drosh	12,3	0,9	0	2,0	4,3	14,9	6,9	TR	0
Chitral	12,6	0	0	3,9	5,1	15,6	TR	0	0
Gupis	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gilgit	0	0	0	0	TR	1,1	TR	0	0
Karim.	0,76	0	0	0	0,5	0	0	0	0

TR: traces

Datumsangaben beziehen sich auf den Vortag des Ablesetermin (8 h Ortszeit)
dates related to preceeding day of gauge reading (8 h local time)

2.4.87 Auf 500 hPa liegen Höhentiefs über dem Aralsee und dem östlichen Mittelmeer. Die Tröge vom Vortag haben sich südlich 35°N abgeflacht. Über dem Subkontinent herrschen südlich 30°N westliche Winde vor. Über Afghanistan, dem Pamir und dem Tarimbecken dominieren südwestliche Winde.

Auf 200 hPa liegt ein Höhentief über dem Aralsee. Jetstream-Maxima treten über dem Mittleren Osten und dem Subkontinent südlich 30°N auf. Entlang 65°E findet sich ein schwacher Trog.

- DMSP-Bild entfällt -

Die Bodenniederschläge haben gegenüber dem Vortag an Verbreitung und Intensität zugenommen. Mit Ausnahme von Gupis, Karimabad und Yugo melden alle Stationen z.T. sehr starke Niederschläge. Besonders Kalam tritt mit 30 mm deutlich hervor.

3.4.87: Die Höhentiefs des Vortages haben sich aufgelöst. Die Druckgradienten südlich von 40°S sind deutlich abgeschwächt.

Das Satellitenbild zeigt Pakistan weitgehend wolkenfrei mit Ausnahme einiger Konvektionszellen über dem südlichen Punjab. Leewellen über dem Bergland von Belutschistan indizieren eine bodennahe W-Strömung. Über dem Kaspischen Meer zieht eine Kaltfront heran.

Über dem Untersuchungsgebiet ist nördlich 35°N etwa entlang 75°E eine scharfe Wolkengrenze zu erkennen. Östlich davon erstreckt sich ein mächtiger Ci-Schirm, der den gesamten östlichen Karakorum, Ladakh und Kashmir bedeckt. Ci-Fahnen fasn nach NE aus und indizieren eine WSW-SW-Strömung.

Der Himalaya im Raum Nanga Parbat südlich des Indusbogens ist ebenfalls stark bewölkt.

Die Bodendaten zeigen weiterhin verbreitet Niederschläge, jedoch von nachlassender Intensität. Der obengenannte Ci-Schirm östlich von 75°E ist offensichtlich kaum wetterwirksam, da die östlichen Stationen Skardu und Yugo keinen Niederschlag melden. Auch im Westen hat die Niederschlagsintensität deutlich nachgelassen.

Das Beispiel zeigt die typische Situation einer abklingenden Niederschlagsperiode.

4.4.87: Eine bodennahe Okklusion mit Kaltfrontcharakter reicht vom Tianshan über das Tarimbecken, den Hindukusch bis Afghanistan.

Auf 500 hPa bestehen südlich 40°N nur flache Druckgradienten. Von einem Höhentief über Sibirien

reicht ein Trog bis zum Aralsee.

Das Satellitenbild zeigt die erneute Annäherung einer Störung vom Kaspischen Meer. Die auf der Bodenwetterkarte eingetragene Kaltfront ist offenbar nur schwach wetterwirksam, wie die vergleichsweise dünne Ac oder As-Bewölkung über Pamir und Hindukusch zeigen. Über Chitral, Nanga Parbat und dem östlichen Karakorum liegen nur schwache Wolkenfelder. Der Ci-Schirm des Vortages ist über das Tarimbecken abgezogen. Interessant ist ein isolierter "Cirruskometenschweif" (vgl. ZBINDEN 1983) über Nordindien, der auf einen kräftigen Jetstream hinweist (vgl. 200 hPa Wetterkarte).

Mit Ausnahme von Traces in Drosh wurden keine Bodenniederschläge im Untersuchungsgebiet gemessen. Es zeigt sich wiederum die vergleichsweise schwache Niederschlagswirkung der vom Hindukusch heranziehenden "zyklonalen" Störungen.

5.4.87: Das DMSP-Bild zeigt das Untersuchungsgebiet und den Subkontinent nahezu völlig wolkenfrei. Vom Kaspischen Meer nähert sich erneut eine Störung. Bemerkenswert ist die große Ausdehnung der Schneedecke im Westhimalaya, Hindukusch, Karakorum und Pamir im Vergleich zum südöstlichen Himalaya.

Am Boden meldet nur die Station Naran einen Niederschlag von 11,7 mm.

7.4.5.2 5. März - 8. März 1987

5.3.87: Der Kern eines Bodentiefs befindet sich über dem SW-Pamir.

Die 500 hPa-Druckgradienten südlich 40°N sind relativ flach. Über Pakistan herrschen SSW - SW Winde. Auf 200 hPa treten Jetstream Maxima über dem südlichen Tarimbecken auf (z.B. Hotan 100 kn NW).

Das Satellitenbild zeigt ein ausgedehntes Wolkenfeld mit chaotischer Struktur westlich von 75°E. Über dem Sindh und S-Belutschistan zeigt die Bewölkung den Charakter einer inaktiven Kaltfront. Ein Feld aufgelockerter Bewölkung reicht von der Arabischen See nach NE ins pakistanische Tiefland. Im Untersuchungsgebiet selbst findet sich ein dichtes Wolkenfeld im Bereich des Nanga Parbat. Entlang der Käme des Karakorum tritt Staubewölkung auf, im Lee d.h., nördlich der Hauptkäme ist die Bewölkung aufgelöst. Der Hindukusch und Chitral liegen unter einer dichten Wolkendecke.

An den 3 westlichen Stationen Drosh, Chitral und Kalam setzen kräftige Niederschläge ein. Die übrigen Stationen sind noch niederschlagsfrei. Aufgrund einer gewissen zeitlichen Inkompatibilität zwischen Überflug und Meßzeitraum ist der Einfluß der Bewölkung, z.B. über dem Nanga Parbat Masiv, noch nicht in den Bodenmessungen wiederzufinden.

Die Interpretation der Wettersituation am 5.3.87 ist nicht ganz eindeutig. Großräumig liegt der klassische Fall einer "westerly disturbance" mit Kern über dem Pamir vor. Die Frontensysteme sind auf der Bodenwetterkarte nicht eindeutig zu identifizieren, es handelt sich offenbar um inaktive Frontensysteme bzw. Okklusionen. Die großräumige Zugrichtung ist W bis WNW. Bemerkenswert sind jedoch die Windmeldungen aus 500 hPa von Peshawar und Quetta, die auf eine SW bis SSW -Strömung hinweisen. Darauf deutet auch die räumliche und zeitliche Abfolge des Einsetzens der Niederschläge im Untersuchungsgebiet mit einer starken Bevorzugung der südwestlichen Stationen hin. Denkbar ist eine Überlagerung von 2 Einflüssen. Die Kaltfront der Störung passiert die Käme von Hindukusch und Pamir und löst an deren Luvseite ergiebige Niederschläge aus. An der Leeseite, d.h. im Raum Chitral/Swat, werden zusätzlich relativ warme und feuchte Luftmassen aus dem Tiefland in einer SW-Strömung herangeführt, die mit der Kaltluft aus W-NW konvergieren und die starken Niederschläge gerade im SW-Sektor auslösen. Der Karakorum östlich 74°E und nördlich 35 °E bleibt dagegen niederschlagsfrei.

Tab.29: Tägliche Niederschlagssummen vom 2.3. bis 8.3.87
Daily sums of precipitation from 28.3. to 5.4.87

Stat.	2.3	3.3	4.3	5.3	6.3	7.3	8.3
Naran	2,8	4,1	0	0	0	0	0
Chilas	0	0	0	0	TR	1,2	0
Astor	0	0	0	0	1,5	2,3	0
Kachura	0	0	0	0	0,5	0	0
Skardu	0	0	0	0	TR	0	0
Yugo	0	0	0	0	0	0	0
Burji	0	0	0	0	TR	0	0
Kalam	----- missing -----			29,5	23,4	2,5	0
Drosh	0	0	TR	12,9	3,4	TR	0
Chitral	0	0	0	21,7	0,5	TR	0
Gupis	0	0	0	0	0	0	0
Gilgit	0	0	0	0	0	TR	0
Karim.	0	0	0	0	0	0	0

TR: traces

Datumsangaben beziehen sich auf den Vortag des Ablesetermin (8 h Ortszeit)
dates related to preceding day of gauge reading (8 h local time)

6.3.87 Die Bodenwetterkarte zeigt eine Zyklone mit Kern über dem Tarimbecken, dessen Kaltfront nach W zum Pamir ausgreift, während die Warmfront sich nach E erstreckt.

Auf 500 hPa ist der Trog weiter nach E auf eine Achsenposition entlang 92°E abgewandert. Über dem Subkontinent und im nördlichen Vorland des Untersuchungsgebietes herrschen eindeutig Höhenwinde aus W- WNW vor.

Die 200 hPa-Karte zeigt Jetmaxima über dem Tianshan.

Das DMSP-Bild zeigt eine markante frontale Störung über dem Tianshan. Das Untersuchungsgebiet weist gegenüber dem Vortag eine aufgelockerte Bewölkung auf. Verdichtete Bewölkung zeigt sich über dem Hindukusch, dem südlichen Chitral, dem Nanga Parbat Massiv sowie dem NW-Karakorum.

Die Bodenniederschläge zeigen gegenüber dem Vortag eine deutliche Ausweitung (8 von 13 Stationen mit Niederschlag oder Traces) unter Abschwächung der Intensität im SW-Sektor. Niederschlagsfrei sind die östlichen und nördlichen Stationen, so daß die Verteilung in etwa die Verbreitung der Wolkenfelder nachzeichnet.

Im Gegensatz zum Vortag kann aus den Höhenwindmessungen abgeleitet werden, daß ausschließlich westliche bis nordwestliche Strömungen das Niederschlagsgeschehen bestimmen.

7.3.87: Die Bodenwetterkarte zeigt Zentralasien südlich 45°N unter Tiefdruckeinfluß. Die extrem dichte Scharung der Isobaren indiziert einen starken Druckgradienten über dem Tianshan. Eine Okklusion mit Warmfrontcharakter befindet sich über dem Kaspischen Meer.

Auf dem DMSP-Bild erscheint das indopakistanische Tiefland nahezu wolkenfrei. Über dem Pamir, Hindukusch und Tianshan liegt eine dichte chaotisch strukturierte Wolkendecke. Über dem Untersuchungsgebiet ist ein schmaler Korridor von Swat/Chitral nach NE reichend nahezu wolkenfrei - unter dem Vorbehalt, daß Schnee- und Wolkenfelder nicht immer eindeutig zu trennen sind.

Die wolkenfreie Zone deutet auf Wolkenauflösung im Lee des Hindukusch hin. Über dem östlichen Kohistan und dem Nanga Parbat Massiv befindet sich ein mächtiger Ci-Schirm mit scharfer polseitiger Begrenzung, die auf ein Jestreammaximum hindeutet.

Nördlich der Karakorumhauptkette ist die Bewölkung aufgelöst.

Die Bodendaten indizieren nachlassende Niederschlagsaktivität. Jeweils 3 Stationen melden schwache Niederschläge und Traces. Die Niederschläge in Astor und Chilas hängen offensichtlich mit dem oben genannten Ci-Schirm zusammen.

Die Situation am 7.3. leitet trotz weiterhin starker zyklonaler Aktivität im W des Hindukusch und über dem Tianshan die Auflösung der Schlechtwetterlage über dem Untersuchungsgebiet ein.

8.3.87: Ein bodennaher Hochdruckkeil reicht vom Persischen Golf über die Arabische See bis Südindien.

Im 500 hPa-Niveau treten südlich des Tarimbeckens nur flache Druckgradienten auf. Über dem Tarimbecken findet sich ein flacher Trog. Über dem Subkontinent dominieren westliche Höhenwinde. Das Satellitenbild zeigt den Subkontinent nahezu wolkenfrei. Mit Ausnahme eines isolierten Wolkenfeldes im Bereich Nanga Parbat ist auch das Untersuchungsgebiet wolkenfrei - unter dem Vorbehalt ungünstiger Beleuchtungsverhältnisse der Szene.

Von den 13 Bodenstationen werden keine Niederschläge mehr gemeldet.

Am 8.3. handelt es sich um eine typische Auflösungssituation. Maßgeblich ist sicherlich die Position eines Troges über dem Tarim mit der Folge, daß kontinentale trockene Luftmassen aus NE (vgl. Windmeldung Srinagar) das Gebiet beeinflussen.

7.4.5.3 5. - 8. Februar 1987

5.2.87: Die Bodenwetterkarte zeigt ausgeglichene Druckverhältnisse über dem Subkontinent. Eine Okklusion mit Warmfrontcharakter erreicht die N-Abdachung des Tianshan.

Auf 500 hPa können 2 für das Gebiet relevante Trogachsen lokalisiert werden:

- a) vom östlichen Subkontinent bis Tibet in SW-NE-Ausrichtung,
- b) westlich 55°E vom Persischen Golf zum Kaspischen Meer.

Dazwischen erstreckt sich ein schwacher Rücken über dem nordwestlichen Subkontinent mit einer Achse etwa entlang des Induslaufes im pakistanischen Tiefland. Aus dieser Konstellation resultieren südwestliche Höhenwinde über Afghanistan und WNW-Winde über Nordpakistan, Kashmir und dem Tarimbecken. Nördlich 40° N ergeben sich hohe meridionale Druckgradienten.

Auf 200 hPa sind die für 500 hPa beschriebenen Tröge in ähnlicher Position wiederzufinden.

- DMSP-Bild entfällt -

Im Untersuchungsgebiet wurden keine Niederschläge registriert.

6.2.87: Die Bodenwetterkarte zeigt im wesentlichen die Situation des Vortages.

Auf 500 hPa haben sich die Achsenpositionen der Tröge und des Rückens nach E verschoben. Durch die Verlagerung der Trogachse gelangt das Untersuchungsgebiet zumindest teilweise unter den Einfluß südwestlicher Höhenwinde, wie die Radiosondenmeldungen belegen (Srinagar 15 kn SW, Multan 35 kn SW, Faisabad 25 kn SW). Über dem Tarimbecken dominieren dagegen westliche Winde mit 20-35 kn.

Im 200 hPa ist die Konstellation der Tröge ähnlich wie auf 500 hPa.

Auf dem Satellitenbild zeigt sich starke Bewölkung nördlich von 35° N. Über dem Tianshan ist ein Aufgleitschirm zu erkennen, der räumlich mit der Okklusion auf der Bodenwetterkarte korrespondiert. Über Afghanistan und den Hindukusch zieht eine Störung mit deutlich erkennbarem Aufgleitschirm (verdeckte Warmfront) und einem durch Cu markierten Kaltfrontsektor im W heran. Ein mächtiger Wirbel im Bereich des Aralsees markiert ein Höhentief in Übereinstimmung mit dem 200 hPa-Trog.

Über dem pakistanischen Tiefland ist in guter Übereinstimmung mit den Radiosondenmeldungen ein Wolkenband erkennbar, dessen Transversalstrukturen eine starke SW-Strömung indiziert. Bei Annäherung an die Hochgebirgsketten erfolgt durch Einwirkung der Orographie eine Verdichtung und Zerfaserung der Wolkenstruktur, die über den Karakorum hinwegreicht.

Auffällig ist, daß der Übergangsbereich zwischen Karakorum und Hindukusch sowie Oberchitral nur relativ geringfügige Wolkendecken aufweisen.

An den Bodenstationen wird nur in Chitral ein minimaler Niederschlag (0,3 mm) registriert.

7.2.87: Die Druckverhältnisse über dem Subkontinent sind ausgeglichen.

Das Satellitenbild zeigt den Subkontinent weitgehend wolkenfrei. Der Tienshan ist von einem dichten Wolkenschirm überdeckt, der aus W-NW herangezogen ist, wie die Verwirbelungsstrukturen im Lee belegen. Hindukusch und Pamir unterliegen ebenfalls wie am Vortag dem Einfluß einer westlichen Störung. Im oberen Chitral und Wakhan ist eine wolkenfreie Zone zu erkennen, die sich aus der Abschirmung sowohl nach W-NW im Lee des Hindukusch als auch nach S ergibt. Über dem Westhimalaya (Nanga Parbat) und dem Karakorum Hauptkamm zeigt sich eine verdichtete Bewölkung. Ci-Longitudinalstrukturen verweisen auf eine SW-Höhenströmung über den Kamm hinweg.

Trotz der relativ dichten Bewölkung ist die Niederschlagswirksamkeit am Boden gering. Dagegen treten an den Stationen Drosh und Chitral extrem starke Niederschläge von mehr als 30 mm auf.

Die Situation hebt die Sonderstellung der Stationen im SW-Quadranten bemerkenswert hervor. Unterstellt man, daß die Weststörungen im Lee des Hindukuschs deutlich an Wirksamkeit verlieren, können die hohen Niederschläge im Chitral nur im Zusammenhang mit zusätzlicher Advektion von Luftmassen aus südlicher bis südwestlicher Richtung erklärt werden. Dies legt nahe, analog zu den Sommersituationen einen Superpositionseffekt von Weststörungen und Vordringen relativ warmer (maritimer?) Luftmassen aus dem Tiefland zu postulieren.

8.2.87: Die Bodenwetterkarte zeigt ein Tiefdruckgebiet über dem Punjab und ein Hoch über Tibet.

Der westliche Trog auf 500 hPa ist gegenüber dem Vortag flacher geworden und hat seine Achse auf eine Position entlang 70°E zwischen Pamir und Sindh verlagert. Um die Vorderseite des Troges strömen weiterhin südwestliche Höhenwinde (z.B. Multan 30 kn SW, Kashgar 25 kn SW). An der Rückseite (im W) des Troges dominieren NW-Strömungen und nördlich 40°N reine Westströmungen.

Auf 200 hPa liegt die Trogachse zwischen 72 und 75°E.

Das Satellitenbild zeigt das indopakistanische Tiefland fast völlig wolkenfrei.

Pamir, Tienshan und das Untersuchungsgebiet westlich von 78°E liegen noch unter einer dichten Wolkendecke.

Trotz teilweise dichter Bewölkung ist deren Wetterwirksamkeit an den Talstationen sehr gering. In Astor wird ein minimaler Niederschlag von 0,3 mm registriert. In Drosh und Gilgit werden Traces vermerkt; die übrigen Stationen weisen keine Meldungen auf.

Auch am Folgetag wird nur in Naran ein Niederschlag von 14,7 mm registriert.

Die oben erläuterte Sequenz hebt die hygrische Begünstigung der Stationen Drosh und Chitral bei südwestlichen Wetterlagen deutlich hervor. Während das übrige Untersuchungsgebiet weitgehend niederschlagsfrei blieb, traten hier heftige Starkregen auf. Eine Ursache kann u.U. in der Kanalisierung einer südwestlichen Strömung durch den Verlauf des NNE/SSE orientierten Kunar-Tales bzw. das Streichen des Hindukusch-Kauptkammes gesehen werden.

Tab.30: Tägliche Niederschlagssummen vom 4.2. bis 9.2.87
Daily sums of precipitation from 4.2. to 9.2.87

Stat.	4.2	5.2	6.2	7.2	8.2	9.2
Naran	0	0	0	0	0	14,7
Chilas	0	0	0	0	0,3	0
Kalam	----- missing -----					
Drosh	0	0	0	39,2	TR	0
Chitral	0	0	0,3	34,4	0	0
Gilgit	0	0	0	0	TR	0

TR: traces

Datumsangaben beziehen sich auf den Vortag des Ablesetermin (8 h Ortszeit)
dates related to preceding day of gauge reading (8 h local time)

Übrige Stationen ohne Niederschlagsmeldung
Remaining stations recording zero

7.4.5.4 9. März - 14. März 1986

Eine weitere Fallstudie soll hier nur knapp dokumentiert werden.

Die Niederschlagsdaten sind in Fig. A731 und Tab. 31 dargestellt. Eingeleitet wurde die Niederschlagsperiode von einer Trogkonstellation analog 7.4.5.3. mit entsprechender Verteilung der Höhenwinde. Ergiebige Niederschläge am 11.3, 12.3 und 13.3. resultierten aus einer anhand von DMSP-Bildern dokumentierten Wechselwirkung aus einer von NW über Pamir und Hindukusch heranziehenden, genetisch an ein Höhentief über dem Aralsee gebundenen, frontalen Störung und der Zufuhr von feuchtwarmer Luftmassen von der Arabischen See her.

Tab.31: Tägliche Niederschläge vom 9.3. bis 15.3.86
Daily sums of precipitation from 9.3. to 15.3.86

Stat.	9.3	10.3	11.3	12.3	13.3	14.3	15.3
Naran	0	6,1	11,2	8,1	19,3	23,8	27,4
Chilas	0	13,9	4,8	TR	16,4	2,0	0
Astor	0	19,4	14,0	10,7	31,0	3,5	1,1
Kachura	0	14,0	0,8	2,8	4,1	1,0	0
Skardu	0	18,3	2,3	6,8	10,7	0	0
Yugo	0	13,2	4,6	4,1	5,6	1,0	0
Bunji	0	4,0	2,0	1,0	6,6	0,6	TR
Kalam	3,8	52,8	33,9	12,5	31,0	7,3	7,2
Drosh	4,3	33,9	12,5	31,0	7,3	7,2	0,4
Chitral	1,6	41,6	5,1	26,3	13,4	3,1	0
Gupis	0	0	4,1	3,1	5,6	0,5	0
Gilgit	0	3,3	2,5	TR	2,4	TR	0
Karim.	0	2,5	1,5	0	0,5	0	0

TR: traces

Datumsangaben beziehen sich auf den Vortag des Ablesetermin (8 h Ortszeit)
dates related to preceding day of gauge reading (8 h local time)

7.4.5.5 Diskussion

Die oben exemplarisch erläuterten Fallbeispiele zeigen, daß niederschlagswirksame Witterungsabläufe im Winter und Frühjahr in erster Linie von den großräumigen Rossby-Wellen in der oberen und mittleren Troposphäre gesteuert werden. Starke meridionale Druckgradienten von Südasien bis

Zentralsibirien in der oberen Troposphäre (200 hPa) induzieren eine mäandrierende Höhenwestwindströmung mit starker meridionaler Komponente bei hohen Geschwindigkeiten. Die Konstellation der Tröge und Rücken im 200 hPa-Niveau überträgt sich auf die Druckverteilung im wetterwirksamen 500 hPa-Niveau.

Eine für Niederschläge im Untersuchungsgebiet günstige Konstellation ergibt sich, wenn die Achse des 500 hPa-Troges etwa entlang 60-65°E sich vom Ural bis in den Iran erstreckt. Die nächstgelegene östliche Trogachse liegt etwa entlang 100 - 110°E.

Anstelle des westlichen Troges mit ausgedehnter Achse kann auch ein isoliertes, aber stark ausgeprägtes Höhentief über dem Aralsee auftreten.

Für das Untersuchungsgebiet und auch das pakistanische Tiefland ergibt sich daraus eine südwestliche Strömung in der mittleren und oberen Troposphäre. In die 500 hPa Strömung eingebettet, ergeben sich für zyklonale Störungen mediterraner Provenienz 2 mögliche Zugbahnen:

a) vom zentralen Mittelmeerraum über den mittleren Osten, den Persischen Golf, Iran und dann vom SW her in das Untersuchungsgebiet (dazu auch KAZI u. KHAN 1961),

b) vom östlichen Mittelmeer bzw. Schwarzem Meer über den Kaukasus, Kaspisches Meer, Aralsee, Afghanistan bzw. Usbekistan, Pamir bzw. Tienshan von W - NW in das Untersuchungsgebiet.

Die Analyse der Satellitenbilder und Wetterkarten zeigte, daß in keinem Fall der Weg einer frontalen Störung über Weg a) zu verfolgen war. Dagegen ließ sich in mehreren Fällen (Beispiele: 1.4.87, 2.4.87, 4.4.87, 5.4.87, 5.3.87, 6.2.87, 11.3.86) der Weg einer Zyklone vom Kaspischen Meer bzw. Aralsee in das Untersuchungsgebiet verfolgen. Nach LYDOLPH (1977) gilt der Raum Kaspisches Meer/Aralsee als ein Zentrum der Zyklonese. Teilweise stammen die Zyklonen ursprünglich aus dem östlichen Mittelmeerraum und erfahren über dem Kaspischen Meer eine Regeneration, oder sie entstehen erst in Kasachstan infolge eines Höhentiefs (vgl. Bild 31, 6.4.87). Damit ist der noch häufig gebräuchliche Begriff der "mediterranen Störungen" in bezug auf das Untersuchungsgebiet zu relativieren. Die Störungen erreichen das Untersuchungsgebiet häufig in okkludierter Form, nachdem sie den Hindukusch-Hauptkamm passiert haben. Auch GREBNER (1990) unterstreicht die Bedeutung der Zyklonen vom "Kaspischen", "Amur Darya" und "Murgab"-Typ für den Winterniederschlag in Tienshan, Pamir und angrenzenden Hochgebirgen.

Im Lee des Hindukusch/Pamir-Komplexes verlieren die Störungen an Wetterwirksamkeit, wie z.B. die Szenen am 7.2.87, 6.2.87 mit Wolkenauflösung im Raum Oberchitral, Wakhan zeigen. Daher liegt der Schluß nahe, daß die besagten Zyklonen alleine nicht den hohen Frühjahrsniederschlag vor allem im SW des Untersuchungsgebietes auslösen können. Aus der obengenannten Trogkonstellation ergibt sich jedoch eine SW-Strömung in der mittleren Troposphäre vom pakistanischen Tiefland bzw. dem Persischen Golf in den Hochgebirgsraum. Diese Luftmasse kann aufgrund der Erwärmung einen zusätzlichen Input an Wasserdampf in den Hochgebirgsraum leisten, der vor allem im Raum Unterchitral/Swat zu ergiebigen Stauniederschlägen führen muß (vgl. Situation am 5.3.87, 6.3.87). Zusätzlich ist eine Konvergenz mit der relativ kalten aus W bzw. NW über den Hindukusch heranströmenden, störungsgebundenen Kaltluftmasse denkbar, die zu einer verstärkten Niederschlagsbildung im Untersuchungsgebiet führen muß. Hierin besteht eine gewisse Analogie zu den Sommersituationen.

Eine typische Konstellation ist in Fig. 14 abgebildet. Ein Trog westlich des Pamir bewirkt an seiner Vorderseite die Zufuhr warmer Luftmassen vom pakistanischen Tiefland bzw. der Arabischen See in das südwestliche Untersuchungsgebiet mit der Folge heftiger Niederschläge durch Aufgleitvorgänge an den Gebirgskämmen ohne direkte Einwirkung eines Frontensystems. Eine Kaltfront passiert das westliche Vorland des Hindukuschs. Nach Angaben von LYDOLPH (1977) und GREBNER (1990) und den ausgewerteten Wetterkarten sind Warmfronten wesentlich seltener anzutreffen. Die nachrückende Kaltluftmasse kann später den Hindukuschkamm überqueren und auch im Untersu-

chungsgebiet Niederschläge auslösen. Da die Satellitenbilder im Gegensatz zum Sommer häufig sehr diffuse und komplexe Wolkenstrukturen zeigen, wurde für Fig. 14 auf Wolkensignaturen verzichtet. Weitere Studien sind hierzu noch erforderlich.

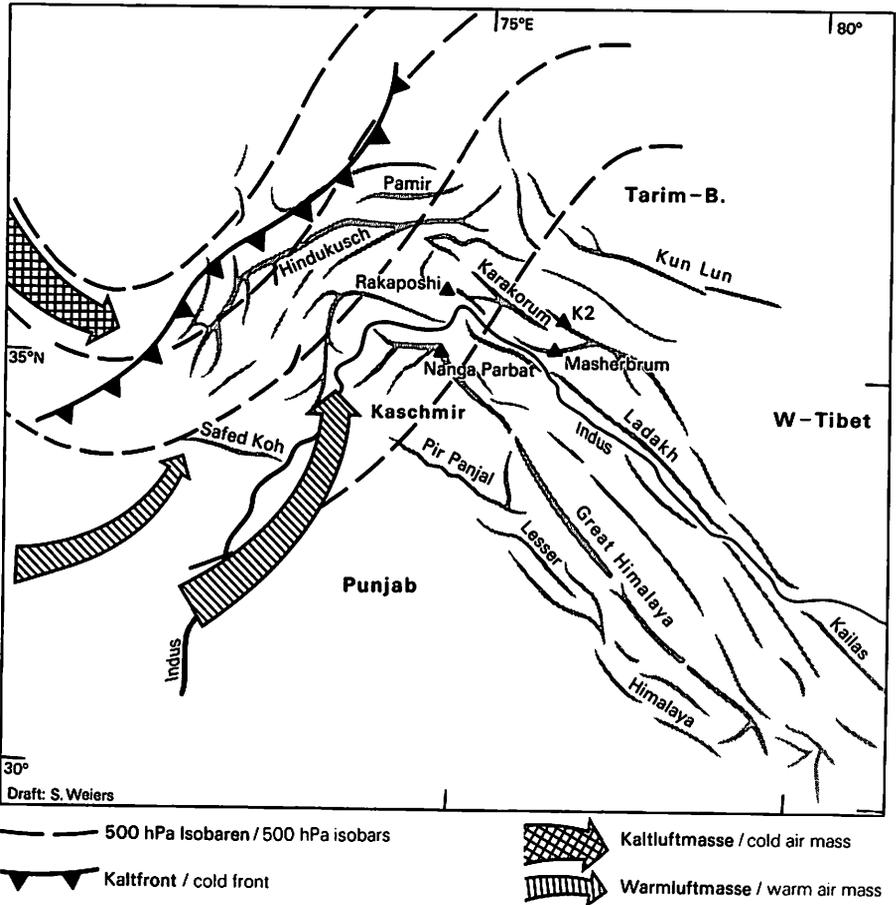


Fig. 14: Typische Niederschlagswetterlage im Frühjahr
Typical precipitation weather situation in spring

7.5 Zusammenfassung

Die Auswertung semilogarithmisch klassifizierter Häufigkeiten der Tagesniederschläge erbrachte bemerkenswerte Unterschiede der Niederschlagsregime an den einzelnen Stationen, die aus den Monatssummen allein nicht ersichtlich sind.

Starkniederschläge treten bevorzugt im südwestlichen Bereich des Untersuchungsgebietes und im Frühjahr auf. Dagegen sind die Stationen in den Tälern des Karakorum durch große Häufigkeiten von Spurenniederschlägen gerade in den Sommermonaten gekennzeichnet. Sie können als Indikatoren für Schlechtwettereinbrüche in den Hochlagen gewertet werden. Demzufolge sind die Sommer-niederschläge oberhalb der ariden Talstufen von größerer Bedeutung als bislang angenommen.

Die Untersuchung von Tagesgängen verschiedener meteorologischer Parameter aus Hochlagen erbrachte Hinweise auf die tageszeitliche Dynamik der Bewölkung. Die Bewölkung erwies sich als eine zentrale Steuerungsgröße für Strahlungs- und Temperaturhaushalt.

Korrelationsanalysen von Höhenwind- und Bodenniederschlagsdaten zeigten signifikante Zusammenhänge zwischen Frühjahrsniederschlägen und Höhenwinden (500 und 300 hPa, Radiosonde Srinagar) aus W. Für die Stationen Chitral und Drosh ergab sich eine stärkere Betonung der S-Komponente.

Die Juliniederschläge fast aller Stationen korrelieren hochsignifikant mit südlichen Winden auf 500 hPa.

Dieser Zusammenhang konnte durch Fallstudien sommerlicher Niederschlagssituationen unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern und Wetterkarten bestätigt werden.

Sommerliche Niederschläge in Tälern und Hochlagen waren an 2 Voraussetzungen gebunden:

- a) das Auftreten starker Konvektion (Cb-Cluster) im Zusammenhang mit Monsundepressionen im unmittelbaren Vorland, d.h. westlich von 76°E und nördlich von 30°N,
- b) eine südliche Höhenströmung zumindest im 500 hPa-Niveau über dem Untersuchungsgebiet, induziert durch einen Trog über dem Pamir bzw. durch Ausströmen von Luftmassen aus einer Höhenantizyklone über W-Tibet.

Sind diese Bedingungen gleichzeitig erfüllt, wird Wasserdampf in den hochreichenden Konvektionszellen aus der bodennahen Monsunzirkulation in die mittlere bis obere Troposphäre gehoben, in die S-Strömung auf 500 hPa eingespeist und kann damit auch die Kammhöhen des W-Himalaya überwinden. Niederschläge fallen dann an den Karakorumkämmen durch erzwungene Konvektion aus und können durch Kaltluftzufuhr aus NW verstärkt werden.

Die Winter/Frühjahrsniederschläge hängen mit meridionalen Wetterlagen infolge eines Höhentrogens mit Achse zwischen 60° und 70°E zusammen. An der Vorderseite werden warme Luftmassen aus dem pakistanischen Tiefland bzw. der Arabischen See in das Untersuchungsgebiet gesteuert, die infolge orographischer Hebung vor allem im südwestlichen Untersuchungsgebiet starke Niederschläge auslösen können. Die den Hindukusch und Pamir passierenden Fronten mit nachfolgenden Kaltluftmassen sind von etwas geringerer Niederschlagswirksamkeit.

8 Digitale Klimakarten und weiterführende Auswertungen mit einem Geographischen Informationssystem (GIS)

8.1 Karte der mittleren Jahresniederschlagssummen (ca. 1:1 Mio.)

8.1.1 Erfassung und Aufbereitung der digitalen Geländedaten

Als topographische Grundlage zur Erarbeitung einer computergestützten großräumigen Karte der mittleren Jahresniederschläge diente die ONC 1:1 000 000 (Blätter: G-6, G-7, Edition 5, 1974), die abgesehen von kleineren Unstimmigkeiten bei der Lokalisierung von Ortschaften eine für den großräumigen Ansatz hinreichende Genauigkeit bietet. Auf der ONC-Karte sind die Isohypsen unterhalb von 7000 ft in 1000 ft- und oberhalb in 2000 ft-Intervallen angegeben. Zur besseren Erfassung der Isohypsen wurde die Kartenvorlage im Fotolabor des Geographischen Institutes Bonn als 2:1 Vergrößerung reproduziert.

Die Auswahl des zu digitalisierenden Kartenausschnittes erfolgte nach den bereits in 1.1 erläuterten Kriterien zur Abgrenzung des Untersuchungsgebietes. Sie ist nicht im strengen Sinne naturräumlich definiert und daher nicht ganz ohne Willkürlichkeit. Wichtigstes Kriterium der Abgrenzung nach S war der Ausschluß von Gebieten, die noch eindeutig dem monsunalen Regime zuzuordnen sind, also ein Niederschlagsmaximum im Sommer aufweisen. Wie in 5.1 dargelegt, ist die Niederschlagsverteilung für den Sommer allein mit einem Trendflächenansatz nicht zu modellieren.

Die westliche Abgrenzung erfolgte grob durch den Hindukusch-Hauptkamm, die nördliche Grenze verläuft ca. 30 km jenseits der Staatsgrenzen Pakistans mit der VR China und Afghanistan. Die östliche Grenze entspricht etwa dem 76. Längengrad (E). Die genauen Eckkoordinaten betragen 37°04'N/71°41'E, 37°00'N/75°59'E, 35°08'N/71°41'E, 35°03'N/75°53'. Aufgrund der begrenzten Datenkapazität des zur anschließenden Rasterinterpolation verwendeten Programmpaketes Surfer wurde der Kartenausschnitt in insgesamt 15 Maschen segmentiert.

Die Digitalisierung erfolgte segmentweise mit einem Summagraphics- Digitalisiertablett, das an einen 386er PC angeschlossen und über das IDRISI-Digitize-Modul gesteuert wurde. Die Erfassung der Höhenlinien erfolgte als IDRISI-Linienvektordatei. Die Gipfelpunkte wurden als Punktvektoren abgespeichert. In schwach reliefierten Plateau- und Beckenlagen wurden zusätzlich manuell interpolierte Hilfhöhenlinien einbezogen. Die Qualitätskontrolle der Digitalisierung erfolgte interaktiv am Bildschirm.

Mit Hilfe eines am Geogr. Inst. Bonn entwickelten Schnittstellenprogrammes konnten die digitalisierten IDRISI-Vektordateien in ein für das Interpolationsprogramm Surfer lesbares (Punktvektor)-Format transformiert werden. Das Surfermodul Topo bietet zur Interpolation von Punktvektordaten in Raster verschiedene Algorithmen an. Nach mehreren Testläufen zeigte sich, daß die besten Ergebnisse der Interpolation und Rastertransformation mit dem Kriging-Verfahren erzielt wurden. Detaillierte Angaben zu den mathematischen Grundlagen und geowissenschaftlichen Anwendungen des Kriging-Verfahrens finden sich in BURROUGH (1990). Aus inhaltlichen und rechentechnischen Gründen erwies sich die Vorgabe einer Bodenauflösung des Rastermodells von ca. 1x1 km als zweckmäßig. Die Wahl einer höheren Auflösung hätte zu einer Potenzierung der ohnehin langen Rechenzeiten am PC (insgesamt ca. 15 h) bei nur geringem Zuwachs an inhaltlicher Aussagekraft geführt.

Nach Ausführung des Kriging Algorithmus wurde die Güte der Interpolation für jede einzelne Masche am Bildschirm kontrolliert und die Rasterdatei über eine weitere Schnittstelle in IDRISI reimportiert. Über das Concat-Modul konnten die Rastermaschen zu einem Gesamtmodell (216 Zeilen x 385 Spalten) zusammengefügt werden. Anschließend erfolgte die Umrechnung der in ft angegebenen

Höheninformation in Meter durch Multiplikation mit dem Faktor 0,3045.

Zur topographischen Orientierung wurden aus dem gleichen Kartenausschnitt die wichtigsten Flüsse, Ortschaften und Berggipfel als separate Vektordatei digitalisiert, die bei allen Bearbeitungen in IDRISI interaktiv am Bildschirm aufgerufen und auf die entsprechenden Rasterbilder projiziert werden kann.

Einen Eindruck des digitalen Geländemodells vermittelt die Höhengschichtkarte auf Beilage 5 sowie die 3-D-Projektion eines DGM-Ausschnittes in Fig. 15.

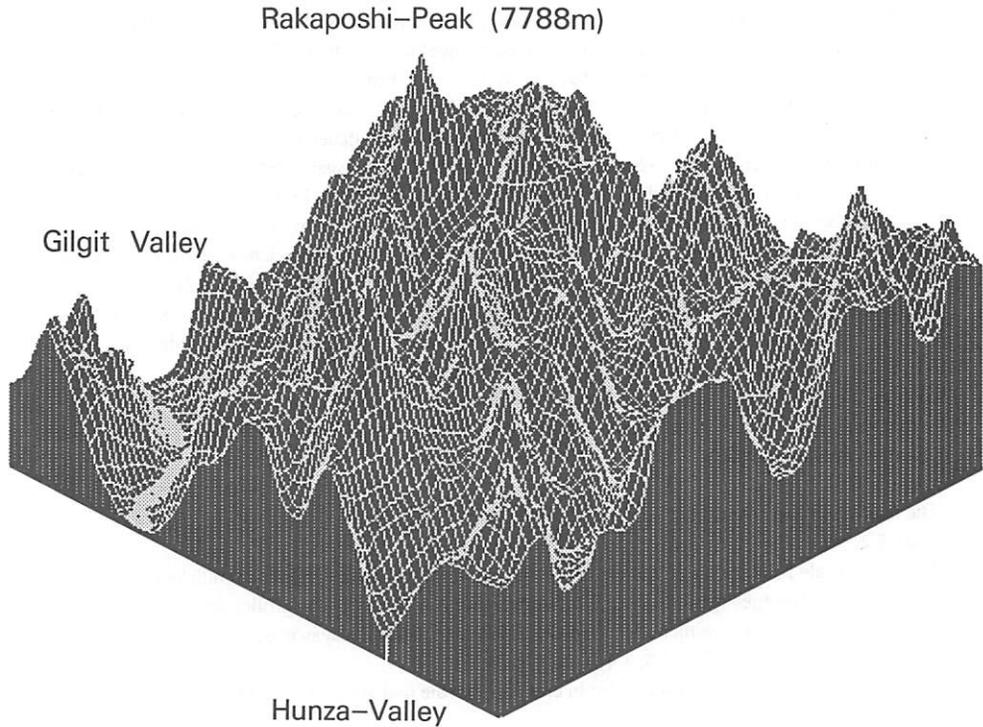


Fig.15: Ausschnitt des digitalen Geländemodells
Segment of the digital terrain model

8.1.2 Der multivariate Regressionsansatz zur Berechnung einer Jahresniederschlagskarte

8.1.2.1 Basishypothesen und Randbedingungen

Die Berechnung einer Karte der mittleren Jahresniederschläge bedeutet die Operationalisierung der in 2.2, 4.2, 7.2 dargelegten Sachverhalte mit Hilfe eines dreidimensionalen Trendflächenmodells für die Variablen geogr. Breite, Länge und Meereshöhe. Im Gegensatz zum Trendflächenansatz in 7.2, der in erster Linie zur Untersuchung der jahreszeitlichen Abweichungen der realen Monatssummen von den durch großräumige Gradienten erklärten Anteilen herangezogen wurde, soll hier eine möglichst realistische Abschätzung der Jahresniederschlagssummen vorgenommen werden. Während die Variable Meereshöhe im ersten Ansatz lediglich zum Zweck der Elimination des Höheneinflusses bei stärkerer Akzentuierung der horizontalen Gradienten eingeführt wurde, muß die vertikale Dimension hier besonders hervorgehoben werden. Aus den in 5.2.3, 5.2.4 und 5.2.6 dargelegten Sachverhalten ergibt sich, daß der Höhengradient am realistischsten durch eine Exponentialfunktion approximiert werden kann. Die empirische Erfassung des Gradienten erfordert daher zwingend die Einbeziehung von Stationen in höheren Lagen (Naltar 2880 m, Diran 4150 m, Misgar 3088 m). Obwohl für diese Stationen nur kurzfristige Meßreihen zur Verfügung stehen und sich die Frage der Repräsentanz aufdrängt, erscheint eine Einbeziehung der Jahressummen vertretbar, da in den Meßjahren (1982/83 Naltar, 1990 Diran) an den benachbarten Stationen keine allzu großen Abweichungen (> 1 Standardabweichung) vom Mittelwert der Referenzperiode (1980-89) auftraten und evtl. Fehler durch die Summierung über ein Jahr teilweise kompensiert werden. Die Niederschlagssumme der Station Misgar beruht auf Messungen außerhalb der für die übrigen Stationen gültigen Bezugsperiode. Eine Überprüfung der Ergebnisse muß dann unter Einbeziehung der Befunde indirekter Methoden (Schneeakkumulationsmessungen, Abflüsse, Vegetationsverteilung) erfolgen. Zusammengefaßt ergeben sich folgende Prämissen für das Regressionsmodell zur Ermittlung der mittleren Jahresniederschläge:

- Die Niederschläge nehmen bei konstanter Höhe von SW nach NE ab (horizontaler Gradient) (vgl. 2.2, 5.1).
- Der horizontale Niederschlagsgradient ergibt sich aus der Staffelung von im wesentlichen NW-SE streichenden Hauptgebirgsketten wie W-Himalaya und NW-Karakorum (großbräuniger Luv-Lee-Effekt) sowie den jahreszeitlich alternierenden Einflüssen niederschlagswirksamer Luftmassen aus S, SW, W und NW (vgl. 7.2, 7.3, 7.4).
- Rechnerisch kann der SW-NE-Gradient in eine meridionale und zonale Komponente zerlegt werden.
- Die zonale Komponente (W-E-Gradient) kann durch eine lineare Funktion approximiert werden.
- Die meridionale Komponente folgt dagegen einer nichtlinearen Funktion, d.h. im S des Untersuchungsgebietes ist eine steilere Abnahme der Niederschläge zu verzeichnen als im nördlichen Bereich (vgl. Fig. 4, Querprofil)
- Die Einbeziehung der vertikalen Komponente kann durch Superposition einer Exponentialfunktion auf die Trendfläche des horizontalen Gradienten erfolgen. Der Wendepunkt der Kurve des vertikalen Niederschlagsgradienten liegt zwischen 4000 und 4500 m NN (vgl. 5.2.6)
- Oberhalb von 6000 m NN ist eine weitere Zunahme des Niederschlages aus physikalischen Gründen nicht mehr möglich (vgl. WEISCHET 1965).

8.1.2.2 Methodische Umsetzung

Grundsätzliches zur multivariaten Regressionsrechnung: Die genauen mathematischen Grundlagen der multiplen Regressionsrechnung werden in zahlreichen Statistikhandbüchern ausführlich dargestellt (u.a. SCHÖNWIESE 1985, BAHRENBERG u. GIESE 1975, CLARK u. HOSKING 1986, SACHS 1974) und sollen an dieser Stelle nicht im Detail ausgeführt werden.

Analog zur zweidimensionalen linearen Regression dient auch der multivariate Regressionsansatz der Schätzung einer Zielgröße (abhängige Variable) aus (hier) mehreren Prädiktoren (unabhängige Variablen) auf Basis eines postulierten linearen Zusammenhanges. In der allgemeinen Form lautet die multivariate Regressionsgleichung:

$$y = A + bb_1 + cb_2 + db_3 \dots\dots$$

Entsprechend der zweidimensionalen Regression zielt die Berechnung auf eine Minimierung der Restvarianz bei Maximierung der erklärten Varianz (ausgedrückt durch das Bestimmtheitsmaß) unter Verwendung der Methode der kleinsten Quadrate (least square) ab. Im Gegensatz zur zweidimensionalen Regression wird die Beziehung hier in einem multidimensionalen Merkmalsraum ermittelt. Es gilt auch die Voraussetzung einer zumindest annähernden Normalverteilung. Die einzelnen Regressionskoeffizienten ($b_{1..n}$) können mit Hilfe eines t-Testes auf Signifikanz überprüft werden, d.h. es wird die Hypothese getestet, daß auch die Regressionskoeffizienten der Grundgesamtheit im Rahmen einer gegebenen Irrtumswahrscheinlichkeit von 0 verschieden sind. Wichtigstes Gütekriterium der Schätzung ist das Bestimmtheitsmaß, das den Anteil der Varianz der Zielgröße angibt, der von der Regression erklärt wird.

Aus obengenannter Formel ergibt sich, daß das Regressionsmodell additiv wirkt, indem die Einflüsse der einzelnen Prädiktoren aufsummiert werden.

Kernproblem der Anwendung des multivariaten Regressionsansatzes ist das Postulat linearer Zusammenhänge gegenüber den in 8.1.2.1 geforderten nichtlinearen Funktionen für die meridionale und vertikale Komponente des Niederschlagsgradienten. Ein Lösungsweg bietet sich über die Transformation der entsprechenden Prädiktoren vor Berechnung der Regressionsgleichung an. Zahlreiche wertvolle Vorschläge zu Variablentransformationen bei nichtlinearen Zusammenhängen finden sich bei CLARK u. HOSKING (1986). Aufgrund der vielfältigen Kombinationsmöglichkeiten verbleibt nach Ansicht der Autoren und auch von SCHÖNWIESE (1985, S.153) in der Praxis nur der Weg der "empirischen Suche nach dem geeignetsten nicht linearen Regressionsmodell". Die Autoren verweisen jedoch nachdrücklich darauf, daß die Variablentransformation nicht den inhaltlichen Gegebenheiten bzw. den zuvor formulierten Basishypothesen (vgl. 8.1.2.1) widersprechen darf. Statistische Kontrollmöglichkeiten ergeben sich aus den Gütekriterien von Bestimmtheitsmaß und Signifikanzniveau.

Regressionsansatz zur Schätzung der Niederschlagsjahressummen: Für die Berechnung der Regressionsgleichung zur Niederschlagsschätzung im Untersuchungsgebiet erbrachte die Transformation der y-Variable (meridionale Komponente) in einen reziproken Wert ($y' = 1/y$) und der z-Variable (Meereshöhe in m) durch eine Umskalierung und Exponentiierung ($z' = \text{Exp}(z/2000)$) die beste statistische Anpassung.

Aus programmiertechnischen Gründen (s.u.) erschien es sinnvoll, die Lage der Klimastationen als relative Koordinaten (x,y) in die Gleichung einzuführen. Die relativen Koordinaten ergeben sich aus den Entfernungen (in km) der einzelnen Klimastationen von in das Kartenblatt eingetragenen Basislinien bzw. orthogonalen Achsen. Der Nullpunkt des Koordinatensystems liegt bei 34°30'N/71°30'E

und damit etwas außerhalb des digitalisierten Ausschnittes. Im Verlauf der Auswertung erwies es sich als zweckmäßig, den ursprünglich zur Digitalisierung vorgesehenen Kartenausschnitt nach S und W zu verkleinern, da in diesen Randbereichen die für das Modell zugrundegelegten Gradienten ihre Gültigkeit verlieren, z.B. durch den dominanten Einfluß des Monsuns südlich 35°N. Die westliche Basislinie in y-Richtung folgt genau 71°30'E. Orthogonal dazu verläuft die südliche Basislinie, ausgehend vom Nullpunkt etwa entlang 34°30'N, jedoch aufgrund der Geometrie des Gradnetzes nicht streng parallel, sondern mit einem Versatzbetrag von max. 04' nach S an der östlichen Begrenzung des digitalisierten Geländeauschnittes. Da die ONC-Kartenblätter auf einer längentreuen, konformen konischen Projektion nach LAMBERT (vgl. HAKE 1982) basieren, können die Stationen nach diesem Verfahren eindeutig und nachvollziehbar lokalisiert werden, obwohl die Orientierung der orthogonalen Achsen geringfügig von der E-W bzw. S-N-Richtung abweichen. Die Qualität der empirischen Berechnung wird davon nicht beeinträchtigt, da die Parameter der Regressionsgleichung an diese Gegebenheit angepaßt werden.

Die relativen Koordinaten wurden aus der Karte abgetragen und zusammen mit den Höhenangaben und Jahresniederschlagssummen in das Statistikprogramm Statgraphics eingelesen. Die Variablen Niederschlag sowie die teilweise transformierten Lagevariablen wurden anschließend mit dem Programm Statgraphics rechnerisch (Kolmogorov-Smirnov-Test) und grafisch (kumulativer Plot der Ausgangsdaten gegen eine idealisierte Verteilungsgerade in logarithmisch skaliertem Koordinatensystem) auf Normalverteilung überprüft. Es zeigt sich, daß die Häufigkeitsverteilung der Niederschlagssummen eine positive Schiefe aufweist, die eher auf eine logarithmische Normalverteilung hinweist. Ähnliches gilt für die Verteilung der transformierten Höhe. Die x-Variable zeigte dagegen eine optimale Anpassung an die Normalverteilung. BAHRENBURG u. GIESE (1975) halten es auch bei nicht eindeutiger Erfüllung der Normalverteilung für vertretbar, mit PEARSON's Produktmomentkorrelationskoeffizienten zu rechnen, mit denen auch die Ermittlung der multivariaten Regressionsparameter ursächlich zusammenhängt (vgl. SCHÖNWIESE 1985). BAHRENBURG u. GIESE (1975) plädieren in diesem Fall für eine kritische Überprüfung der Zusammenhänge mit Hilfe von Streudiagrammen (vgl. Fig. A801, A802, A803) und eine vorsichtige Interpretation der Ergebnisse von Signifikanztests.

Interaktiv wurden Regressionsgleichungen mit verschiedenen Varianten der Variablentransformation durchgetestet. Die beste Approximation konnte mit untenstehender empirischer Formel erzielt werden:

$$N = 49892 * 1/y - x * 1,623 + 103,63 * e^{(z/2000)}$$

N - Jahresniederschlag in mm, y - rel. y-Koordinate in km, x - rel. x-Koordinate in km, z - Meereshöhe in m, e = 2,7183

Die in Regressionsgleichungen häufig eingesetzte Konstante a konnte mit einem in Statgraphics integrierten Algorithmus eliminiert werden, nachdem ein t-Test für die Parameter der Gleichung die Konstante nicht als signifikant bestätigte. Die Elimination der Konstante führte auch zu einer weiteren Verbesserung der Anpassungsgüte auf ein Bestimmtheitsmaß von 0,988. Anders ausgedrückt, die obengenannte Beziehung erklärt annähernd 99% der Gesamtvarianz der Niederschlagssummen von 16 in die Berechnung eingegangenen Stationen. Das angepasste Bestimmtheitsmaß (adjusted r-square), das die Anzahl der Freiheitsgrade - hier Anzahl der unabhängigen Variablen - mit berücksichtigt, ergab einen Wert von 0,987. Mit einem t-Test wurden die Koeffizienten der Regressionsgleichung auf Signifikanz getestet. Die von Statgraphics ausgegebenen Irrtumswahrscheinlichkeiten

ergaben für alle 3 Koeffizienten 0, womit der Zusammenhang hochgradig gesichert ist - auch unter Berücksichtigung der oben genannten Vorbehalte. Zusätzlich wurde für das Gesamtmodell und die einzelnen Parameter ein F-Test durchgeführt, der ebenfalls eine statistische Absicherung auf einem Niveau von 0 % Irrtumswahrscheinlichkeit erbrachte.

Tab. 32 zeigt einen Vergleich der an den Stationen gemessenen Werte mit den durch das Modell geschätzten sowie die Abweichungsbeträge (Residuen).

Tab.32: Beobachtete und geschätzte Niederschlagssummen (mm) 1980-1989
Observed and estimated amounts of annual precipitation (mm) 1980-89

Station	Messung	Modell	Residuen	stand. Residuen
Astor	450,30	339,49	110,81	2,05
Bunji	150,10	120,00	30,10	0,49
Chilas	193,70	227,33	-33,63	-0,54
Chitral	407,40	501,05	-93,65	-1,65
Drosh	529,60	543,48	-13,88	-0,22
Gilgit	138,14	117,89	20,25	0,32
Kalam	707,70	604,25	103,45	1,90
Gilgit	137,10	110,19	26,91	0,43
Naran	1254,70	1244,48	10,22	0,22
Skardu	214,00	221,87	-7,87	-0,13
Yugo	121,40	208,67	-87,27	-1,67
Kachura	161,10	150,60	10,50	0,17
Diran ¹⁾	652,00	649,73	2,27	0,06
Naltar ²⁾	358,00	319,03	38,97	0,64
Butta Kundi	1010,00	1047,47	-37,47	-0,69
Misgar ³⁾	129,00	206,43	-77,43	-1,40

1) 1991, 2) 1982-83, 3) 1947-78

Die Residuen belegen an den meisten Stationen eine zufriedenstellende Anpassung. Der Standardfehler der Schätzungen beträgt 62,2. Der Mittelwert der Absolutbeträge der Residuen (mittlerer Fehler) erreicht 44,04 mm und damit ca. 10% des Mittelwertes aller Beobachtungsdaten. Zieht man dieses Maß zur Fehlerabschätzung heran, liegt es durchaus unter dem von BAUMGARTNER u. LIEBSCHER (1990) für die Niederschlagsmessungen des DWD angegebenen Fehlers von ca. 20%. An einzelnen Stationen zeigen sich jedoch beträchtliche Abweichungen mit einem Maximum in Astor von 110,8 mm Unterschätzung (doppelte Standardabweichung) - ca. ein Drittel des gemessenen Wertes. Die Abweichung kann hier lokalklimatisch begründet werden, da Astor sich unmittelbar im Staubereich des Nanga Parbat Massives befindet, das auch im Sommer meist von einem ausgedehnten Wolkenkranz umgeben ist (vgl. dazu 7.1, 5.1, 2.2, Fig.4).

Der hohe Abweichungsbetrag in Kalam wird durch das hohe Ausgangsniveau der Niederschläge relativiert und beträgt prozentual nur noch rund 16%..

Die Trockenheit der peripheren Station Yugo gegenüber den Modellwerten ist vor allem auf die hier wirksame "Randunschärfe" des Modells zurückzuführen. Die beiden übrigen Stationen aus Baltistan Skardu und Kachura zeigen dagegen eine optimale Anpassung.

Erfreulich ist vor allem die hohe Qualität der Schätzung an den beiden Stationen Naltar und Diran mit nur kurzen Meßreihen. Die höchstgelegene Station Diran (4150 m NN) erreicht den beobachteten Wert mit einer minimalen Abweichung von -2 mm (!). Dies kann als Indiz für die Repräsentanz des einzelnen Meßjahres und auch für die Qualität der für den Höhengradienten eingesetzten Exponentialtransformation gewertet werden.

Die Wirkung der einzelnen (transformierten) Variablen auf die Zielgröße Niederschlag ist in Fig. A801, A802, A803 als Komponentenwirkungsdiagramm aufgetragen. Die Diagramme veranschaulichen für jede einzelne unabhängige Variable (x, y, z) die Auswirkung auf die Niederschlagssumme, die auf der Ordinate aufgetragen ist. Die Beziehungen erscheinen linear, da die Diagramme sich auf die transformierten Variablen beziehen. Fig. A802 zeigt die Wirkung der reziprok transformierten meridionalen Komponente. Im Anstieg der Geraden nach rechts kommt das positive Vorzeichen des Koeffizienten zum Ausdruck, das jedoch durch die Transformation $1/y$ bedingt ist. Ohne Transformation müßte das Vorzeichen negativ sein, da die Niederschläge nach N hin abnehmen. Bemerkenswert sind die negativen Werte auf der Ordinate für die nördlich gelegenen Stationen. Die nördliche Lage wirkt sich hier durch einen "Abschlag" auf den Gesamtniederschlag aus, während die übrigen Stationen in südlicher Lage einen "Zuschlag" erhalten. Im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes ist offenbar die Höhenlage der entscheidende Faktor für die Ausprägung der Niederschläge.

Die Wirkung des negativen Vorzeichens der nicht transformierten X-Variable zeigt Fig. A801. Die Lage der Punkte dicht an der nach rechts absteigenden Geraden zeigt die gute Anpassung der Meßwerte an den linear nach E hin abnehmenden Trend.

Die Wirkung der exponentiell transformierten Höhenvariable kommt in Fig. A803 zum Ausdruck. Im unteren Quadranten zeigt sich erwartungsgemäß eine stärkere Streuung der Stationen mit geringfügigen Niederschlägen um die Gerade. Hier sind die lokalen Standortbedingungen (z.B. Windsysteme) bzw. die zonalen und meridionalen Gradienten für die Niederschläge relevanter als die Höhendifferenzen. Der isoliert gelegene Punkt im rechten oberen Quadranten stellt die Station Diran mit ihrer optimalen Anpassung an den Trend dar. Um auszuschließen, daß das Modell zu stark von der weit außerhalb der Punktwolke liegenden Station Diran beeinflusst wird, wurde ein Testlauf unter Elimination dieses Meßpunktes durchgeführt. Es ergab sich zwar eine geringfügig verschlechterte Anpassungsgüte (Bestimmtheitsmaß), die Grundkonstellation der Koeffizienten blieb jedoch im wesentlichen erhalten.

Ein weiteres Gütekriterium für ein multivariates Regressionsmodell ist die Verteilung der Residuen. Folgen die Residuen einer Normalverteilung, kann dies als Hinweis auf das Fehlen systematischer Störeinflüsse gewertet werden. Fig. A804 zeigt eine grafische Überprüfung der Residualverteilung des Modells. Die Werte werden kumulativ gegen eine Gerade im logarithmisch skalierten Koordinatensystem aufgetragen, die die ideale Normalverteilung repräsentiert. Je geringer die Punkte von der Geraden abweichen, desto enger ist deren Verteilung an die Normalverteilung angelehnt. Im gegebenen Fall besteht eine gute Übereinstimmung.

Umsetzung in eine digitale Karte auf Rasterbasis: Die oben erläuterten Ergebnisse rechtfertigen, das Regressionsmodell zur Erstellung einer flächendeckenden empirischen Niederschlagskarte auf Basis des digitalen Geländemodells einzusetzen. Zur Übertragung der empirischen Formel auf das digitale Geländemodell diente ein selbst entwickeltes PASCAL-Programm. Hierbei zeigte sich der Vorteil des oben erläuterten relativen Koordinatensystems. Im IDRISI-Format wurde der digitale Geländedatensatz als sequentielle real-binäre Datei abgespeichert, die Zuordnung zu Zeilen und Spalten für den Bildaufbau erfolgt über eine separate Dokumentationsdatei. Das Pascal Programm liest die Höhendatei sequentiell ein und setzt unter Vorgabe der maximalen Zeilen- und Spaltenzahl über einen geschachtelten Schleifenzähler für Spalten (i) und Zeilen (j) unter Berücksichtigung der Abstände des digitalisierten Kartenausschnitts von den virtuellen Basislinien (siehe oben) die Werte der Indexvariablen (i,j) unmittelbar in entsprechende relative Koordinaten um. Damit entfällt eine Transformation auf das geographische Koordinatensystem der Kartenprojektion. Die Koordinaten ebenso wie der im Geländemodell vorgegebene z-Wert fließen in einen Algorithmus ein, der zunächst

die Variablentransformation durchführt und dann in die vorgegebene empirische Formel einsetzt. Im Programm wurde eine Randbedingung gesetzt, wonach die Niederschlagswerte oberhalb 6000 m NN nicht weiter zunehmen können. Dies wird physikalischen Gegebenheiten gerecht, da der Wasserdampfgehalt (absolute Feuchte) in der Atmosphäre in diesen Höhenlagen deutlich absinken muß. Der dadurch in Kauf zu nehmende Fehler ist gering, da der Flächenanteil der Regionen oberhalb dieser Grenze weniger als 3% beträgt. In die Ausgabedatei wird dann anstelle des Höhenwertes ein Niederschlagswert geschrieben. Jeder Wert repräsentiert den mittleren Niederschlag für ein Pixel mit einer genauen Bodenauflösung von 1,004 km. Aus der sequentiellen Niederschlagsdatei wird dann in IDRISI über eine neu initialisierte Dokumentationsdatei die Niederschlagskarte aufgebaut. Zur Orientierung kann die zuvor digitalisierte Gewässerlinien- und Geländepunktvektordatei eingeblendet werden.

Zu Präsentationszwecken wurde die Ausgangsdatei mit dem IDRISI-Modul "Reclass" in eine Integer-Datei umkodiert, die 9 Niederschlagsklassen angibt, denen entsprechende Farbstufen zugeordnet werden können.

8.1.2.3 Interpretation der Karte

Das Ergebnis der Niederschlagsschätzung zeigt Beilage 6. Mit Jahresniederschlägen von mehr als 1750 mm treten die Kammlagen des Hindukusch, des Nanga Parbat-Massives, der Rakaposhi und Haramosh-Range, der Batura Muztagh sowie der Hispar Muztagh mit dem Distaghil Sar deutlich hervor. Kleinräumig isolierte Gebiete mit Niederschlägen über 1750 mm finden sich auch im Bereich des Koyo Zom, also im Übergangsbereich zwischen Karakorum, Hindukusch und Pamir, im östlichen Karakorum am Baintha Brakk und in einigen isolierten Gipfelbereichen des Lesser Hindukusch.

Dagegen kontrastieren die ariden Talstufen mit wüstenhaften Bedingungen von weniger als 150 mm. Folgt man den Tallinien etwa entlang des Karakorum Highway (KKH), ist ein bemerkenswerter hygri-scher Wandel zu verzeichnen. Am Durchbruch des Industales durch den Himalaya südlich der Ortschaft Dassu treten noch eindeutig semihumide Bedingungen auf bei Jahresniederschlägen von 500 bis 700 mm. Dies wird durch die bereits außerhalb des kartierten Gebietes gelegene Klimastation Besham Quila bestätigt, an der auf nur 860 m Höhe noch 1025 mm gemessen werden (dazu auch SCHICKHOFF 1993). Dort herrschen noch eindeutig monsunale Bedingungen vor. Folgt man dem KKH weiter nach N, sinken die Niederschläge bereits südlich Dassu unter 500 mm ab bei zunehmender Höhe. Östlich des Indusknicks wird bereits der Schwellenwert von 300 mm unterschritten. Im Raum Chilas indiziert der Landschaftscharakter bereits vollaride Bedingungen (vgl. PAFFEN et al. 1956). Trotz weiterem Anstieg des Geländes sinken die Niederschläge weiter ab und unterschreiten südlich der Mündung des Astor River in den Indus die 150 mm Schwelle. Im Landschaftsbild äußert sich dies auch in der weiteren Abnahme des Bedeckungsgrades der Chenopodiaceae-Steppen. Der Abschnitt zwischen Bunji und südlich Karimabad im Hunza tritt als deutliche Trockeninsel hervor, obwohl das Tallängsprofil auf dieser Strecke um knapp 1000 Höhenmeter ansteigt. Der meridionale S-N Gradient kompensiert in den Talbereichen den Höhengradienten, dessen Wirkung auch von den mesoskaligen Windsystemen unterdrückt wird. Erst im oberen Hunza erfolgt wieder ein mäßiger Anstieg der Niederschläge, der sich erst durch die Höhenzunahme unmittelbar im Aufstieg zur Paßhöhe eindeutig bemerkbar macht. Oberhalb von ca. 4500 m wird wieder die Jahresisohyete von 750 mm überschritten, die im Bereich des Indusdurchbruchs unterhalb Dassu bereits auf ca 900 m NN anzutreffen ist.

An den Talflanken des Hunza sind aufgrund der extremen Relieferung dramatische Anstiege der Niederschlagswerte zu verzeichnen. Von ca. 200 mm am Talboden steigen die Werte auf wenigen km Horizontaldistanz auf über 1750 mm an. Als Trockenräume erscheinen auch die Seitentäler wie

Shimshal und das Zehrgebiet des Batura-Gletschers (vgl. BATURA INVESTIGATION GROUP 1976).

Auffallend ist die Trockeninsel nordöstlich der Karakorum-Hauptkette jenseits des Shimshal-Passes bei der Ortschaft Chindirikir. Trotz Meereshöhe von nur knapp unter 4000 m NN (vgl. Höhen-schichtkarte 2) liegen die Jahresniederschläge unterhalb von 150 mm und sind damit mit den Verhältnissen vergleichbar, die von OHATA et al. (1989) aus dem westlichen Kunlun beschrieben werden. Dies ergibt sich aus der extremen Abschirmung durch die Karakorum-Hauptkette und die Ghujerab Mountains gegenüber niederschlagswirksamen Luftmassen aus S, W und NW, die im Modell durch die Überlagerung der Gradienten approximiert wird.

Interessant ist auch der Tallängsschnitt im Ishkoman Valley. Trotz zunehmender Höhe sinken die Niederschläge im mittleren Talabschnitt zunächst ab und übersteigen erst in den oberen Bereichen wieder die 300 mm Schwelle.

Durch hohe Niederschläge gekennzeichnet sind die oberen Partien des Astor-Tales nahe der Waffenstillstandslinie zum indischen Teil Kaschmirs. Bereits unterhalb von 4000 m Meereshöhe erreichen die Jahressummen Beträge von annähernd 1000 mm. Hier äußern sich einerseits bereits die Auswirkungen monsunaler, aber auch die Einflüsse südwestlicher Luftmassen im Frühjahr, wie Berichte von ca. 2 m hohen winterlichen Schneeakkumulationen in den hochgelegenen Siedlungsbereichen (z.B. Rupal) verdeutlichen (mündliche Mitt. R. HANSEN 1992).

Auffallend hohe Niederschläge von bis zu 1500 m treten auch im Bergland von Kohistan zwischen Indusknie und Swat-Tal auf, obwohl hier nur wenige Kämmе bzw. Gipfel die 4000 m - Isohypse übersteigen.

Das Eindringen niederschlagswirksamer feuchter Luftmassen aus SW in den Hochgebirgsraum entlang orographischer Pforten (vgl. 7.3, 7.4) kommt in den in Relation zur Höhenlage starken Niederschlägen in den Tälern des Swat und Kunar River (Chitral) zum Ausdruck. In den Tallagen werden durchwegs 500 mm angegeben, im Raum Gilgit/Hunza herrschen dagegen auf gleicher Höhe voll-oride Bedingungen. Lokal ergeben sich auch im Raum Chitral Modifikationen durch die hier kräftigen mesoskaligen Windsysteme (vgl. HASERODT 1989, REIMERS 1992), die durch das Modell nicht erfasst werden können.

Der Hindukusch-Hauptkamm zeigt eine deutliche hygrische Gunst mit Niederschlägen über 1750 mm, die sich aus der Exposition gegenüber nordwestlichen bis südwestlichen Störungen ergibt.

8.1.2.4 Plausibilitätskontrolle

Eine Überprüfung der kartierten Niederschläge im Sinne einer echten Verifikation - z.B. durch statistische Fehlerrechnung - ist aufgrund der Datenlage und der relativ groben räumlichen Auflösung der Rasterkarte nicht möglich. Daher müssen indirekte Indikatoren wie Vegetationsverteilung, Schneeakkumulation und Abflußdaten herangezogen werden, um die Plausibilität der Niederschlagskarte zu bewerten und gegebenenfalls Schwachpunkte zu lokalisieren. Ein weiteres Kriterium sind Analogieschlüsse in bezug auf die synoptischen Befunde.

Vegetation: Von S. MIEHE (1992) und S. MIEHE et al. (1993) wurde anhand der Befunde von 2 ausgedehnten Expeditionen in den Karakorum und die angrenzenden Gebiete in den Jahren 1990 und 1991 eine Übersichtskarte (vgl. Fig. A805) zur Verteilung der "Typen der Höhenstufung" erarbeitet, die von den Autoren unmittelbar in bezug zu den hygrischen Bedingungen gesetzt werden. S. MIEHE (1992) unterscheidet dabei folgende Einheiten:

a) mäßig feucht (z.B. Bagrot-Tal): geschlossene Koniferenwälder in der oberen montanen Stufe überlagert von geschlossenen Cyperaceae-Matten (*Kobresia capillifolia*) auf allen Hängen;

b) mäßig trocken (z.B. Hushe Valley): geschlossene Wälder und alpine Cyperaceae Matten wachsen nur noch auf beschatteten Hängen, auf den Sonnhängen werden offene Waldsteppen von "Wiesensteppen" im alpinen Gürtel abgelöst;

c) trocken (z.B. Naz Bar): auf Sonn- und Schatthängen werden offene Wacholderbaumsteppen von alpinen Steppen überlagert, es treten weder geschlossene Wälder auf, noch finden sich Laubholzarten in der subalpinen Zone im Gegensatz zu a), b) mit *betula utilis* und *salix* spp..

d) sehr trocken (z.B. Shimshal oder Übergang Karakorum/E-Pamir): Die Pflanzenformationen und Zonierungen ähneln eher denen des chinesischen Pamirs als den unter a)-c) typisierten: sich verjüngende *Juniperus*-Populationen fallen im montanen Gürtel aus, die *Chenopodiaceae*-Halbwüstensteppe steigt bis in den mittleren bis oberen montanen Gürtel hinauf, während *Seriphidium maritimum* nur in der subalpinen bis tieferen alpinen Steppe auf allen Expositionen auftritt. Die Pflanzengesellschaften der darüber liegenden alpinen Steppe werden von flachen Kissenpflanzen wie *Potentilla* u. *Oxytropis* spp. sowie *Gramineae* (*Poa*, *Stipa*, *Purpurea*) ausgebildet. (S.MIEHE 1992)

Eine Interpretation der Verteilung dieser Höhenstufungstypen als Indikator für die Verteilung der Jahresniederschläge ist m.E. im wesentlichen auf die Höhenstufen von ca. 2800 bis 4800 m, also oberhalb der ariden bis semiariden Talräume und unterhalb der Schnee- bzw. Vegetationsgrenze beschränkt. In den Talstufen äußert sich die hygrische Differenzierung in erster Linie in Variationen der Bedeckungsgrade in der *Chenopodiaceae*-Steppe, die von der obengenannten Typisierung nicht erfaßt werden. Außerdem ist bei extrem niedrigem Basisniveau der Jahresniederschläge eine eindeutige Zuordnung von Vegetationseinheiten zu Niederschlagsklassen erschwert. Trivial ist die Tatsache, daß für die vegetationsfreien Hochlagen schwerlich klimatologische Aussagen anhand der unterlagernden Vegetationsgürtel getroffen werden können.

Qualitative Aussagen können aber aus dem Vergleich der Vegetationsstufentypen mit der großräumigen Niederschlagsverteilung getroffen werden. So zeigt Fig. A805 wiederum entlang eines dem KKH folgenden Transektes vom Indusknie bis zum Khunjerab-Paß eine Abfolge von Vegetationsstufungstypen, die den in 9.1.2.3 u.a. erläuterten meridionalen Gradienten bestätigt, wenn man die Relation von Geländehöhe und Niederschlag betrachtet. Ein ausgedehntes Gebiet von Sazin über Gilgit bis in das Hunzatal, einschließlich der Seitentäler wird nach S.MIEHE (1992) vom "mäßig feuchten" Stufungstyp eingenommen. Auf der Karte äußert sich dies z.B. im Auftreten von Niederschlägen über 500 mm bereits in Höhenlagen von ca. 3200 m (z.B. Hänge des Industals bei Chilas, Bagrottal). Östlich Chaprote im Hunza erfolgt der Übergang in die Klasse "mäßig trocken". In der Karte wird dies deutlich an der kaum erkennbaren Zunahme der Niederschläge im Talboden bei deutlich ansteigendem Gelände im Tallängsschnitt. Die 500 mm Isohyete wird hier erst in Höhenlagen von ca. 3800 m NN erreicht. Im weiteren Anstieg des Hunzatales, etwa oberhalb der Ortschaft Passu, wird auf der Vegetationskarte der Typ "trocken" ausgewiesen. Analog zeigt sich auf der Niederschlagskarte, daß die 500 mm Isohyete erst in Lagen ab 4200 m NN auftritt. Jenseits der Paßhöhe erfolgt dann der Übergang in den ariden kontinental asiatischen Raum mit dem Vegetationsstufungstyp "sehr trocken".

Die Wirkung des zonalen Gradienten ist auf der Vegetationskarte östlich von 74°E deutlich nachzuvollziehen. Der Typ "mäßig feucht" wird entlang des Industales etwa in Höhe von Kachura durch den Typ "mäßig trocken" abgelöst. Die 500 mm Isohyete tritt hier in Höhenlagen von oberhalb 3600 m auf. Das Gebiet um die Mündung des Shigar in den Indus nordöstlich Skardu ist auf der Vegetationskarte als "trocken" ausgewiesen, was durch den Landschaftscharakter mit rezenten Dünen eindrucksvoll bestätigt wird. Auf der Niederschlagskarte hebt sich der aridere Charakter des Mündungsgebietes im vgl. zum übrigen Shigartal nicht so deutlich ab. Hier zeigt sich eine gewisse Einschränkung der Modellierung, da die Austrocknung im Raum Skardu ursächlich mit den hier besonders ausgeprägten lokalen Windsystemen zusammenhängt (vgl. 2.6). An der Station Skardu selbst -

nach S.MIEHE (1992) noch im Bereich "mäßig trocken" gelegen - ist dagegen die Abweichung des gemessenen vom geschätzten Wert mit nur 7 mm nach Tab.32 sehr gering.

Die nach E hin zunehmende Aridität kann auch am Beispiel des Shimshal-Tales verfolgt werden. Ca. 25 km östlich von Passu erfolgt nach der Vegetationskarte der Übergang vom Typ "trocken" zu "sehr trocken". Auf der Niederschlagskarte ist dieser Übergang im Talbodenniveau nicht so sprunghaft erkennbar - die Jahresniederschläge liegen noch über 150 mm. Dagegen erfolgt auf Karte 3 jenseits des Shimshal-Passes ein sprunghafter Übergang in die vollaride Klasse unter 150 mm. Hier besteht also eine gewisse W-E Verschiebung im Vergleich der beiden Darstellungen. Offenbar herrschen im mittleren bis oberen Shimshal-Tal besondere mesoklimatische Bedingungen, die eine hohe Austrocknung begünstigen. Wahrscheinlich wirken sich hier trockene Fallwinde aus, die aus N über den Kamm der Ghujerab-Mountains wehen. Solche Sonderfälle können mit dem Regressionsansatz nicht erfaßt werden. Andererseits muß eingeräumt werden, daß die Ausprägung der Vegetationsstufen nicht unbedingt die Jahresniederschläge reflektieren muß, sondern in viel stärkerem Maße von den in der Vegetationsperiode fallenden Sommerniederschlägen abhängt.

Im NW des Untersuchungsgebietes erfolgt der Übergang vom "mäßig feuchten" zum "mäßig trockenen" Typus nordwestlich der Mündung des Ishkoman Rivers in den Gilgit R., der in erster Linie vom meridionalen Gradienten geprägt wird. Die 500 m Isohyete tritt im mittleren Ishkoman-Tal in einer Höhe von ca. 3500 m NN auf. Hier zeigt sich eine Analogie zum Raum Kachura (s.o.).

Westlich von Gupis indiziert die Vegetationskarte zunehmende Trockenheit nach W hin. Hier offenbart sich eine gewisse Schwäche der Modellierung, die auf statistischen Gradienten und nicht dem unmittelbaren Zusammenwirken der Faktoren Orographie und Synoptik fußt. Gerade die vegetationsgeographische Trockeninsel im Bereich des Shandur-Passes findet ihre Berechtigung, da dieser Raum kleinräumig von allen Seiten abgeschirmt wird und zudem auch im Lee des Hindukuschhauptkammes sowie des Lesser Hindukusch liegt.

Schneeakkumulation: Während der Vergleich mit der Vegetationskarte schwerpunktmäßig auf die Überprüfung der meridionalen und zonalen Variation der Niederschläge abzielte, soll mit Hilfe der wenigen aus dem Karakorum vorliegenden Schneeakkumulationsmessungen die Plausibilität der vertikalen Gradienten überprüft werden. Hier gilt wiederum der Vorbehalt der Inkompatibilität von a) Methode und b) Maßstab.

Zu a): Messungen der Schneeakkumulation setzen eine eindeutige Zuordnung der untersuchten Profile zu Jahresstrata voraus, um eine klimatologische Aussage zu treffen. Die ist methodisch nicht immer eindeutig zu lösen (dazu WAKE 1987). Weiterhin stellt sich die Frage der klimatologischen Repräsentanz der erfassten Jahresablagerungen und des Profilstandortes. Wie WAKE 1987 einräumt, liegen die Aufnahmestandorte teilweise in windabgeschirmten Karkesseln, in denen aufgrund der Reduktion der Windgeschwindigkeit bevorzugt Schneemassen abgesetzt werden. An windexponierten Standorten können dagegen Abwehungen die Akkumulationsraten nach unten verfälschen. Beim Vergleich der Wasseräquivalente von Jahresschneeakkumulationen muß auch berücksichtigt werden, daß Verluste durch Ablation bzw. Evaporation auftreten können, die oberhalb der Firnlinie jedoch geringfügig sind. Die lineare Extrapolation der von CRAMER (1993) anhand von hochaufgelösten meteorologischen Messungen berechneten Werte der potentiellen Evapotranspiration (PET) ergab, daß auf einer Höhe von 5150 m NN die jährliche PET gegen 0 geht.

Zu b): Die digitalen Karten liegen bei einer Bodenauflösung von ca 1 km auf einem relativ hohen Generalisierungsniveau vor, so daß eine eindeutige Zuordnung zu den Profilnahmepunkten erschwert wird. Die in der Karte ausgegebenen Niederschlagswerte sind als Mittelwert für eine Pixelfläche von 1 km² anzusehen, in der noch extreme orographische Variationen auftreten können, die die Schneeakkumulation erheblich modifizieren.

Daher erscheint es sinnvoll, die von WAKE (1987) für 6 Standorte im Einzugsbereich des Biafo-Gletschers über ein Höhenintervall von 4650 m bis 5660 m NN präsentierten Akkumulationsdaten in einer Stichprobe zusammenzufassen und deren Mittelwert mit dem aus 6 korrespondierenden Pixeln der Niederschlagskarte zu vergleichen. Der Mittelwert der Schneeakkumulationsdaten beträgt 1258 mm gegenüber einem Mittelwert der aus der Karte entnommenen Werte von 1025 mm. Daraus ergibt sich eine Abweichung von knapp 16% der gemessenen Wasseräquivalente. Unter Berücksichtigung der Ablations- bzw. Verdunstungsverluste kann von einer realen Abweichung von ca. 20 % ausgegangen werden. Ob dies durch mangelnde zeitliche und räumliche Repräsentanz der Schneeprofile oder durch "Randunschärfen" des Modells gerade an der östlichen Grenze des Kartiergebietes hervorgerufen wird, kann an dieser Stelle nicht eindeutig geklärt werden. Vor dem Hintergrund der generell hohen Unsicherheiten bei Niederschlagsmessungen in extremen Hochgebirgen (vgl. 5.2.1) kann die Übereinstimmung durchaus als zufriedenstellend gewertet werden.

Im Nährgebiet des Batura-Gletschers wurde 1974 von einer chinesischen Forschergruppe (BATURA INVESTIGATION GROUP 1976) ebenfalls ein Schneeprofil in 4840 m Höhe gezogen und dabei eine Jahresakkumulation von 1030 mm bestimmt. Der aus dem Modell für einen korrespondierenden Standort ermittelte Wert beträgt 965 mm. Der Abweichungsbetrag erreicht hier nur noch 6,3 % des gemessenen Wertes, bereinigt um die Verdunstungs- bzw. Ablationsverluste dürfte er kaum 15% überschreiten. Die Übereinstimmung kann hier annähernd als optimal bezeichnet werden.

Von JACOBSEN (1992) wurden im Yasin-Tal vom Oktober 1991 bis Juni 1992 Niederschlagsmessungen in Kombination von schreibenden Kippwaagengeräten und automatischen Schneepegelmessungen in Höhen bis zu 4400 m durchgeführt (vgl. 5.2.2). Die Jahresniederschlagssummen einiger repräsentativer Stationen sollen mit den modellierten Werten verglichen werden:

Station	Höhe (m)	gemessen	berechnet
Alambar	4400	615 mm	810 mm
Bulibasirbar	4050	726 mm	768 mm
Gamashbar	3600	415 mm *)	575 mm
Nazbar	2630	401 mm	374 mm
Darkot	2600	537 mm	310 mm
Didargah	2400	300 mm	320 mm

*) Durch Verdoppelung einer Halbjahressumme extrapoliert

Wie der Vergleich der Daten zeigt, wird die ausgeprägte kleinräumige hygrische Differenzierung des Yasin-Tales vom Modell nur annäherungsweise erfaßt. Z.B. können die hohen durch Stauage bedingten Niederschläge von Darkot (vgl. 5.2.2) nicht reproduziert werden. Die Abweichung der Werte an der Station Alambar kann aber auch durch den hohen Anteil nur relativ ungenau erfaßter Schneeniederschläge (dazu JACOBSEN 1993) zustande kommen. Tendenziell besteht jedoch bezüglich des Höhengradienten eine zufriedenstellende Übereinstimmung, wie die Stationen Didargah, Nazbar und Bulibasirbar belegen. Einschränkend muß noch eingeräumt werden, daß die Meßwerte stark durch abnorm hohe Septemberrniederschläge (92) beeinflußt wurden.

Abflüsse: Am Beispiel der Einzugsgebiete des Hunza R. (Pegel Dainyor) und des Gilgit R. (Pegel Gilgit Bridge oberhalb der Hunza-Mündung) sollen die aus der digitalen Karte errechneten Gebietsniederschläge mit den aus den Jahresabflüssen errechneten Gebietsabflüssen (Verhältnis von jährlichem Gesamtabfluß und Fläche des Einzugsgebietes, zur Methode vgl. 8.2) verglichen werden. Die Datenebenen sind auch hier nicht streng vergleichbar, da der Verdunstungsverlust in der Abflußgleichung nicht genau bekannt ist. Außerdem ist aufgrund des glazialen bzw. nivoglazialen Abflußregimes der enge zeitliche Zusammenhang zwischen Niederschlag und Abfluß nicht mehr gegeben.

Aus der digitalen Niederschlagskarte konnte für das Hunza-Einzugsgebiet eine mittlere Niederschlagssumme von 836 mm errechnet werden, die mit dem zugehörigen Gebietsabflußwert identisch ist. Der geschätzte mittlere Niederschlag für das Gilgit-Einzugsgebiet erreicht 787 mm, der Gebietsabflußwert erreicht 687 mm. Berücksichtigt man einen Verdunstungsverlust in einer Größenordnung von 15 %, ergibt sich eine optimale Übereinstimmung. Die Niederschlagswerte des Hunza-EZG liegen dagegen geringfügig zu tief. Berücksichtigt man einen Verdunstungsverlust, der aufgrund der Orographie des Hunza-EZG 15% nicht übersteigen dürfte, werden die Jahresniederschläge im Modell eher unterschätzt.

Ursachen können in den obengenannten Gründen (zeitliche Übereinstimmung, Repräsentanz der 10 jährigen Niederschlagsperiode) liegen, aber auch in der Tatsache, daß möglicherweise im Mittel der Jahre 1980-89 die Massenbilanz der Gletscher im Hunza-EZG negativ war, und daher der Abfluß teilweise aus der Reserve und nicht aus den im gleichen Zeitraum gefallenen Niederschlägen gespeist wurde.

Schlußfolgerungen: Zwischen den oben diskutierten Indikatoren und der mit dem Regressionsmodell berechneten Verteilung der Jahresniederschläge bestehen keine gravierenden Widersprüche. Der Ansatz hält der Plausibilitätskontrolle im wesentlichen stand.

Systematische Abweichungen - ungeachtet der methodischen Inkompatibilitäten - können jedoch nicht ausgeschlossen werden.

Trotz der guten statistischen Anpassung der Gradienten können mesoskalige Effekte und lokale Besonderheiten nicht voll erfaßt werden. Dies gilt vor allem für die auf der Vegetationskarte von S.MIEHE (1992) ausgewiesene Trockeninsel im Bereich des Shandur-Passes. Der zonale Gradient bewirkt hier eine Überschätzung der Niederschläge in einem orographisch extrem abgeschirmten Gebiet. Auch die Satellitenbilder (vgl.7.4) weisen darauf hin, daß im oberen Chitral (nördlich Mastuji) aufgrund der vom Hindukusch heranströmenden trockenen Fallwinde gerade im Frühjahr weniger Niederschläge fallen müssen als im südlichen Chitral. In den nordwestlichen Randbereichen des Kartenausschnittes ist daher mit einer gewissen Überschätzung der Niederschläge zu rechnen. Die Angaben für das Gebiet jenseits des Hindukusch-Hauptkammes (Wakhan, Pamirrandbereich) sind als rein hypothetisch einzustufen.

Der Vergleich mit den Schneeakkumulationen im Biafo-Gebiet deutet dagegen auf eine gewisse Unterschätzung der Niederschläge in den Hochlagen im östlichen Randbereich des Kartenausschnittes hin. Hier ist anzunehmen, daß die in diesem Gebiet stärkeren (indirekten) Monsuneinflüsse den nach E hin abnehmenden Trend teilweise kompensieren. Dieser Effekt kann jedoch aufgrund der geringen Stationsdichte empirisch nicht erfaßt werden.

Für die unteren Talstufen, vor allem im W, kann dagegen eine leichte Überschätzung der Niederschläge angenommen werden, da das Modell den Einfluß der lokal stark variierenden mesoskaligen Windsysteme nicht direkt berücksichtigt.

Auch lokale Luv- und Lee-Effekte werden nicht direkt berücksichtigt. Allerdings ist anzunehmen, daß für die Jahressummen bei jahreszeitlich alternierenden Einflüssen von niederschlagswirksamen Luftmassen aus S,SW,W und NW die für Einzelereignisse markante Luv-Leedifferenzierung teilweise nivelliert wird.

Der exponentielle Höhengradient wird u.U. südlich der Himalayauptkette durch das in der Monsunzeit vergleichsweise tiefe erste Kondensationsniveau bei ca. 2700 m NN (vgl. DE SCALLY 1989) modifiziert. Bei dominierendem Winter/Frühjahrsniederschlag bleibt der Fehler in der Jahressumme jedoch gering. Dies gilt auch für ein mögliches Sekundärmaximum aufgrund der tageszeitlichen Cumulusgirlanden an den Hängen in 3000-3500 m Höhe.

Grundsätzlich bleibt festzuhalten, daß der hier präsentierte Regressionsansatz als offenes Modell zu

begreifen ist, das Anpassungen und Verbesserungen im Falle einer Verdichtung des Stationsnetzes, wie in der 3.Phase des C.A.K.-Projektes geplant, zugänglich ist. Bei einem größeren Kollektiv von Meßpunkten wäre es auch möglich, dem Vorschlag von HORMANN (1980) zu folgen und die Umgebungsbedingungen der Stationen durch Einbeziehung relativer Geländevariablen empirisch zu modellieren. Bei dem hier genutzten Datenkollektiv von nur 16 Stationen hätte eine Erweiterung des Variablensets zu weitgehend zufälligen, d.h. statistisch nicht signifikanten Regressionskoeffizienten geführt, wie Testläufe zeigten.

8.2 Hygrische Höhenstufen

8.2.1 Hypsometrie der Einzugsgebiete

Bestimmung der Flächen von Einzugsgebieten: IDRISI bietet ein Modul ("Watershed") zur automatischen Bestimmung von Einzugsgebieten aus Rastergeländedaten an. Die wichtigsten Gewässer- und Tiefenlinien der Einzugsgebiete von Gilgit R. (Pegel Gilgit und Alam Bridge), Hunza River (Pegel Dainyor) und Astor R. (Pegel Doyian) wurden zunächst als Linienvektordatei digital aufgenommen und dann mit dem IDRISI Modul "Lineras" in eine binäre Rasterdatei umgesetzt. Das Einzugsgebiet des Astor R. konnte nicht vollständig erfaßt werden, da etwa 20 % der Gesamtfläche im Süden außerhalb des digitalisierten Kartenausschnittes liegen.

Die binären Rasterdateien gingen als Input-Datei in das Modul "Watershed" ein. Der Algorithmus sucht iterativ, ausgehend von den mit "1" kodierte, die Tiefenlinien markierenden Pixeln, die zu diesen Punkten tributären Flächen ab. Als Zieldatei wird wieder ein binäres - jetzt flächenhaftes - Rasterbild ausgegeben.

Zu Kontrollzwecken wurden diese Rasterbilder mit dem Modul "Polyvec" in Polygonvektordateien umgesetzt, die in das Rasterhöhenmodell projiziert werden können, und dort den Grenzverlauf der extrahierten Einzugsgebiete angeben.

Unstimmigkeiten der Abgrenzungen können so schnell aufgedeckt und gegebenenfalls korrigiert werden. Fehlerquellen sind in erster Linie in der relativ groben Rasterauflösung zu sehen, die zu Verzerrungen im schwach reliefierten Mündungsbereich der Flüsse aber auch in den Kammregionen führen kann. Durch Abgleich mit der topographischen Karte und der digitalen Höhenkarte wurden Korrekturen mit Hilfe von am Bildschirm interaktiv eindigitalisierten Polygonen durchgeführt. Nach Rastertransformation der Polygone und arithmetischer Verschneidung mit den Binär-Masken der Einzugsgebiete wurden korrigierte Binärmasken der Einzugsgebiete erarbeitet.

Die korrigierten Binärmasken wurden in IDRISI mit dem Gesamthöhenmodell multiplikativ verschneidet, so daß jeweils gebietsspezifische Topographien extrahiert wurden. Anschließend erfolgte eine Klassifikation der gebietsspezifischen Höhenmodelle in 250 m - Intervalle mit dem Modul Reclass. Ein selbst erstelltes Pascal-Programm liest dann diese Datensätze ein und zählt eine Statistik der relativen und absoluten Häufigkeiten der einzelnen Höhenstufen aus.

Ergebnisse: Die Ergebnisse sind in Fig. A806 - A808 dargestellt. Tab. 33 gibt die mittleren Höhen sowie die Flächen der erfassten Einzugsgebiete an.

Tab.33: Flächengröße und mittlere Höhe der Einzugsgebiete
Area size and mean altitude of catchment areas

	arithm. Mittel	Median	25% P. 1)	75% P.	km ²
Gilgit R. (Alam Br.)	4224	4326	3701	4829	27 302
Gilgit R. (Gilgit Br.)	3979	4128	3549	4530	12 445
Hunza R. (Dainyor)	4520	4636	3964	5183	13 623
Astor R. (Dovian) 2)	4029	4080	3492	4545	2 557

1) Perzentil

2) nicht vollständig erfaßt
not complete

Die Flächenangaben weichen aufgrund der unterschiedlichen Bestimmungsmethoden geringfügig von den in der Literatur (HORMANN 1989, FERGUSON et al. 1984, FLOHN 1969) und WAPDA (Annual Report 1970) angegebenen Werten ab, die jedoch untereinander auch nicht voll übereinstimmen. Das Einzugsgebiet des Gilgit R. am Pegel Alam Bridge ist größer als die Summe des Hunza-Einzugsgebietes und des Gilgit-Einzugsgebietes oberhalb der Hunza-Einmündung, da der Pegel unmittelbar vor der Mündung des Gilgit R. in den Indus installiert wurde, und der Fluß daher noch kleinere Zuflüsse aus Seitentälern wie Bagrot aufnimmt.

Wie Tab.33 zeigt, bestehen beträchtliche Unterschiede in den mittleren Höhen der Einzugsgebiete. Z.B. liegt die mittlere Höhe des Hunza-Gebietes um mehr als 500 m über der des Gilgit-EZG (Gilgit Br.). Die geringste mittlere Höhe findet sich im Astor- EZG, obwohl noch Teilbereiche des Nanga Parbat Massives miteinbezogen wurden. Die Median-Werte übersteigen die arithmetischen Mittelwerte. Dies weist auf rechtsschiefe Verteilungen der Höhenwerte hin. Bemerkenswerte Unterschiede kommen auch in den Perzentilsgrenzen zum Ausdruck. Z.B. befinden sich im Hunza-Einzugsgebiet nur annähernd 25% des Areal in Höhen unterhalb von 4000 m, weitere 25% der Fläche überragen eine Meereshöhe von etwa 5200 m NN.

Die relativen Häufigkeiten der einzelnen in 250m -Intervallen skalierten Höhenstufen sind in Fig. A806 - A808 als Histogramme und kumulierte hypsometrische Kurven aufgetragen. Auch hier zeigen sich markante Unterschiede. Im westlichen Teil des Gilgit-Einzugsgebietes treten die Höhenstufen unter 3000 m noch deutlich hervor, während sie im Hunza-Gebiet nur eine untergeordnete Rolle spielen. Im Gilgit-EZG steigen die Flächenanteile bis etwa 4750 kontinuierlich an, um dann mit zunehmender Höhe abrupt abzusinken. Das Hunza-EZG weist dagegen noch beachtliche Flächenanteile in Höhen knapp unterhalb von 6000 m aus. Hierin ist auch eine Ursache für den enormen Vergletscherungsgrad des Gebietes zu sehen.

In der Höhenstufenverteilung des nördlichen Astoreinzugsgebietes fällt auf, daß bei geringen Anteilen unterhalb von 2000 m und oberhalb von 5000 m die dazwischen liegenden Höhenstufen relativ gleichmäßig repräsentiert sind. Ein sekundäres Maximum findet sich in der Höhenstufe zwischen 3250 und 3500 m. Sie repräsentiert die ausgedehnten breiten Hochtäler südwestlich von Astor (z.B. Rupal).

8.2.2 Hygrische Höhenstufen und Vertikalgradienten des Niederschlages

Methode: Zur Ermittlung des relativen Anteils der einzelnen Höhenstufen am Gesamtniederschlag der Einzugsgebiete sowie der mittleren Niederschläge in den Höhenintervallen wurde ein Pascal-Programm entwickelt. Der Algorithmus liest zeilenweise eine mit 30 Integerwerten kodierte klassifizierte Höhendatei (vgl. 10.1.1) und die zugehörige Niederschlagsdatei ein. Gesteuert über die In-

teger-Codierung werden für jede Höhenstufe die Niederschlagswerte durchgezählt, aufsummiert und fortschreibend der Mittelwert berechnet. Pixel, die außerhalb der Einzugsgebiete liegen, wurden zuvor mit 0 codiert und bei der Berechnung der Statistik nicht berücksichtigt. Die Ergebnisdatei liefert eine Statistik mit den prozentualen Anteilen der Höhenstufen am Gebietsniederschlag und den jeweils mittleren Niederschlägen.

Ergebnisse: Die Ergebnisse sind in Fig. A809, A810 und A811 für die Einzugsgebiete Gilgit (Gilgit Bridge), Hunza (Dainyor) und Astor (Doyian) dargestellt. Die Histogramme zeigen den relativen Anteil jeder Höhenstufe am Gesamtniederschlag, die Kurven geben den mittleren Jahresniederschlag pro Höhenstufe an und repräsentieren damit den mittleren Vertikalgradienten.

Die Histogramme zeigen mit großer Deutlichkeit, daß der Hauptteil der Niederschläge auf ein äußerst schmales Höhenband konzentriert ist. Dies ist im Gilgit-EZG (Gilgit Bridge) besonders markant, wo eine einzige Höhenstufe zwischen 4500 und 4750 m bereits 30% des gesamten Gebietsniederschlages liefert, ein Höhenintervall von 1000 m (3750 - 4750) speist ca. 60% des gesamten Niederschlages.

Im Hunza-Gebiet zeigt sich eine etwas bessere Diversifikation. Auf eine Maximumzone im Intervall von 5000-5250 m entfallen nur 19% des Gesamtniederschlages, während im Gegensatz zum Gilgit-EZG vor allem die Höhenstufen oberhalb von 5000 m noch deutlich hervortreten.

Hierin äußert sich ein grundlegendes Problem des Wasserhaushaltes. Im Hunza-EZG geht der größte Anteil der Niederschläge in die Langzeiteserve oberhalb der klimatischen Schneegrenze ein und kann im Sommer durch Ablation teilweise mobilisiert werden. Im Gilgit EZG (oberhalb des Hunza-Zuflusses) werden dagegen mehr als 80% des Gebietsniederschlages aus Höhenstufen unterhalb der klimatischen Schneegrenze geliefert. Demzufolge ist der Anteil des Abflusses aus dem mittel- bis kurzfristigen Speicher und damit auch die Variabilität der Abflüsse höher.

Im Astor-EZG wird der größte Anteil der Niederschläge aus der Höhenstufe zwischen 4500 und 4750 m geliefert (22 %). 4 Höhenstufen im Intervall von 3750 bis 4750 m steuern 56 % des gesamten Niederschlages bei. Im Vergleich zu den beiden anderen Einzugsgebieten ist die Verteilung im Astor-EZG wesentlich ausgeglichener. Hierbei kommt einmal die Hypsometrie mit größerem Anteil der Höhenstufen unterhalb von 3500 m, zusätzlich aber auch die hygrische Gunst des Gebietes zum Ausdruck. Die 500 mm Isohyete wird im Astor EZG im Mittel bereits knapp oberhalb von 3000 m überschritten, im Hunza EZG dagegen erst ca. 1000 m höher. Der Abfluß wird demzufolge in stärkerem Maße von Schneeschmelzwasser aus tieferen Höhenstufen gespeist (vgl. Tab.10). Auch der mittlere Gebietsniederschlag liegt mit 896 mm deutlich über den Werten der anderen EZG.

Aus dem Vergleich der 3 EZG kommt klar zum Ausdruck, daß die Wasserversorgung im westlichen Gilgit-EZG mit wesentlich größeren Unsicherheiten behaftet sein muß als in den beiden anderen EZG. Wie Fig. A809 zeigt, werden die Höhenstufen mit potentiell sehr hohen Niederschlägen nur von geringen Flächenanteilen eingenommen. In vertikaler Dimension ist der für den Wasserhaushalt relevante Bereich äußerst begrenzt. Die Sensitivität gegenüber Veränderungen des Niederschlagsregimes ist sehr hoch. Wie von G. MIEHE (1992,93) berichtet, bestehen gerade in den Seitentälern des westlichen Gilgit-EZG (hier: Ishkoman) Probleme bei der Versorgung von Bewässerungsgebieten aus perennierenden Schneeflecken, deren Ausdehnung und Verbreitung in den vergangenen 40 Jahren deutlich abgenommen haben soll. In diesem Zusammenhang ist auch der signifikant abnehmende Trend der Abflüsse am Pegel Gilgit Bridge sowie der Rückgang der Niederschläge an der Station Drosh seit den 50er Jahren zu sehen.

Im Hunza-EZG ist die Wasserversorgung aufgrund des größeren Anteils der oberen Höhenstufen und des dementsprechend höheren Vergletscherungsgrades günstiger zu bewerten. Im Astor-Gebiet sorgen die generell höheren Niederschläge für eine bessere vertikale Diversifizierung der hygrischen Höhenstufen.

Der Ansatz zeigt, daß aus der Projektion flächendeckender digitaler Niederschlagsdaten auf die reale Topographie Aussagen zur vertikalen Gliederung des Wasserhaushaltes getroffen werden können, die über die herkömmliche Darstellung von Gradienten auf Basis punktueller Meßprofile hinausgehen.

Die Daten eignen sich insbesondere als Grundlage für die Berechnung von Szenarien zur Auswirkung von (anthropogenen) Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt der Hochgebirge, der in den bisherigen Forschungen zu dieser Problematik noch kaum Berücksichtigung gefunden hat.

8.3 Digitale Temperaturkarten

8.3.1 Methode

Zur Extrapolation der Temperaturmonats- und Jahresmittel wurden verschiedene Varianten auch multivariater Regressionsgleichungen durchgetestet. Dabei zeigte sich stets ein dominanter Einfluß der Meereshöhe, wodurch die Regressionskoeffizienten anderer Variablen nicht mehr die Signifikanzkriterien erfüllten. Daher konnte nur die Meereshöhe als unabhängige Prediktorvariable in eine lineare Regressionsgleichung eingeführt werden (Gleichungen in Tab. 18, Kap. 6.4). Die Aussagekraft der Schätzwerte sowie die lokalklimatisch bedingten Abweichungen an einzelnen Stationen wurden bereits in 6.4 ausführlich erläutert. Es soll noch einmal hervorgehoben werden, daß für Höhen oberhalb von ca. 4500 m nur Näherungswerte gegeben werden können.

Zur Umsetzung in eine Rasterkarte diente wieder ein Pascal-Programm, das die Gleichungsparameter über Bildschirmeingabe abfragt, die digitale Höhendatei sequentiell einliest und den Z-Wert direkt in einen Temperaturwert umsetzt. Zur Präsentation wurde wiederum eine Klassifikation mit dem IDRISI-Modul "Reclass" durchgeführt. Die Ergebnisse für Januar und Juli sind in Beilage 4 dargestellt.

8.3.2 Interpretation

Obwohl die Karten ein höhenlinienparalleles Verteilungsmuster widerspiegeln, vermitteln sie doch eindrucksvoll, welchen thermischen Restriktionen die Produktivität natürlicher und agrarischer Ökosysteme unterliegt.

Im Jahresmittel weisen mehr als 15% des Gebietes eine Temperatur von weniger als -10°C und damit arktische Bedingungen auf. Weniger als 0° Jahresmittel treten in mehr als 63 (!) % des Gebietes auf. Eine Jahresmitteltemperatur von mehr als 5°C wird in nur 20% des Gebietes erreicht. Die 10° -Jahresisotherme wird auf ca. 8,7% der Fläche überschritten. Subtropische Bedingungen mit mehr als 15° finden sich nur noch auf ca. 2,5% der Fläche, 20°C und mehr nur noch auf 0,15 %. Die durchschnittliche Jahresmitteltemperatur für den Kartenausschnitt beträgt $-1,85^{\circ}\text{C}$.

Die Winterkälte kommt in den Januarmitteln zum Ausdruck. Die -10° -Isotherme wird in 68% der Fläche unterschritten. 95% des Gebietes haben eine Januarmitteltemperatur von weniger als 0°C und nur in 0,7 % des Gebietes ist theoretisch noch Biomassezuwachs in diesem Monat möglich, wenn man das 5°C - Monatsmittel als Kriterium ansetzt. Die durchschnittliche Januartemperatur beträgt $-12,6\%$.

Besonders krasse thermische Gegensätze offenbaren sich im Juli. Während noch ca. 15% der Fläche auch im Sommer kälter als -10°C sind, herrscht in 0,8% des Gebietes eine extreme Sommerhitze mit Julimitteln von mehr als 30°C . 10% der Fläche überschreiten den Schwellenwert von 20° . Dagegen wird auf 66% der Fläche die 10°C -Julisotherme nicht überschritten, 40 % sind kälter als 4°C (Schneegrenze?) und mehr als 20% überschreiten auch im Julimittel nicht den Gefrierpunkt.

Diese extremen thermischen Gegensätze treten im Karakorum auf wenigen km Horizontaldistanz auf, sie entsprechen einem auf Meereshöhe bezogenen Meridionalgradienten über mehr als 50 Breitengrade hinweg.

8.4. Thermische Vegetationsperioden als Indikator für das Anbaupotential

8.4.1 Berechnung thermischer Vegetationsperioden auf Basis monatlicher Mitteltemperaturen

Das Anbaupotential im Karakorum hängt im wesentlichen von 2 Faktorenkomplexen ab:

a) Das hygrische Potential wird von der Verfügbarkeit von glazialelem oder nivalem Schmelzwasser für den Bewässerungsfeldbau gesteuert. Entscheidend ist hierbei oft die lokale Topographie, die die Möglichkeit des "Anzapfens" von Schmelzwasserbächen erheblich modifizieren kann. Z.B. kann das Wasserpotential des Hunza-Flusses von der Bevölkerung kaum genutzt werden, da der tiefe Einschnitt des Flußbettes in die quartären Talschotterkörper die Zugänglichkeit für Kanalsysteme erschwert. Wichtiger sind die Seitentäler, bei denen die Zuverlässigkeit der Wasserversorgung von der Tatsache abhängt, ob Gletscherschmelzwasser oder nur das Wasser aus perennierenden oder temporären Schneefeldern den Abfluß speist. (vgl. KREUTZMANN 1989).

b) Das thermische und strahlungsklimatische Regime ist bei hinreichender Wasserversorgung der limitierende Faktor. Neben Beleuchtungs- und Strahlungsgrößen (vgl. BRAUN 1993, SCHMIDT 1993) steuern die mittleren Lufttemperaturen über die Ausdehnung der thermischen Vegetationsperiode Erntezyklen und Fruchtfolgen. Limitierend wirken auch die Frosttermine (vgl. 6.2).

Die thermische Vegetationsperiode wird von verschiedenen Autoren als die Andauer einer ununterbrochenen Abfolge von Tagen mit einer

Mitteltemperatur von mindestens 5°C angegeben (KAKDE 1985, WHITEMAN 1985, CONWAY et al. 1987, LARCHER 1984). LARCHER (1984) weist auf den Zusammenhang mit dem Beginn des Streckungswachstums hin. Andere Verfahren der Vegetationsperiodenabgrenzung arbeiten mit kumulativen Parametern wie Wärmesummen und Gradtagen (vgl. KAKDE 1985) oder kombinierten Parametern (vgl. VOLZ 1984). Hier soll der einfach zu bestimmende 5°C-Tagesisothermenmethode der Vorzug gegeben werden, die für ein möglichst breites Spektrum an Arten Gültigkeit besitzt. Zur detaillierteren Analyse thermischer Kennwerte sei auf 6.2 verwiesen.

Die Berechnung der Vegetationsperiode aus Monatsmitteltemperaturen beruht auf der Annahme, daß der Anstieg der Tagesmitteltemperaturen im langjährigen Mittel gleichmäßig bis zu einem Maximum im Juli erfolgt und demnach der Kurve eines Temperaturdiagramms aus Monatsmitteln parallel folgt. Die Länge der jährlichen Vegetationsperiode ergibt sich daher aus der Streckendistanz zwischen den Schnittpunkten der Jahrestemperaturkurve und einer im Abstand von 5°C abszissenparallelen Geraden (vgl. dazu auch CONWAY et al. 1984).

Dieser Vorgang kann numerisch nachvollzogen werden, indem über ein Zahlenfeld von 365 Elementen jeweils linear zwischen den mittleren Tagen eines jeden Monats interpoliert wird, und zwar aufsteigend von Mitte Januar bis Anfang Juli und absteigend zwischen Ende Juli und Mitte Januar. Für den Juli gilt die Annahme, daß der Monatsmittelwert am Anfang und am Ende des Monats noch realisiert wird. Daraus ergibt sich eine gewisse Fehlerquelle für Vegetationsperioden in der Klasse von 1 - 31 Tagen. Durch die Interpolation kann für jeden julianischen Kalendertag eine mittlere Temperatur berechnet und mit dem Schwellenwert verglichen werden. In einem Pascal-Programm wird dieser Vergleich nach der Interpolation durchgeführt und bei Erfüllung des Kriteriums der Zähler für die Vegetationsperiode um 1 erhöht. Der aus den Monatsmitteltemperaturen berechnete Andauerwert konnte am Beispiel von Karimabad mit dem aus einer 10jährigen Tagestemperaturreihe genau bestimmten Mittelwert der Vegetationsperiode verglichen werden. Die Abweichung betrug nur ein

Tag.

In die in 6.3 diskutierten Regressionsgleichungen zur Schätzung der Monatsmitteltemperaturen können nun eingesetzt werden, um für jede Höhenlage die thermische Vegetationsperiode zu bestimmen. Ein Pascal-Programm erzeugt nun über den oben erläuterten Algorithmus ein Zahlenfeld mit je einem Element pro Höhenmeter über ein Intervall von 8000 m. Anschließend wird eine digitale Integer-Höhendatei eingelesen, für jede Höhe die Vegetationsperiode aus der entsprechenden Position des Zahlenfeldes zugeordnet und in die Ausgabedatei geschrieben. Das Ergebnis kann als digitales Bild in IDRISI weiterverarbeitet werden.

8.4.2 Kartographische Umsetzung

Die Aussagekraft der digitalen Vegetationsperiodendatei ergibt sich erst aus der sinnvollen Abstufung von Klassen, die bestimmte Anbaupotentiale charakterisieren. Die Klassenwahl ist nicht ganz ohne Willkürlichkeiten, da genaue agrarökologische Detailstudien für den Raum fehlen. Anhaltspunkte entweder zu Höhengrenzen von Anbauzonen oder zur Vegetationsperiode in bestimmten Zonen finden sich in den Arbeiten von WHITEMAN (1985), WHITCOMB (1977), KREUTZMANN (1989), SAUNDERS (1983), CONWAY et al. (1987) und CRAMER (1993) sowie in mündlichen Mitteilungen der C.A.K. Mitarbeiter G.STÖBER (Yasin) sowie J.CLEMENS, R. HANSEN (Astor). Aus der Synopse dieser Informationen erscheint folgende Abstufung sinnvoll:

- Zone I: sicheres Doppelerntegebiet, Mais als Zweitfrucht reift voll aus
=> Vegetationsperiode (VP) 271 - 365 Tage;
- Zone II: Übergangsgebiet, 2 Ernten i.d.R. möglich, Mais als Zweitfrucht reift nicht immer aus
=> VP 241 - 270 Tage;
- Zone III: Einfacherntegebiet mit geringem Ertragsrisiko, für Weizenanbau geeignet
=> VP 191 - 240 Tage
- Zone IV: Einfacherntegebiet mit mittlerem bis hohem Ertragsrisiko, vorwiegend Anbau von Gerste, Buchweizen und Saubohnen => VP 141 - 190 Tage,
- Zone V: Weide- und Waldnutzung, Ackerbau ausgeschlossen => VP 31 - 140 Tage,
- Zone VI: nicht nutzbar => VP 0 - 30 Tage.

Die Abgrenzung der Klassen V und VI ist nicht ganz unproblematisch, da genaue Angaben in der Literatur fehlen und in den oberen Höhenklassen die hygrischen und (reliefabhängigen) strahlungsklimatischen Faktoren die Wirkung der thermischen Vegetationsperiode überprägen können (dazu auch BRAUN 1993).

Die Klassifikation wurde wiederum mit dem Idrisi-Reclass-Modul durchgeführt, das Ergebnis ist in Beilage 5 dargestellt.

Doppelerntegebiete mit sicheren Maisertägen finden sich demnach im Indus-Tal bis oberhalb der Gilgit-Mündung. Im Hunzatal verläuft diese Zone bis etwa zur Höhe von Chalt, im Gilgit-Tal bis oberhalb der Ishkoman-Mündung bei Punial. Ausgedehnte Flächen dieser Zone befinden sich im W des Gebietes auch in den unteren Talstufen von Kunar-River (Lower Chitral) und dem unteren Swat-Tal. Die Übergangszone erstreckt sich im Hunza-Tallängsschnitt bis deutlich oberhalb von Karimabad. Im Ishkoman-Tal nimmt sie den größten Abschnitt des Längsprofils ein, während sie im benachbarten Yasin-Tal nur bis unterhalb Yasin (Ort) reicht.

Einfacherntegebiete nehmen weite Bereiche ein - vor allem im oberen Hunza und in Baltistan. Bemerkenswert sind die ausgedehnten Flächenanteile der Zone Einfachernte mit mittlerem bis hohem Ertragsrisiko im oberen Astor-Gebiet (z.B. Rupal). R.HANSEN (mündliche Mitteilung 1993) berich-

tet hier von einem hohen Abwanderungsdruck der Bevölkerung aufgrund häufiger Mißernten durch widrige Temperaturverhältnisse.

Für das Gesamtgebiet können auch die Flächenanteile der jeweiligen Zonen bestimmt werden. Sie belegen eindrucksvoll die engen Grenzen, die der Naturraum der Aktivität des wirtschaftenden Menschen in dieser Region setzt. 38,7 % des gesamten Gebietes fallen in die Kategorie "nicht nutzbar". 12,1 % können potentiell forst- oder weidewirtschaftlich genutzt werden. Ca. 20 % des Gesamtgebietes erlauben von der Vegetationsperiode her Ackerbau. Davon dominiert jedoch die Klasse "Einfachernte mit mittlerem bis hohem Anbaurisiko" (10,4% der Gesamtfläche), dagegen erlaubt die VP nur auf 3,5 % der Fläche eine sichere Doppelernte. Real müssen die nutzbaren Flächenanteile noch wesentlich geringer sein, da die Flächenstatistik weder die Restriktion der Schmelzwasserversorgung noch - aufgrund der groben Auflösung des DGM - die Einschränkung durch extrem steile Hänge bzw. Unzugänglichkeit berücksichtigen kann. Wesentlich ist jedoch die Aussage, daß selbst in dem vom thermischen Potential für Ackerbau geeigneten Bereichen, die marginalen Standorte dominieren.

Einschränkungen der Aussagekraft der Karte ergeben sich auch durch vom rein höhenabhängigen Ansatz nicht erfaßten meso- und mikroklimatischen Differenzierungen, z.B. aufgrund von katabatischen Kaltluftabflüssen aus Gletschertälern oder strahlungsklimatischen Differenzierungen in Abhängigkeit von Exposition und Hangneigung (vgl. BRAUN 1993, SCHMIDT 1993). CRAMER (1993) konnte im Bagrot-Tal eine Verlängerung der thermischen VP auf Südhängen im Vergleich zum Gegenhang nachweisen. Auf regionalem Maßstab sind jedoch planungsrelevante Aussagen anhand von Karte 6 zu treffen. So können z. B. bei der Planung von Förderprogrammen zur ländlichen Entwicklung die ökoklimatischen Randbedingungen in den einzelnen Talschaften vorab bewertet werden.

8.5 Synthese: Karte der hygrothermischen Zonen

8.5.1 Methodischer Ansatz

Die landschaftsökologische Gliederung des Untersuchungsgebietes ergibt sich zumindest auf kleinem Maßstab aus der Überlagerung der thermischen und hygrischen Bedingungen. In vertikaler Betrachtung ist das Gebiet durch mit der Höhe zunehmende hygrische Gunst bei wachsender thermischer Ungunst gekennzeichnet. Überlagert wird dieses Gliederungsprinzip vom bereits diskutierten großräumigen hygrischen SW-NE-Gradienten. Die kleinräumige topoklimatische Differenzierung ist in erster Linie eine Funktion von topographischen Variablen wie Exposition, Hangneigung, Horizontüberhöhung etc. (vgl. SCHMIDT 1993, BRAUN 1993). Auf dem hier zu untersuchenden Maßstab muß sie unberücksichtigt bleiben.

Aus den zur Verfügung stehenden flächendeckenden digitalen Datensätzen konnte durch Verschneidung von Jahresniederschlag und thermischer Vegetationsperiode in einem GIS eine hygrothermische Gliederung des Untersuchungsgebietes erarbeitet werden. Die Abgrenzung der hygrischen Klassen wurde in Anlehnung an den Vorschlag von HEWITT (1989, vgl. Fig. 5) vorgenommen. In Abweichung von HEWITT wurde nach Sichtung der von CRAMER (1993) am Beispiel des Bagrot-Tales errechneten Verdunstungswerten die Klasse von 350 -500 mm nicht als subhumid, sondern noch als semiarid eingestuft. Die Klasse unterhalb 200 mm soll aufgrund der extremen Verdunstung in den heißen ariden Talböden als euarid (vgl. MIEHE et al. 1993) eingestuft werden.

Die thermische Abstufung wurde anhand der Vegetationsperiode vorgenommen. Der Vorteil liegt in der Integration des Temperaturjahresganges in einem Parameter (vgl. 8.4.1) und im unmittelbaren Bezug zur Landnutzung (8.4.2). Es bot sich eine Abstufung von 4 äquidistanten Klassen an (vgl.

Legende Beilage 6), deren verbale Benennung gebietsspezifisch aufzufassen ist. D.h. eine Klassifizierung als "warm" ist nicht im Sinne der globalen Nomenklatur KÖPPENS zu verstehen, sondern kennzeichnet die thermisch relativ günstigen Bereiche, in denen noch eine Doppelernte möglich ist. Die Verknüpfung der Datenebenen erfolgte wieder mit IDRISI durch additive Verschneidung einer in 10er-Intervallen codierten klassifizierten Niederschlagsdatei mit einer in 1er-Intervallen codierten klassifizierten Vegetationsperiodendatei.

Eine Häufigkeitsauszählung ergab, daß von 20 möglichen Klassen nur 16 realisiert waren. Diese wurden mit entsprechenden Farbcodes belegt und in ihrer räumlichen Verteilung auf der Karte in Beilage 6 dargestellt.

8.5.2 Interpretation der Karte

Da wesentliche Gesichtspunkte der hygrischen und thermischen Gliederung bereits ausführlich diskutiert wurden, sollen hier einige kurze Anmerkungen genügen.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß der südwestliche Bereich des Untersuchungsgebietes (Unterchitral, unteres Swat-Tal, Industal südlich Dassu) deutlich als ökologisches Gunstgebiet hervortritt. Die violetten Farbtöne ordnen den Raum den Klassen warm-subhumid, warm-humid bzw. gemäßigt-humid zu. Dies wird dem Landschafts- und Vegetationscharakter gerecht. Vor allem im Unterchitral werden von vielen Autoren Vorkommen dichter "mediterraner" Eichen (*quercus baobot*), Zedern- und Tannenwälder beschrieben, die relativ hohe thermische und hygrische Ansprüche stellen (BRECKLE 1974, SCHEIBE 1937, KERSTAN 1937, HASERODT 1989a).

Die auch im Karakorum noch reliktwiese anzutreffenden temperierten Nadelwälder sind dagegen den Klassen subhumid/gemäßigt bis subhumid/kühl zuzuordnen. Auffallend ist der hohe Flächenanteil der gemäßigten Variante im Bereich des Nanga Parbat-Massives, wo bereits von TROLL (1939) dichte Nadelwaldbestände beschrieben wurden. Im Hunza-Karakorum fallen die Waldstandorte eher in die Kategorie subhumid-kühl, da erst in wesentlich größeren Höhen ausreichend Niederschläge anzutreffen sind. Deutlich wird auch, daß nach N hin die Arealanteile dieser Klassen stark abnehmen. Im Gesamtbild fällt auf, daß im Karakorum die Kategorie kühl/humid, die im Westhimalaya, Hindu-kusch und in Kohistan große Flächenanteile einnimmt, praktisch nicht vertreten ist. Die noch ausreichende Vegetationsperiode von bis zu 4 Monaten und die hygrische Gunst lassen diese Areale für eine Hochweidenutzung günstig erscheinen.

8.6 Zusammenfassung

Die in den vorangegangenen Kapiteln erarbeiteten empirischen Grundlagen konnten teilweise durch Verschneidung mit einem digitalen Geländemodell in einem GIS in flächendeckende digitale Klimadatensätze umgesetzt werden:

Eine digitale Karte der mittleren Jahresniederschlagssummen wurde auf Basis eines multivariaten Regressionsmodells erstellt, das statistisch eine optimale Anpassungsgüte ($r^2 = 0,988$) erzielt. Die Plausibilitätsüberprüfung der Karte anhand von Schneeakkumulations- und Abflußdaten, vegetationsgeographischen Befunden sowie kurzfristigen Niederschlagsmessungen erbrachte zufriedenstellende Resultate.

Für die Einzugsgebiete von Astor, Gilgit und Hunza River konnten durch Verschneidung der digitalen Höhen- und Niederschlagsdatei die Beiträge der einzelnen Höhenstufen zum Gesamtniederschlagsgewinn sowie mittlere Höhengradienten des Jahresniederschlages ermittelt werden. Im Vergleich der Einzugsgebiete ergaben sich bemerkenswerte Unterschiede mit Implikationen für den Wasserhaushalt.

Basierend auf einfachen linearen Regressionsgleichungen konnten Karten der Monatsmitteltemperaturen berechnet werden.

Die Andauer der thermischen Vegetationsperioden (5°C -Schwellenwert) wurde über einen Rechenalgorithmus ermittelt und in eine flächendeckende Datei umgesetzt. Die Klassifizierung dieser Datei ermöglicht eine Übersicht des thermischen Anbaupotentials für das Gesamtgebiet.

Durch Verschneidung der Niederschlagskarte mit aus der thermischen Vegetationsperiode abgeleiteten Temperaturstufen konnte eine synthetische Karte der hygrothermischen Zonen erarbeitet werden, die einen unmittelbaren landschaftsökologischen Bezug herstellt.

9 Fazit

Klima als naturräumliche Randbedingung: Die extremen klimatischen Randbedingungen, die der Aktivität menschlicher Gesellschaften in den Hochgebirgen Nordpakistans erhebliche Restriktionen auferlegen, konnten in der vorangegangenen Studie erfasst und teilweise flächendeckend kartographisch aufbereitet werden. Zusammengefaßt können von 3 Faktorenkomplexen Limitationen ausgehen:

Thermische Limitationen bestehen in erster Linie in Einschränkungen der Anbauperioden aufgrund kurzer Sommer in den Hochgebirgslagen (vgl. Karte 6) und potentiellen Ernterisiken aufgrund von Spät- oder Frühfrösten. In den sommerlich aufgeheizten Tallagen sind auch Einschränkungen der Produktivität von Kulturpflanzen aufgrund extrem hoher Temperaturspitzen denkbar.

Hygrische Limitationen bestehen für den Ackerbau nur indirekt und hängen mit der Dynamik der Schneedecke und Gletscher zusammen. Für Forst- und Weidewirtschaft sind jedoch auch die in situ fallenden Niederschläge von großer Bedeutung. Die ausschließlich auf Bewässerung angewiesene Ackerbaukultur hängt entscheidend von der Verfügbarkeit von Schmelzwasser aus perennierenden Schneedecken bzw. -flecken oder Gletschern ab. Zahlreiche Indizien weisen darauf hin, daß diese keine statische Größe ist, sondern erheblichen zeitlichen und räumlichen Variationen unterliegt:

- Nach Berichten von KREUTZMANN (1989), WHITEMAN (1985) und SAUNDERS (1983) treten in den Oasensiedlungen des Hunza-Tales Engpässe mit der Wasserversorgung auf, wenn die Bewässerungskanäle nicht von Gletscherschmelzwasser, sondern von perennierenden oder saisonalen Schneedecken gespeist werden. Letztere sind in hohem Maße vom kurzfristigen Witterungsverlauf abhängig, nämlich der Menge der winterlichen Niederschläge und den Temperaturverhältnissen in der frühjährlichen Ausaperungsperiode.

Aber auch die Gletscherschmelzwasserversorgung ist mit Unsicherheiten behaftet. Plötzliche "glacier surges" können die Kanalbauwerke zerstören, ein Rückschmelzen von Gletschern führt zum Trockenfallen von Kanälen.

- Auch aus dem Yasin- und Ishkoman-Tal wird vom Bruchfallen marginaler Bewässerungsstandorte aufgrund nachlassender Wasserzufuhr aus perennierenden Schneeflecken berichtet (MIEHE 1993).
- Diese Befunde stehen im Einklang mit den Ergebnissen der Zeitreihenanalysen mit signifikanten Rückgangstrends bei den Jahres- und Frühjahrsniederschlägen im W des Untersuchungsgebietes (Station Drosh) und den Jahresabflußwerten des Gilgit River.

Bioklimatische Limitationen ergeben sich aus den Besonderheiten des Hochgebirgsklimas und schränken Wohlbefinden, Gesundheit und Leistungsfähigkeit des Menschen ein. BELKIN (1992) untersuchte die bioklimatischen Bedingungen ("bioclimatic index of severity of climate regime") in einem Hochgebirgsraum Tadschikistans. Für die besiedelten Hochgebirgsräume im Intervall von 2500 bis 4500 m konnte er erhebliche Einschränkungen der Arbeitsfähigkeit und den erschwerten Verlauf von Erkrankungen feststellen. Diese Befunde können durchaus auf den pakistanischen Hochgebirgsraum übertragen werden. Auch hier liegen viele Dauersiedlungen in besagtem kritischen Höhenintervall.

Wägt man die genannten Limitationsfaktoren gegeneinander ab, liegt der Schluß nahe, daß der hygrische Wirkungskomplex das höchste Risiko- und Unsicherheitspotential birgt. Die thermischen Limitationen unterliegen nur relativ geringen zeitlichen Schwankungen und können durch Adaption bzw. Auswahl entsprechender Anbauspezietäten partiell ausgeglichen werden. Ebenso besteht ein gewisser Adaptionsspielraum bezüglich der bioklimatischen Bedingungen.

Veränderungen essentieller Wasserhaushaltsgrößen - z.B. des Niederschlagsregimes - können dagegen

mittelfristig dramatische Auswirkungen auf die auf Schmelzwasserbewässerung angewiesene Oasenlandwirtschaft und damit die ohnehin labile Tragfähigkeit des Raumes (vgl. ALLAN 1991) zur Folge haben. Eine realistische Bewertung des Risikopotentials setzt die möglichst genaue Kenntnis der statischen und dynamischen Wasserhaushaltsgrößen voraus.

Die Niederschlags- und Abflußuntersuchungen der vorliegenden Studie konnten dazu einen Beitrag leisten. Als statische Größe konnten flächendeckend und dreidimensional die mittleren Jahresniederschlagssummen ermittelt werden. Die daraus abgeleiteten hygrischen Höhenstufen - d.h. die relativen Beiträge einzelner Höhenintervalle zum Gesamtniederschlagsgewinn eines Einzugsgebietes - führten zu bemerkenswerten Ergebnissen: Der überwiegende Teil des Niederschlages und indirekt auch des Abflusses wird von einem in der Vertikalen nur schmalen Höhenintervall geliefert. Diese Konzentration ist im Gilgit-Einzugsgebiet besonders drastisch ausgeprägt (30% aus nur einem 250 m - Intervall). Hinzu kommt die Tatsache, daß die potentielle Maximalzone des Niederschlages hier aufgrund der orographischen Bedingungen kaum ausgeschöpft werden kann (vgl. Fig. A809).

Die geringe Diversifizierung der hygrischen Höhenstufen weist auf die hohe Sensitivität des Hochgebirgsraumes gegenüber Veränderungen des vertikalen Niederschlagsgradienten hin.

Eine wichtige dynamische Größe für den Wasserhaushalt ist die Synoptik niederschlagswirksamer Wetterlagen. An Fallbeispielen und anhand korrelationsstatistischer Untersuchungen konnte nachgewiesen werden, daß der indische Sommermonsun indirekt erheblichen Einfluß auf das sommerliche Niederschlagsregime ausübt.

Auch im Frühjahr ist die Zufuhr warmer Luftmassen aus dem Tiefland bzw. der Arabischen See infolge meridionaler Wetterlagen in hohem Maße niederschlagswirksam und führt zur hygrischen Begünstigung des südwestlichen Untersuchungsgebietes.

Die Häufigkeit sommerlicher Schlechtwetterlagen ist in den Hochgebirgslagen größer als die Monatssummen der Talstationen aussagen, wie die Analyse der Spurenniederschläge in Kombination mit meteorologischen Kurzzeitreihen aus den Hochlagen zeigte.

Implikationen globaler Klimaveränderungen für Klima und Wasserhaushalt der pakistanischen Hochgebirge: Die grobe räumliche Auflösung der bisherigen Modellrechnungen zu anthropogenen Klimaveränderungen erlaubt zur Zeit noch keine hinreichend genauen Aussagen für den regionalen Maßstab des Untersuchungsgebietes. Daher muß auf Analogieschlüsse zurückgegriffen werden. Nach dem gegenwärtigen Forschungsstand ist bei fortschreitender globaler Erwärmung mit verstärkter Verdunstung aus den tropischen Ozeanen und einer entsprechenden Zunahme des Wasserdampfgehaltes zu rechnen (GAFFEN et al., 1991, zitiert nach ENQUETE-KOMMISSION, 1992). Auch RAVAL und RAMANATHAN (1990) halten einen Anstieg des Wasserdampfgehaltes und damit der latenten Wärme in der tropischen Troposphäre für wahrscheinlich, woraus eine gesteigerte Konvektion und höhere Niederschläge folgen müssen. Für den indopakistanischen Subkontinent muß daraus eine Steigerung der Monsunintensität resultieren, die auch in der von MITCHELL et al. (1992) vorgestellten Prognose einer Niederschlagszunahme in Südasien zum Ausdruck kommt. Eine Verstärkung des indischen Sommermonsuns muß aufgrund der in 7.4 erläuterten Zusammenhänge für das Untersuchungsgebiet eine erhöhte Frequenz von sommerlichen Schlechtwettereinbrüchen zur Folge haben. Für die Winter/Frühjahrsniederschläge finden sich dagegen in den hier verarbeiteten Zeitreihen Anzeichen für eine Abnahmetendenz. Daher kann eine Verschiebung der Proportion von Winter- und Sommerniederschlägen bei evtl. Konstanz der Jahressummen als ein mögliches Szenario angesehen werden. Dies kann nicht ohne Folgen für den Wasserhaushalt bleiben. Das gegenwärtige hydrologische Wirkungsgefüge ist durch Input und Akkumulation von Schnee aus advektiven Niederschlägen in der kalten Jahreszeit und

Mobilisierung der in Schnee- und Eis gebundenen Reserven während der sommerlichen Ablationsperiode unter subtropischen Strahlungswetterbedingungen gekennzeichnet. Die Ablation wird nur gelegentlich infolge der monsunal beeinflussten Schlechtwettereinbrüche reduziert, was sich in deutlichen Einbrüchen der Abflußkurven äußert. Für die Bewässerungslandwirtschaft ist diese Konstellation optimal, da in der sommerlichen Anbauperiode genügend Schmelzwasser aus der im Winter angereicherten Reserve zur Verfügung steht.

Ändert sich die Proportion von Winter- und Sommerniederschlägen, wird dieses Gleichgewicht gestört, indem durch häufigere mit starker Bewölkung verbundene Schlechtwettereinbrüche die Schmelzwasserproduktion reduziert wird und die Abflüsse größere Variabilitäten erhalten. Mit Schlechtwettereinbrüchen einhergehende Neuschneefälle erhöhen zudem die Albedo, mit der Folge einer weiteren Ablationshemmung. Zusätzlich stehen infolge evtl. reduzierter Winter/Frühjahrsniederschläge weniger Wasserreserven aus temporären Schneedecken zur Verfügung. Eine weitere Folge kann eine Veränderung des vertikalen Niederschlagsgradienten (siehe oben) aufgrund der stärkeren Gewichtung der monsunalen Komponente sein. Die Konsequenz wäre eine relative "Austrocknung" der durch advektive Niederschläge geprägten Hochlagen oberhalb der klimatischen Schneegrenze. Die Folgen für die Massenbilanz der Gletscher und die für den Raum essentiellen eisgebundenen Wasserreserven sind evident. Ebenso könnte ein Erwärmungstrend (vgl. Zeitreihe Skardu, BÖHNER 1993, THOMPSON et al. 1992) negative Folgen für den glazial geprägten Wasserhaushalt haben.

Weiterer Forschungsbedarf: Die oben erläuterte Problematik kann nach dem bisherigen Forschungsstand nur qualitativ diskutiert werden. Zwar wurden mit der vorliegenden Arbeit erste flächendeckende klimatologische Basisinformationen bereitgestellt, die auch als Ausgangsszenario in evtl. Modellierungen einfließen können, essentielle Regelgrößen - vor allem des Wasserhaushaltes bedürfen dagegen noch der Quantifizierung.

Detaillierte quantitative Abflußmodelle können nur über Feldmessungen in kleinen definierten Einzugsgebieten mit unterschiedlichem Vergletscherungs- bzw. Schneebedeckungsgrad kalibriert werden. Die Einzugsgebiete der von WAPDA betreuten Pegelstationen sind zu heterogen, um zuverlässige Aussagen zu erlauben.

Die bisher auf Basis empirischer Modelle erstellten Klimakarten, könnten durch Verdichtung des Stationsnetzes weiter verbessert werden. Eine Erweiterung der empirischen Datengrundlage würde die Einbeziehung weiterer topographischer Variablen ermöglichen.

Eine zentrale Bedeutung muß der Gewinnung zusätzlicher Niederschlagsdaten aus großen Höhen zur besseren Absicherung der vertikalen Gradienten zukommen. Für Höhen oberhalb 5000 m ist indirekten Methoden wie Schneeakkumulationsbestimmung der Vorzug zu geben.

Weiterführende Fallstudien mit digitalen und multispektralen Wettersatellitenbildern könnte das Verständnis der synoptischen Wirkungsmechanismen bei der Interaktion von Monsun- und Westzirkulation gerade bei Katastrophenereignissen wie im September 1992 vertiefen. Dazu gehören insbesondere Kenntnisse über die Wolkenhöhen und den Wasserdampfgehalt.

Aus den bisherigen Ausführungen wurde deutlich, daß die traditionelle Bewässerungslandwirtschaft im Karakorum gerade vor dem Hintergrund globaler Klimaveränderungen mittelfristig einem erheblichen Risikopotential, bedingt durch mögliche Veränderungen im Wasserhaushalt, ausgesetzt ist. In diesem Sinne ist die rezente Öffnung des einst isolierten "Kulturraums Karakorum" und dessen Integration in die nationale Volkswirtschaft Pakistans als Chance aufzufassen, den engen Restriktionen des Naturraumes zu begegnen.

Summary:

On the global scale the climate of the Karakoram is classified as a transition zone between the semi-humid monsoonal forelands of the Himalayas and the dry continental steppe areas in Central Asia. The long-term records of official weather stations located in the valley bottoms suggest fully arid conditions (annual precipitation below 150 mm).

But the enormous accumulation of snow and ice in the elevation bands above 4500 m combined with high discharge rates of rivers counterpoint this impression and characterize the high mountain areas as an hygric anomalie within a subtropical dry belt.

The atmospheric circulation is governed by a seasonal intersection of extratropical and tropical elements - i.e. westerly disturbances in spring and a partial impact of Indian summer monsoon in summer.

Vertical gradients of temperature are steep. The inverse relationship between thermic and hygric gradients leads to a strict limitation of natural biomass productivity to a shallow elevation band. In agroecosystems this restriction is partially resolved by means of melt water irrigation on alluvial fans.

The objective of this study was to improve the knowledge about temporal and spatial variation of essential climatic parameters. By use of a geographic information system (GIS) several data layers were superimposed in order to create a hygrothermic zonation directly related to landuse potential.

The first approximation was a descriptive statistical evaluation of basic climatic data gathered from stations of Pakistan Meteorological Department (PMD) and Water and Power Development Authority (WAPDA).

Annual sums of precipitation reveal a distinctive SW-NE biased gradient of precipitation due to the general orientation of main mountain ranges and circulation effects.

Statistical variability of precipitation is as high as expected in subtropical regions. Annual amplitudes of temperature show continental conditions.

Annual curves of precipitation are generally of "mediterranean" type with spring maxima but in some cases accentuated by a secondary summer peak.

Annual variation of cloud coverage reveals a higher significance of summer seasons than precipitation amounts. Cloud coverage also shows a marked diurnal variation.

Evaporation in the valley bottoms exhibits a six fold exceeding of annual precipitation sums. Humid months occur in the moister subregions above an elevation of 2200 m msl.

Annual variation curves of river discharge reflect glacial and nivo-glacial runoff regimes.

Time series analyses were carried out for the few available long term records:

Extremes of high precipitation amounts could be related to relatively short events within a few days.

A statistically significant decreasing trend of precipitation could be worked out for the western part of the research area.

All station reveal a significant humidity peak in the 1950's.

A low pass filtering of precipitation data led to a significant decrease since the mid-seventies.

Mean temperatures of Skardu show a significant linear increase.

Spectral analyses of temperature and precipitation manifest significant peaks on two frequencies. This can be interpreted as a coherence with two signals - a common signal of all analysed stations as regional effect and disparate signals due to local effects.

Time series of runoff data reveal a significant decrease of runoff for the catchment area of Gilgit river.

Typical patterns of seasonal precipitation regimes could be worked out by correlation and factor analyses:

- a) "mediterranean" regime with high precipitation amounts and low variability with summer proportion below 15% of annual amount,
- b) semi-arid transition climate leewards of main Himalaya range,
- c) continental fully arid regions of the inner Karakoram valleys.

A trend surface analysis led to a statically significant SW-NE gradient of precipitation. Annual variation of residuals from the trend-determined values of each station could be interpreted as local mesoclimatic deviations from the regional trend.

Vertical gradients were computed by using long term means of official stations as well as short-term records of CAK and other research stations. In summer gradients vary between 0,98 mm/100m and 6,8 mm/100m related to a period of 30 days.

Precipitation amounts in high mountain areas above 4000 m were estimated indirectly by using river runoff data and snow accumulation records gathered from publications and unpublished research reports.

Evidence is given for a non-linear increase in precipitation to at least 5000 m msl due to advective processes. In areas under direct influence of monsoon a secondary maximum is found at about 2500 m msl.

Examination of thermal gradients is confined to vertical dimension. Mesoclimatic effects suppress a significant regional trend. Mesoclimatic variations could be analysed in case studies of records in daily and hourly resolution. Agroclimatic growth parameters could be derived from these records.

Frequency analyses of daily precipitations classified on a semi-logarithmic scale led to distinctive and individual patterns of precipitation regimes at all stations that are concealed by average monthly amounts. Strong precipitation events are abundant in the SW part (Chitral, Swat) particularly in the spring season. In the valley bottoms of inner Karakoram high frequencies of trace events can be found in summer. Trace records in the valleys correspond with copious rain and snow events in the higher mountain areas and can be interpreted as indicators for synoptic processes in summer.

Correlations of aerological wind parameters with ground precipitation showed significant coherences between westerlies on 500 hPa (i.e. 5700 m msl) and spring precipitation. In July precipitation correlates significantly with the southerly component on 500 hpa.

The hypotheses derived from statistical examinations could be thoroughly confirmed by means of synoptic case studies using DMSP weather satellite images, weather charts and daily ground records: Summer precipitation in valleys and high areas are linked with two basic assumptions:

- a) The occurrence of strong convective Cb clusters due to monsoonal depressions in the Himalaya foreland west of 76°E and north of 30° N.
- b) A southerly mid tropospheric air current (500 hPa) over the study area e.g. induced by a trough over the Pamirs.

These conditions lead to an uplifting of water vapour from the surface monsoon circulation into high ranging convective cells and an entrainment in the mid tropospheric southerly air current. This enables a long-distance transfer of monsoon related moisture over the crest lines of Himalayas into the Karakorams. Precipitation is triggered off by forced convection at high mountain ranges and can be enforced through cold air intrusions from NW.

Copious winter and spring rains are more related to meridional circulation due to upper tropospheric troughs along an axis between 60° and 70°E. This leads to a transfer of warm and moist air masses from the Arabian sea and Pakistan low lands. Frontal systems from W passing Hindukush and Pamirs are also relevant but lead to lower precipitation amounts due to lee effects.

The results of statistical and synoptic investigations served as basic assumptions for computing spatial statistical models in order to generate large scale maps of essential climatic parameters. A topographic map 1:1 000 000 was digitized and transformed to a grid based digital terrain model.

The spatial distribution of annual precipitations could be approximated by a multivariate regression model with a determination (r^2) of 0,98. The regression model was imposed on the terrain model by means of a GIS software. Spatial patterns of the precipitation map were counterchecked by means of snow accumulation data, vegetation coverage and runoff data of certain catchment areas. A high plausibility of the model could be confirmed.

For several catchment areas the contribution of certain elevation bands to total water yield was computed by using the GIS. Remarkable differences in the vertical arrangement of water resources were worked out and lead to conclusions concerning the stability of natural water resources related to landuse potential.

The superposition of precipitation map and a spatial data set of thermic growth periods led to a map of hydrothermic zones with a direct reference to agroclimatic land use potential. This map can be used as a basic information set for planning purposes like rural development programmes.

An outlook presents some general conclusions concerning the sensitive balance of water resources in the high mountain area under the impact of a possible global climate change.

LITERATURVERZEICHNIS:

- ALAM, F.C.K. (1972): Distribution of precipitation in mountainous areas of West Pakistan. In: Distribution of precipitation in mountainous areas. Geilo. Symposium Norway, 31.7.-5.8.1972, Vol.2, Genf, (WMO, OMM Nr.326), S.290-306.
- ALLAN, N.J.R. (1991): From autarky to dependency: Society and habitat relations in the South Asian mountain rimland. In: Mountain Research and Development, Vol. 11, No. 1, S. 65-74.
- ALI, G. (1989): Some hydrology aspects of snowmelt runoff under summer conditions in the Barpu Glacier Basin, Central Karakorum, Himalaya, Northern Pakistan. Diplomarbeit (Thesis M.A.) der Wilfried-Laurier-University, Waterloo .
- ALISOW, B.P. (1954): Die Klimate der Erde. Berlin.
- BAHRENBERG, G. und GIESE, E. (1975): Statistische Methoden und ihre Anwendung in der Geographie. Stuttgart.
- BARRETT, E.C. (1974): Climatology from Satellites. London.
- BARRY, R.G., und CHORIEY, J. (1971): Atmosphere, weather and climate. New York.
- BARRY, R.G. (1992): Mountain climatology and past and potential future climatic changes in Mountain regions: A review. In: Mountain Research and Development, Vol. 12, No.1, pp. 71-86.
- THE BATURA INVESTIGATION GROUP (1979): The Batura glacier in the Karakorum mountains and its variations. In: Scientia Sinica, Vol. XXII, No. 8, pp. 958-974.
- BAUMGARTNER, A.; LIEBSCHER, H.J. (1990): Lehrbuch der Hydrologie. Quantitative Hydrologie. Berlin.
- BELKIN, V. SH. (1992): Biomedical Aspects of mountain regions: A case study for the Gorno-Badakhshan Autonomous Region, Tajikistan. In: Mountain Research and Development, Vol. 12, No. 1, S. 63-70.
- BLUMER, F. (1990): Precipitation conditions in Xinjiang Province. In: OHMURA et al. (Hrsg.), S.74-103.
- BLÜTHGEN, J. und WEISCHET, W. (1980): Allgemeine Klimageographie. Berlin, New York.
- BOEHNER, I. (1993): Säkulare Klimaschwankungen und rezente Klimatrends in Zentral- und Hochasien. Diss. Universität Göttingen.
- BOHLE, H.G., PILARDEAUX, B. (1993): Jahrhundertflut in Pakistan. In: Geographische Rundschau, Jg.45, H.2, S. 124-126.

- BOLIN, B. (1950): On the influence of the earths orography on the general character of the westerlies. *Tellus*, Vol. 2, pp. 184-195.
- BOX, G.E.P.; JENKINS, G.M. (1976): *Time series analysis, forecasting and control*. 2.Auflage. San Francisco.
- BRAUN, G. (1993): *Interpretation und Analyse fernerkundlicher und landschaftsökologischer Multi-Source-Daten im Hochgebirge Nordpakistans*. Dissertation Bonn (in Vorbereitung).
- BRAUN, G.; WINIGER, M. (1992): Vegetation mapping and a statistical approach for the reconstruction of the potential forest cover using Landsat-5-TM data and DTM. Proc. Sat. Symposium 1 & 2, International space year conference, Munich, ESA, ISY -2, S.381-385.
- BRAZEL, A.J.; MELVIN, G.M. (1991): July temperatures in Kashmir and Ladakh, India: Comparisons of observations and general circulation model simulation. In: *Mountain research and development*, Vol.11, No.2, 5/91, S.75-86.
- BRECKLE, S.-W. (1974): Die Vegetationsstufen im zentralen Hindukusch. In: *Afghanistan Journal*, Jg.1, H.3, S.75-80.
- BROSIUS, G. (1989): *SPSS - PC+ advanced Statistics and tables. - Einführung und praktische Beispiele*. Hamburg und New York.
- BRUNSDEN, D.; JONES, D.K.C.; GOUDIE, A.S. (1984): Particle size distribution on the debris slopes of the Hunza-Valley. IN: Miller, K.I. (ed.): *The International Karakoram Project*, Vol.II, Cambridge.
- BURROUGH, P.A. (1990): Optimale Methoden zur Interpolation von Umweltvariablen in geographischen Informationssystemen. In: *Geographica Helvetica*, Nr.4, S.154-160.
- CHROMOW, S.P. (1957): Die geographische Verbreitung der Monsune. In: *Petermanns geographische Mitteilungen*, Nr.101, S.234-237.
- CLARK, A.V.; HOSKING, P.L. (1986): *Statistical methods for geographers*. New York.
- CONRAD, U. (1937): Zur Definition des Monsuns. In: *Meteorologische Zeitschrift*, Bd.54, S.313-317.
- CONWAY, G.; MIAN, A.; ALAM, Z.; YAR, R.; HUSAIN, T. (1987): *Agroecosystem zoning of the Hunza-Valley. First iteration, Draft Report* (International Institute for environment and development, IIED). London.
- COWARD, M.P.; JAN, Q.; REX, D.; TARNEY, I.; THIRWALL, M.; WINDLEY, B.F. (1984): *Geology of the South Central Karakoram and Kohistan*. IN: MILLER, K.I. (ed): *The International Karakoram project*, S.71-85. Cambridge.

- CRAMER, T. (1993): Klimaökologische Studien im Bagrot-Tal. Diss. Bonn (in Vorbereitung)
- DANZEISEN, H.H. (1983): Experimentelle Untersuchungen bodennaher Lufttemperatur- und Feuchteverteilungen in Stadtgebieten mit Hilfe eines Meßwagens. Beiträge Landespflege Rheinland-Pfalz, 9, S.7-34, Oppenheim.
- DAS, P.K. (1987): Short and long-range monsoon prediction in India. In: FEIN, STEPHENS (Hrsg.), S.549-578.
- DEFANT, H. (1949): Zur Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkung zur Theorie der Berg- und Talwinde. In: Archiv für Meteorologie (A) 1, S.421-150.
- DESAI, B.N. (1975): Causes responsible for the onset and maintenance of the summer monsoon over India. In: Indian Journal of Meteorology, Hydrology and Geophysics, Vol.26, No.1, S.71-76.
- DE SCALLY, F.A. (1989): The role of avalanche snow transport in seasonal snowmelt, Himalaya Mountains, Pakistan. Dissertation, Waterloo Ontario Canada.
- DESIO, A. (1963): Review of the geology formations of the western Karakorum (Central Asia). In: Riv. Ital. Paleont. and Stratigr. 69, S.. 475-501. Milano.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (1984, 1985, 1987): Europäischer Wetterbericht, Amtsblatt des DWD. Offenbach.
- DOMRÖS, M.; GONBING, P. (1988): The climate of China. Berlin, Heidelberg, New York.
- DOMRÖS, M. (1970): A rainfall atlas of the Indo-Pakistan Subcontinent. In: SCHWEINFURTH, U., FLOHN, H., DOMRÖS, H. (Hrsg.) (1970): Studien zur Klimatologie des südasiatischen Raumes. Heidelberg.
- ENQUETE KOMMISSION ZUM SCHUTZ DER ERDATMOSPHERE DES DEUTSCHEN BUNDESTAGES (1992): Klimaänderung gefährdet globale Entwicklung. Zukunft sichern - Jetzt handeln. Bonn.
- FEIN, J.S., STEPHENS, P.L. (Hrsg.) (1987): Monsoons. New York.
- FERGUSON, R.I., COLLINS, D.N., WHALLEY, W.B. (1984): Techniques of investigating meltwater runoff and erosion. IN: MILLER, K.J. (ed.): The International Karakoram Project, Vol.II, S. 374-382.
- FINSTERWALDER, R. (1959): Recent german expeditions to Batura Mustagha and Rakaposhi, Journal of Glaciology 3, S. 787- 790.
- FLOHN, H. (1947): Zum Klima der Hochgebirge Zentralasiens. In: Meteorologische Rundschau, Jg.1, H.3/4, S.95-97.

- FLOHN, H. (1950): Tropische und außertropische Monsunzirkulation. In: FLOHN, H. (1971): Arbeiten zur allgemeinen Klimatologie, S. 1-42. Darmstadt.
- FLOHN, Hermann (1953): Zur Meteorologie des Nanga Parbat. In: HERLIGKOFFER, K.M.: Nanga Parbat, S.171-192. München.
- FLOHN, H. (1956a): Zum Klima der Hochgebirge Zentralasiens II. In: Meteorologische Rundschau, Jg.9, H.5/6/1956, S.85-88.
- FLOHN, H.(1956b): Zur Meteorologie des Baltoro-Gebietes (Karakorum): In: Meteorologische Rundschau, S.85-90.
- FLOHN, H. (1969): Zum Klima und Wasserhaushalt des Hindukusch und seiner benachbarten Hochgebirge. In: Erdkunde, Bd.XXIII, S.205-215.
- FLOHN, H. (1970): Elements of a synoptic climatology of the Indo-Pakistan Subcontinent. In: Bonner Meteorologische Abhandlungen, H.11, S.5-28.
- FLOHN, H. (1984): Beiträge zur vergleichenden Meteorologie der Hochgebirge. IN: UHLIG, H. und HAFNER, W.N. (1984): Zur Entwicklung der vergleichenden Geographie der Hochgebirge. Wege der Forschung, Bd.LLXXIII, S.407-426. Darmstadt.
- GAFFEN, D.J., BARNETT, T.B., ELLIOTT, W.P. (1991): Space and time scales of global tropospheric moisture. J. Climate, Band 4, S. 989 - 1008.
- GANSSER, A. (1964): Geology of the Himalaya. London.
- GERRARD, A.J. (1990): Mountain environments: An examination of the physical geography of mountains. London.
- GILBERT, O, JAMIESON, D., LISTER, H., PENDLINGTON, A. (1969): Regime of an Afghan glacier. In: Journal of Glaciology, Vol.8, No.52, S.51-65.
- GOUDIES, S. BRUNSDEN, D., COLLINS, D.N., DERBYSHIRE, E., FERGUSON, R.I., HASHMET, Z., JONES, D.K.C., PERROTT, F.A., SAIS, M., WATERS, R.S., WHALLEY, W.B. (1984): The geomorphology of the Hunza Valley, Karakoram Mountains, Pakistan. In: MILLER (1984), S.359-410.
- GOVERNMENT OF INDIA (1953): Climatological tables of observation in India. Delhi.
- GREBNER, P. (1990a): Wind conditions. In: OHMURA et al., S.104-119.
- GREBNER, P. (1990b): Synoptical conditions during the summers 1986 and 1987. In: OHMURA et al. (Hrsg), S.29-41.

- GRUBER, G. (1977): Gletscher und Schneegrenzen in Chitral. Frankfurter Wirtschafts- und sozialgeographische Schriften 36, S.21-55.
- HAFFNER, W. (1984): Khumba Himalaya. Landschaftsökologische Untersuchungen in den Hochtälern des Mount-Everst-Gebietes. In: UHLIG, H., HAFFNER, W. (1984): Zur Entwicklung der vergleichenden Geographie der Hochgebirge, S.377-406. Darmstadt.
- HAHN, D.G., MANABE, S. (1975): The role of mountains in the South Asian monsoon circulation. In: Journal of the Atmospheric Sciences, Vol.32, 8/75, S.1515-1541.
- HAKE, G. (1982): Kartographie 1, Berlin, New York.
- HASERODT, K. (1980): Zur Variation der horizontalen und vertikalen Landschaftsgliederung in Chitral (pakistanischer Hindukusch). In: JENTSCH, C., LIEDTKE, H. (Hrsg.): Höhengrenzen in den Hochgebirgen. Arbeiten aus dem geographischen Institut der Universität des Saarlandes, Bd.29, Saarbrücken.
- HASERODT, K. (1984a): Abflußverhalten der Flüsse mit Bezügen zur Sonnenscheindauer und zum Niederschlag zwischen Hindukusch (Chitral) und Hunza-Karakorum (Gilgit), Nordpakistan. Mitteilungen der geographischen Gesellschaft in München, Bd. 69, S.129-161.
- HASERODT, K. (1984b): Aspects of actual climatic conditions and historic fluctuations of glaciers in western Karakorum. In: Journal of Central Asia, Bd.7, H.2, S.77-94.
- HASERODT, K. (1989a): Chitral (Pakistanischer Hindukusch): Strukturen, Wandel und Probleme eines Lebensraumes im Hochgebirge zwischen Gletschern und Wüste. Beiträge und Materialien zur regionalen Geographie, H.2, S.43-180. Berlin.
- HASERODT, K. (1989b): Zur pleistozänen und postglazialen Vergletscherung zwischen Hindukusch, Karakorum und Westhimalaya. IN: Beiträge und Materialien zur regionalen Geographie, H.2, Hochgebirgsräume Nordpakistan im Hindukusch, Karakorum und Westhimalaya, hrsg. von K. HASERODT, S.181-2333. Berlin.
- HARTMANN, H. (1968): Über die Vegetation des Karakorum. I. Teil: Gesteinsfluren, subalpine Strauchbestände und Steppengesellschaften im Zentral-Karakorum. Vegetatio 15, S.297-387.
- HAVLIK, D. (1969): Die Höhenstufe maximaler Niederschläge in den Westalpen. Nachweis und dynamische Begründung. Freiburger Geographische Hefte 7.
- HENDERSON-STELLERS, A. (Hrsg.) (1984): Satellite sensing of a cloudy atmosphere: Observing the third planet. London.
- HERMES, K. (1965): Der Verlauf der Schneegrenze. In: Geographisches Taschenbuch, S.58-71.

- HEWITT, K. (1989): The altitudinal organisation of Karakoram geomorphic processes and depositional environments. In: *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, H.12, S.9-32.
- HEYER, E. (1981): *Witterung und Klima - Eine allgemeine Klimatologie*. Leipzig.
- HOFFMANN, L. (1984): Faktorenanalyse. In: *Promet* 1984, S.34-41.
- HORMANN, K. (1977): Geographische Gradienten der Lufttemperatur. Probleme ihrer Definition und ihrer Anwendung. In: *Erdkunde*, Bd.31, H.4, S.241-255.
- HORMANN, K. (1980): Versuche zur Bestimmung klimatischer Grenzen der Vegetationstypen in Nepal. In: JENTSCH, C., LIEDTKE, H. (Hrsg.) (1980): *Höhengrenzen in Hochgebirgen. Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität des Saarlandes*, Bd.29, S.191-231.
- HORMANN, K. (1989): River runoff in the high mountain areas of northern Pakistan-Analysis of the WAPDA discharge measurements since 1960 and elaboration of foundations for statistical runoff forecasts. Unveröffentlichter Techn. Bericht, Kiel.
- INDIA METEOROLOGICAL DEPARTMENT (1962): Monthly and annual normals of rainfall and of rainy days based on records from 1901 to 1950. In: *MEMOIRS OF THE INDIA METEOROLOGICAL DEPARTMENT*, Vol.XXXI, PART III, New Delhi.
- JACOBSEN, J.B. (1993): Geländeklima und Landschaftsentwicklung im Yasin. Unveröffentlichter Arbeitsbericht, DFG Schwerpunktprogramm "Kulturraum Karakorum". Bonn.
- JAMBUNATHAN, R., RAMAMURTHY, K. (1974): Wind field in the lower and middle troposphere over the Arabing Sea during the southern monsoon 1973. In: *Indian Journal of Meteorology and Geophysics*, Vol.25, No.4, July and October 1974, S.403-410.
- JAMES, A. (1968): Environmental Research in the Samir Valley of the Hindukush, Afghanistan. Final technical report by University of newcastle upon Tyne.
- JIJUN, L., SHUYING, X. (1984): The distribution of glaciers on the Quinghai-Xizang Plateau and its relationship to atmospheric circulations. IN: MILLER, (Hrsg.), 1984, S.84-93.
- JOHNSON, P.R., HOUZE, R.A. (1987): Precipitating cloud systems of the Asian Summer Monsoon. In: CHANG, C.P. and KARISHNAMURI, T.N. (1987): *Monsoon Meteorology*, S.298-353. Oxford.
- KAKDE, J.R. (1985): *Agricultural climatology*. New Delhi.
- KANG, X., XIE, Y. (1989): The character of the weather and climate in the West Kunlun Mountain area in summer 1987. In: *Bulletin of Glacier Research* 7, S.83-87.

- KAZI, S.A., KHAN MUBASHIR, L. (1961): Variability of rainfall in the arid and semi-arid zones of West-Pakistan. In: Pakistan Geographical Review, Vol. 16, No.1, S.35-50.
- KERSTAN, G. (1937): Die Waldverteilung und Verbeitung der Baumarten in Ost-Afghanistan und Chitral. In: DEUTSCHE HINDUKUSCH EXPEDITION, S. 141-167.
- KHAN, N. (1968): Climates of West Pakistan according to Thorntwaite's system of classification of climate. In: Pakistan Geographical Review, Vol.23, No.1, S.12-36.
- KHAN, M.I. (1989): Ablation on Barpu-Glacier, Karakoram Himalaya, Pakistan: A study of melt processes on a faceted debris-covered ice surface. M.A. Thesis, WL-University Waterloo-Canada.
- KICK, W. (1985): Geomorphologie und rezente Gletscheränderungen in Hochasien. Regensburger Geographische Schriften, H.19/20, S.53-78.
- KELLER, R. (1961): Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. Berlin.
- KÖPPEN, W. (1931): Grundriß der Klimakunde. Berlin und Leipzig.
- KOTLYAKOV, V.M., SEREBRYANNY, L.R., SOLOMINA, O.N. (1991): Climate change and glacier fluctuations during the last 1000 years in the Southern Mountains of the USSR. In: Mountain Research and Development, Vol.11, No.1, pp. 1-12.
- KREUTZMANN, H. (1987): Die Talschaft Hunza. (Northern Areas of Pakistan): Wandel der Austauschbeziehungen unter Einfluß des Karakorum Highway. In: Die Erde, H.118, S.37-53.
- KREUTZMANN, H. (1989): Hunza - ländliche Entwicklung im Karakorum. Abhandlungen - Anthropogeographie, Institut für Geographische Wissenschaften. Berlin.
- KRISHNAMURTI, T.N., SORGI, N. (1987): Observational aspects of summer monsoon. In: CHANG, C.L.V. und KRISHNAMURTI, T.N. (1987): Monsoon Meteorology, S.3-25, Oxford.
- KUHLE, M. (1988a): Die eiszeitliche Vergletscherung West-Tibets zwischen Karakorum und Tarim-Becken und ihr Einfluß auf die globale Energiebilanz. In: Geographische Zeitschrift, 76, H.3, S.135-148.
- KUHLE, M. (1988b): Zur Geomorphologie der nivalen und subnivalen Höhenstufe in der Karakorum-Nord-Abdachung zwischen Shaksgam-Tal und K2-N-Sporn: Die quartäre Vergletscherung und ihre geökologischen Konsequenzen. In: Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen der 46. Geographentages in München vom 12.-16. Oktober 1987, S.413-419.
- KUHLE, M. (1991): Glazialgeomorphologie. Darmstadt.
- LARCHER, W. (1984): Ökologie der Pflanzen. Stuttgart.

- LAUSCHER, F. (1976): Weltweite Typen der Höhenabhängigkeit des Niederschlages. In: Wetter und Leben, Bd.28, H.2, S.80-90.
- LOCKERMANN, F.W. (1958): Zur Flußhydrologie der Tropen und Subtropen. Dissertation Bonn.
- LOEWE, F. (1961): Glaciers of Nanga Parbat. In: Pakistan Geographical Review, Vol.16, S.19-224.
- LÜTSCHG-LÖSCHER, O. (1945): Zum Wasserhaushalt der Schweizer Hochgebirge. Zürich.
- LYDOLPH, P.E. (1977): Climates of the Soviet Union. World Survey of Climatology, Vol.7. Amsterdam, Oxford, New York.
- MAYEWSKI, P.A., PREGENT, G.P., JESCHKE, P.A., AHMED, N. (1980): Himalayan and trans-Himalayan glacier fluctuations and the South Asian monsoon record . In: Arctic and Alpine Research 12, pp.171-182.
- MAYEWSKI, P.A., LYONS, W.B., AHMAD, N., SMITH, G., POURCHET, M. (1984): Interpretation of the chemical and physical time-series retrieved from Sentik Glacier Ladakh Himalaya, India. In: Journal of Glaciology, Vol.30, No.104, pp.66-76.
- MEHER-HOMJI, U.M. (1971): On the mediterranean climatic regime of West-Pakistan.In: Archiv Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B.19, Nr.3, S.277-286.
- MIDDLETON, C. (1984): Karakoram history: Early exploration. IN: MILLER (Hrsg.) (1984): The International Karakoram Project, S.17-31.
- MIEHE, G. (1992): Recent climate changes in the Karakoram as indicated by vegetation features and geomorphological processes. International Symposium of the Karakoram and Kunlun Mountains. Abstracts 5.-9.6.92, S.110.
- MIEHE, G. (1993): On the Connection vegetation dynamics with climatic changes in High Asia. In: Palaeo 3, Supplement Vol. "Environmental Changes on the Tibetan Plateau and surrounding Areas" (im Druck).
- MIEHE, S. (1992): Natural vegetation types in the Karakoram area in dependence of climatic humidity. International Symposium of the Karakoram and Kunlun Mountains. Abstracts 5.-9.6.92, S.111.
- MIEHE, S., CRAMER, Z., JACOBSEN, J., WINIGER, M. (1993): Humidity conditions in the NW-Karakoram as indicated by climatic data and corresponding distribution patterns of the montane and alpine vegetation. In: Palaeo 3, Supplement Vol. "Environmental Changes on the Tibetan Plateau and surrounding Areas" (im Druck).
- MILLER, K.I. (1984): The international Karakoram Project. Vol.1 u.2. Proceedings of the international conference held at the Royal Geographical Society. London, Cambridge.

- MITCHELL, J.F.B., MANABE, S., MELESHKO, V., TOKIOTA, T. (1990): Equilibrium climate change and implications for the future. In: HOUGHTON, J.T., JENKINS, G.J. (Eds.): *Climate change the IPCC scientific assessment*. Cambridge.
- MOOLEY, D.A., SHUKLA, I. (1987): Variability and forecasting of the summer monsoon rainfall over India. In: CHANG, C.F., KRISHNAMURTI, T.N.: *Monsoon meteorology*, pp.26-59. Oxford.
- MURAKAMI, T. (1987a): Orography and monsoons. In: FEIN, STEPHENS (Ed.), S.331-363.
- MURAKAMI, T. (1987b): Effects of the Tibetan Plateau. In: CHANG, C.P., KRISHNAMURTI, T.N.: *Monsoon Meteorology*, S.235-270. Oxford.
- OHATA, T., TAKAHASHI, S., KANG, X. (1989): Meteorological conditions of the West Kunlun Mountains in the summer of 1987. In: *Bulletin of Glacier Research* 7, S.73-82.
- OHMURA, A. (1990): On the existence of glacier No.1, Urumqi River. IN: OHMURA et.al. (1990), S.37-42.
- OHMURA, A., LANG, H., BLUMER, F., GREBNER, D. (1990): Glacial climate research in the Tianshan. Research report on project glacier No.1, 1985-1987. *Zürcher Geographische Schriften*, Bd.38.
- OWEN, L.A. (1989): Terraces, uplift and climate in the Karakoram intermontane basin evolution. In: *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement*, Bd.76, S.117-146.
- OWEN, L.A., DERBYSHIRE, E. (1989): The Karakoram glacial depositional system. In: *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement*, Bd.76, S.33-37.
- PAESLER, M. (1984): Homogenisierung. In: *Promet*, H.1, No.84, S.3-7.
- PAFFEN, K.H., PILLEWIZER, W., SCHNEIDER, H.J. (1956): Forschungen im Hunza-Karakorum. (Vorläufiger Bericht über die wissenschaftlichen Arbeiten der Deutsch-Österreichischen Himalaya-Karakorum-Expedition 1954): In: *Erdkunde*, Bd.X, H.1, S.1-33.
- PRASARD, K., KRISHNA RAO, D., (1974): Case studies of westerly waves in the development of monsoon depressions. In: *India Journal of Meteorology and Geophysics*, Bd.25, Nr.2, S.265-268.
- RAINA, U.K., KAUL, M.K., SINGH, S. (1977): Mass balance-studies of Gara-Glacier. In: *Journal of glaciology*, Vol.19, No.181, pp.123-139.
- RAMAGE, C.S. (1952): Relationships of general circulation to normal weather over Southern Asia and the Western Pacific during the cool season. In: *Journal of Meteorology*, Vol.9, S.403-408.
- RAMAGE, C.S. (1965): The summer atmospheric circulation over the Arabian Sea. In: *Journal of atmospheric Sciences*, Vol.23, S.144-150.

- RAMASWAMY, C. (1956): On the sub-tropical jet stream and its role in the development of long-scale convection. In: *Tellus III*, 1, S.26-59.
- RAO, Y.P., SRINIVASAN, V. (1969): Forecasting manual part III: Discussion of synoptical weather situations. 1.1. Winter - western disturbances and their associated features. (India Met. Dept.)
- RAO, Y.P. (1981): The climate of the indian subcontinent. IN: TAKAHASHI, K., ARAKAWA, H. (Ed): *Climates of southern and western Asia. World survey of climatology*, Vol.9, S.67-119. Amsterdam.
- RAO, Y.P., JESAI, B.N. (1974): Structure of an Arabian summer monsoon system. In: *Meteorological and geophysical reviews*, No.6, (India Met. Department).
- RATHJENS, G.(1978a): Hohe Tagessummen des Niederschlages in Afghanistan, 2: In: *Afghanistan Journal*, S.22-25.
- RATHJENS, G. (1978b): Klimatische Bedingungen der Soliflukstionsstufe im sommertrockenen Hochgebirge am Beispiel des afghanischen Hindukusch. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Bd.20, S.132-142.
- RATHJENS, G. (1982): *Geographie der Hochgebirge. 1. Der Naturraum*. Stuttgart.
- RAVAL, A., RAMANATHAN, V. (1990): Observational determination of greenhouse effect. In: *Nature*, Band 342, S. 758.
- REIMERS, F. (1992): Untersuchungen zur Variabilität der Niederschläge in den Hochgebirges Nordpakistans und angrenzende Gebiete. *Beiträge und Untersuchungen zur regionalen Geographie*, H.6. Berlin.
- REITER, E.R. (1970): *Strahlströme. Ihr Einfluß auf das Wetter*. New York.
- REITER, E.R., HEUBERGER, H. (1960): A synoptic example of the retreat of the Indian summer monsoon. In: *Geografisker Annaler XIII*, 1, S.17-35.
- REPP, G. (1963): Waldökologische Studien im westlichen Himalaya. In: *Mitteilungen der floristisch - soziologischen Arbeitsgemeinschaft*. N.F. , S.207 -222.
- SACHS, L. (1974): *Angewandte Statistik*. Berlin.
- SAID, M. (1992): Natural hazards of Hunza valley. In: *Culture area Karakoram Newsletter 2*, S.9-10.
- SAUNDERS, F. (1983): *Karakoram villages*. Gilgit.
- SCHEIBE, G: (1937): Die Landbauverhältnisse in Nuristan. In: *DEUTSCHE HINDUKUSCH EXPEDITION (1937)*, S. 98 - 141.

- SCHIRMER, H. (1951): Umstrittene Niederschlagsmessungen im Hochgebirge. Mitteilungen des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, Nr.11. Bad Kissingen.
- SCHNEIDER, H.J. (1969): Der Minapin- Gletscher und Menschen. In: Die Erde, Bd.100, S.266-286.
- SCHNEIDER-CARIUS, K. (1955): Zur Frage der statistischen Behandlung von Niederschlagsbeobachtungen, Meteorologische Zeitschrift, Bd.9, S.129, 193, 266, 299.
- SCHÖNWIESE, C.D. (1985): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Berlin/Stuttgart.
- SCHWEINFURTH, U. (1956): Über klimatische Trockentäler im Himalaya. In: Erdkunde, Bd.10, S.297-301.
- SCHWEINFURTH, U. (1957): Die horizontale und vertikale Verbreitung der Vegetation im Himalaya. Bonner Geographische Abhandlungen, H.20.
- SCHWEINFURTH, U., FLOHN, H., DOMRÖS, H. (1970): Studien zur Klimatologie des südasiatischen Raumes. Heidelberg.
- SCHMIDT, U. (1993): Berechnung der direkten Strahlung auf Basis eines digitalen Höhenmodells des Hunza-Karakorum (Pakistan) Unveröffentlichte Diplomarbeit Bonn.
- SCHICKHOFF, U. (1993): Das Kaghan-Tal im West-Himalaya (Pakistan). Studien zur landschaftsökologischen Differenzierung und zum Landschaftswandel mit vegetationskundlichem Ansatz. Bonner Geographische Abhandlungen. (im Druck).
- SCHLAGINTWEIT VON, R. (1865): Physikalisch-geographische Schilderung von Hochasien. In: UHLIG, H., HAFFNER, N.W. (1984): Zur Entwicklung der vergleichenden Geographie der Hochgebirge, S.31-69. Darmstadt.
- SEARLE, M.P. (1991): Geology and tectonics of the Karakoram mountains. Chichester.
- SHAMSHAO, K.M. (1988): The meteorology of Pakistan. Climate and weather of Pakistan. Karachi.
- SIVALL, T.R. (1977): Synoptic - climatological study of the Asian summer monsoon in Afghanistan. In: Geografisker Annaler, 59A, H.1-2, S.67-87.
- STÖBER, G. (1993): unveröffentlichter Projektbericht über Forschungen im Yasin-Tal.
- TABONY, R.C. (1985): The variation of surface temperature with altitude. In: Meteorological Magazine, Vol.114, No.1351, S.37-48.
- TAHIRKHELI, R.A.K., JAN, Q. (1979): Geology of Kohistan. Peshawar.

- TAHIRKELI, R.A.K., JAN, Q. (1984): The geographical and geological domains of the Karakoram. In: MILLER, K.J. (Ed.): *The international Karakoram Project, Vol.II, S.57-70.* Cambridge.
- THOMPSON, L.G., YAO, T., DYURGEROV, M., LIN, P.N., MOSCHEY-THOMPSON, E., DACIS, M.L.E., VAI, J. (1992): Ice core and glaciological evidence for recent and rapid warming in Central Asia. In: *International Symposium on the Karakoram and Kunlun Mountains, June 5-9, Kashi China, S.85.*
- TROLL, C. (1938): Der Nanga Parbat als Ziel Deutscher Forschung. In: *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, S.1-26.*
- TROLL, C. (1939): Das Pflanzenkleid des Nanga Parbat. Sonderdruck aus "Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen Museums für Länderkunde zu Leipzig.
- TROLL, C. (1964). Karte der Jahreszeitenklimate der Erde. In: *Erdkunde 18, S.5-28.*
- TROLL, C. (1967): Die klimatische und vegetationsgeographische Gliederung des Himalaya-Systems. *Khumbu-Himal, Bd.1, S.353-388.*
- ÜBERLA, K. (1971): *Faktorenanalyse.* Berlin.
- UNTERSTEINER, N. (1957a): Glazial-meteorologische Untersuchungen im Karakorum. I. Strahlung. In: *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Bd.8, H.1, S.1-30.*
- UNTERSTEINER, N. (1957b): Glazial meteorologische Untersuchungen im Karakorum. II. Wärmehaushalt. In: *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Bd.8, H.2, S.137-171.*
- VOLZ, R. (1984): Das Geländeklima und seine Bedeutung für den landwirtschaftlichen Anbau. *Geographica Bernensia, H. G15, Geogr. Inst. Universität Bern.*
- WAGNER, A. (1934): Meteorologisches zur Nanga Parbat Expedition. In: *Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, S.276-280.*
- WAGNER, H.-J. (1970): Kein Monsun am Nanga Parbat. *Alpenvereinsjahrbuch, Bd.95, H.1, S.188-199.*
- WAKE, C.P. (1987): Spatial and temporal variation of snow accumulation in the central Karakoram, Northern Pakistan. Thesis for Master of Arts degree, Wilfrid-Laurier-University Waterloo, Canada.
- WALKER, J.M. (1972): The monsoon of Southern Asia: A review. In: *Weather, 27, S.178-189.*
- WAPDA, WILFRIED-LAURIER-UNIVERSITY (1989): *Snow and ice hydrology project-final report.*
- WAPDA (1970): *Annual report of river and climatological data of West Pakistan. Lahore 1963.*

- WEICKMANN, L. (jr.) (1962): Beitrag zur Klimatologie des subtropischen Strahlstromes in Nordafrika und Asien. In: Beiträge zur Physik der Atmosphäre, Bd.35, S.165-183.
- WEISCHET, W. (1963): Tropisch-konvektive und außertropisch-advektiver Typ der Niederschlagsverteilung. In: Erdkunde, Bd.XIX, H.10, S.6-14.
- WHITEMAN, P. (1985): Mountain oasis. A technical report of agricultural studies in the Hunza, Ishkoman and Yasin valleys of Gilgit district. Department of agriculture/Integrated rural development/FAO/UNDP.
- WICHE, K. (1959): Klimamorphologische Untersuchungen im westlichen Karakorum. Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, Deutscher Geographentag Berlin 1959, S.190-203.
- WIEN, K. (1936): Weather conditions on Nanga Parbat, July 1934. In: Himalayan Journal, 8, S.78-85.
- WISSMANN VON, H. (1959): Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien. Abhandlungen der Wissenschaft und der Literatur in mainz. Abhandlungen der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, H.14, S.1101-1434.
- WITCOMBE, J.R. (1977): The distribution of cropping systems in northern Pakistan. In: Agro-Ecosystems, 3, S.285-290.
- WUNDT, G. (1953): Gewässerkunde. Berlin.
- YAFENG, S., WENYING, U. (1980): Research on snow cover and the avalanche phenomena of Batura glacier in Pakistan. Journal of glaciology, Vol.26, pp.25-30.
- YAFENG, S., XIANSONG, Z. (1984): Some studies on the Batura glacier in the Karakoram mountains. In: MILLER (1984): The International Karakoram Project, Vol.1, pp.51-63.
- YIN, M.T. (1949): A synoptic-aerologic study of the onset of the summer monsoon over India and Burma. Journal of Meteorology, 6, S.393-400.
- YOSHINO, MASATOSHI, M. (1975): Climate in a small area. Tokio.
- YOSHINO, M.M. (1985): mountain development and local climate: An overview. IN: SINGH, T.V., KAUR, I. (1985): Integrated mountain development, pp.257-274. New Delhi.
- YUNGHI, N., OTTO-BLIESNER, B., HOUGHTON, DAVID,P. (1987) Simulation capability and sensivity of the regional circulation to orography in the low resolution spectral model: The summer asian monsoon circulation. IN: DUZHENG, Y., CONGBIN, F., JIPING, C., YOSHINO, M. (Hrsg.): The climate of China and global climate, S.327-344. Berlin, Heidelberg, New York.
- ZBINDEN, P. (1983): Strömungsfelder aus Wolkenstrukturen in Satellitenbildern. Unveröffentlichte Diplomarbeit. Bern.

Anhang A

(Nummerierung der Figuren nach den entsprechenden Kapiteln)

Fig. A101 - A122: Klimadiagramme ausgewählter Stationen

: Climate charts of selected stations

Fig. A101 (32) Aeor (2300m) 9,6 C 608 mm

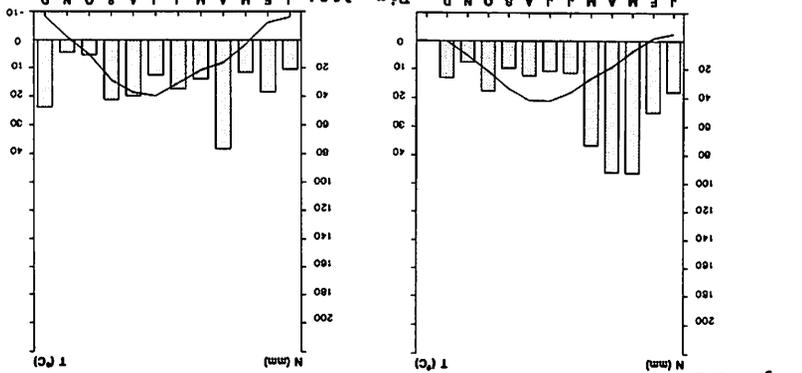


Fig. A102 (10) Babusar (3003 m) 5,8 C 396 mm

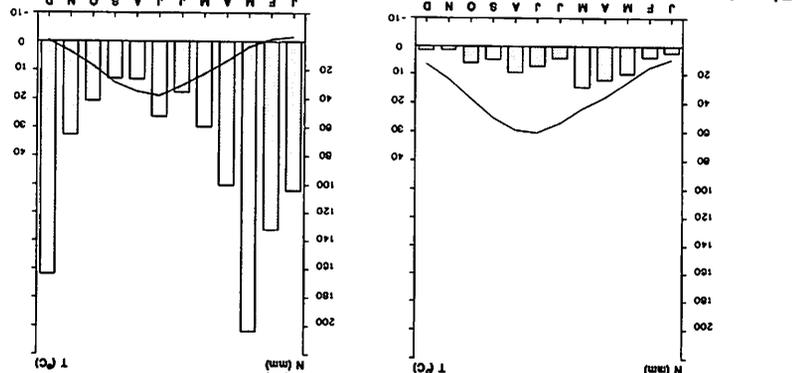


Fig. A103 (32) Bunji (1372m) 17,8 C 156 mm

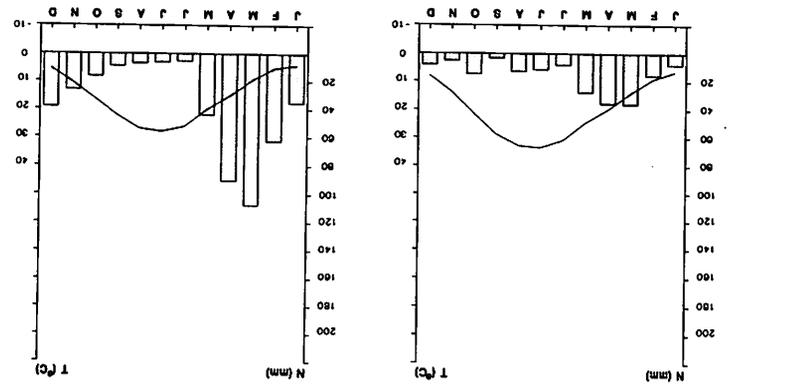


Fig. A104 (10) Butia Kundi (2670 m) 8,0 C 1010 mm



Fig. A105 (32-33) Chilas (1260 m) 20,2 C 187 mm

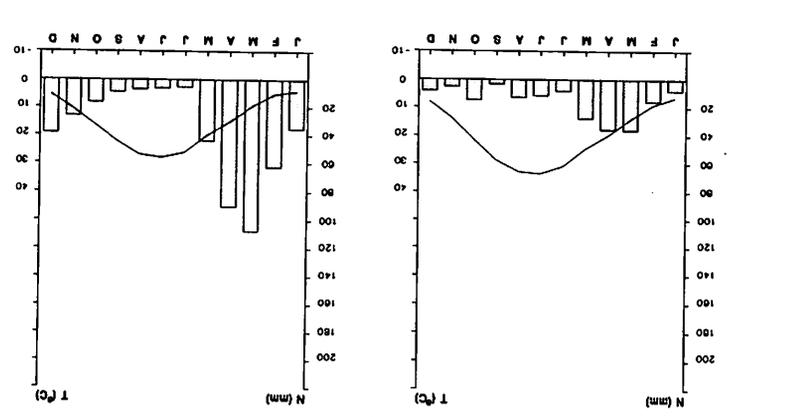
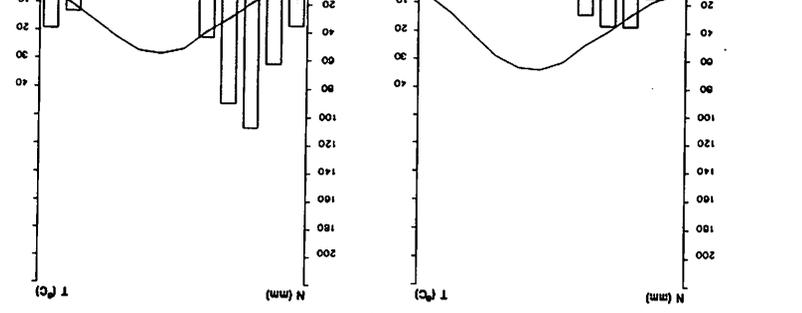


Fig. A106 (26) Chitral (1499 m) 15,8 C 450 mm



Diran (4160 m) -2,5 C 721 mm Fig. A108 Drosh (1465 m) 17,4 C 646 mm (42)

Fig. A107

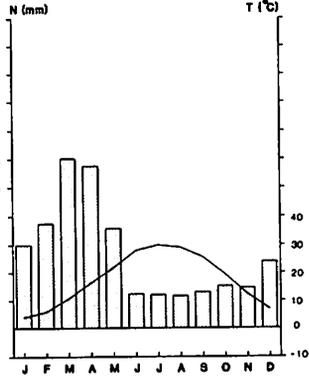
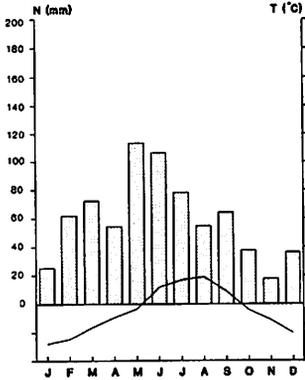


Fig. A109 Gligit (1460 m) 15,8 C 132 mm (39)

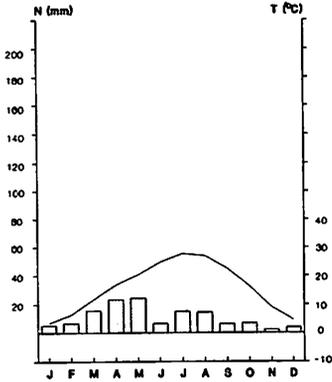


Fig. A110 Gupls (2166 m) 12,9 C 126 mm (25-30)

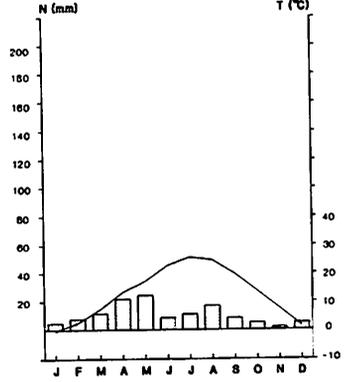


Fig. A111 Kalam (2280 m) 10,8 C 900 mm (6-25)

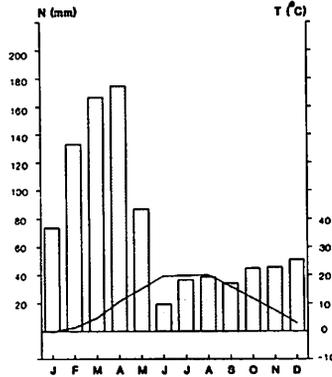


Fig. A112 Karimabad (2300 m) 11,2 C 137 mm (10)

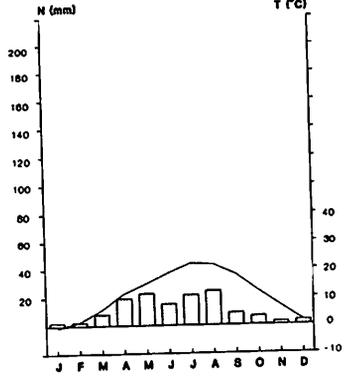


Fig. A113 Miagar (3106 m) 6,0 C 109 mm (17-31)

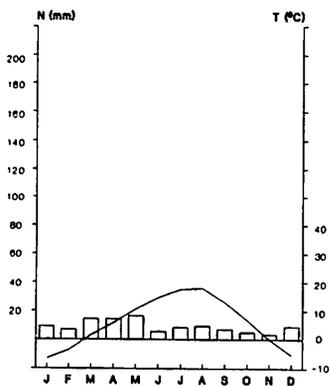


Fig. A114 Naitar (2880 m) 6,0 C 358 mm (1-2)

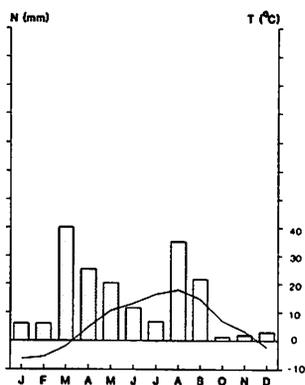


Fig. A115 Naran (2362 m) 9,2 C 1210 mm (11-28)

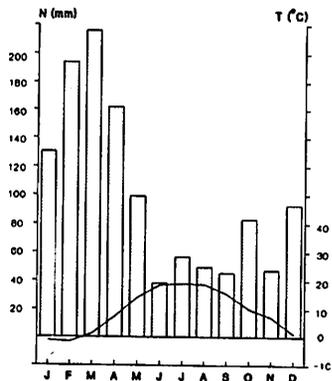


Fig. A116 Nomal (1830 m) 15,9 C 98 mm (1)

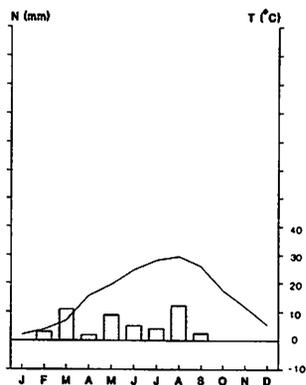


Fig. A117 Skardu (2181 m) 11,5 C 212 mm (35-38)

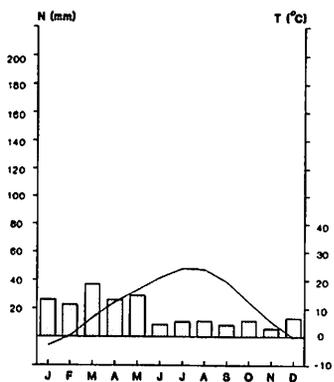


Fig. A118 Yasin (2450m) 8,5 C 126 mm (2)

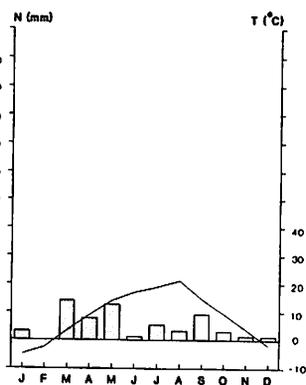


Fig. A119

Lahore (213 m) 24,0 C 480 mm
(30)

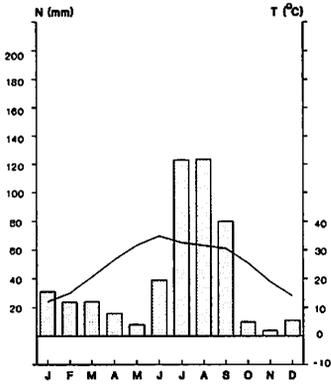


Fig. A120

Murree (2155 m) 13,0 C 1640 mm
(30)

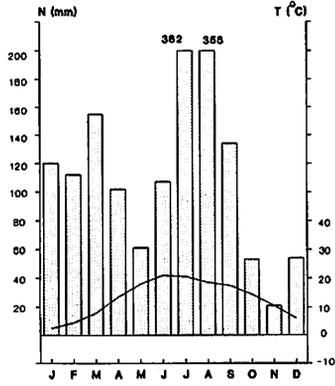


Fig. A121

Peshawar (358 m) 22,5 C 331 mm
(30)

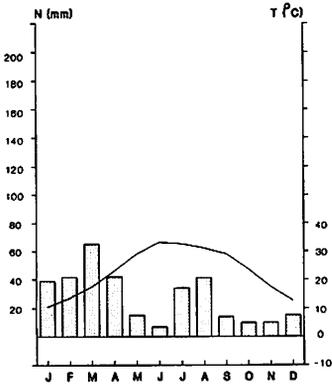


Fig. A122

Rawalpindi (510 m) 22,0 C 960 mm
(30)

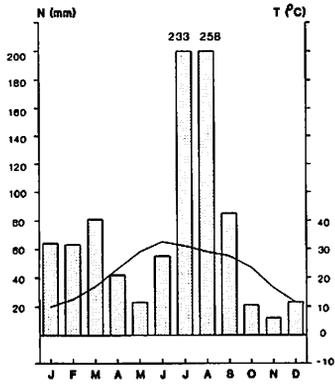


Fig. A201 - A202: Monatsmittel der Wolkenbedeckung in Achtel
: Monthly means of cloud coverage in octa

— Low Clouds 5h + Low Clouds 5h —○— Low Clouds 17h
— Total 5h □ Total 5h — Total 17h

Fig. A201

Astor (1954-89)

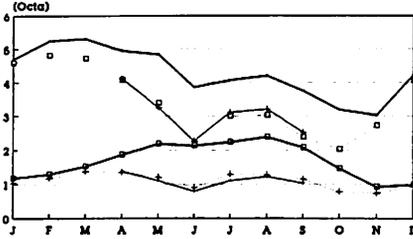


Fig. A202

Banjil (1962-89)

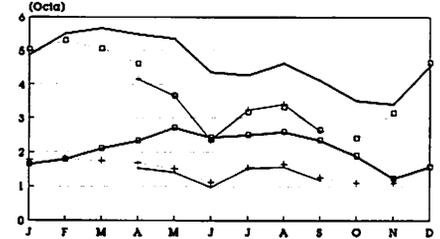


Fig. A203

Chitas (1954-1989)

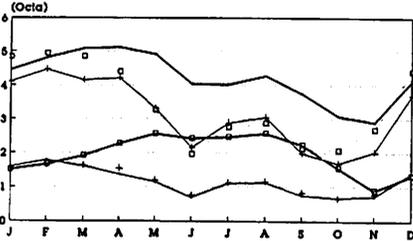


Fig. A204

Chitral (1964-89)

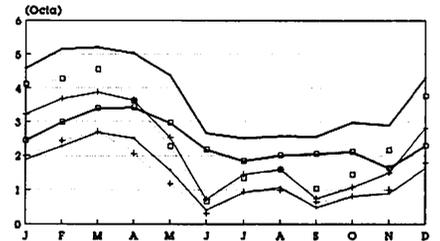


Fig. A205

Drosh (1952-86)

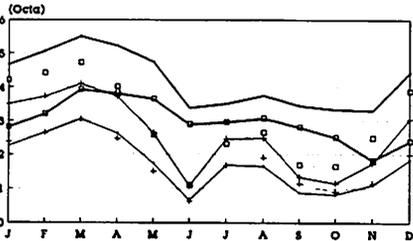


Fig. A206

Gilgit (1952-89)

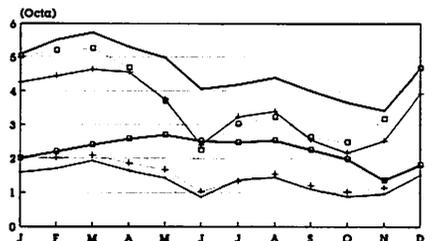


Fig. A207

Skardu (1952-86)

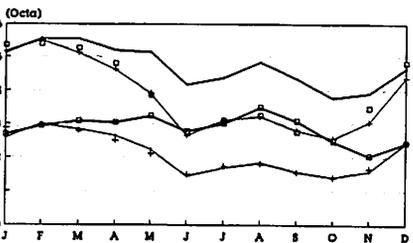


Fig. A208

Misgar (1951-78)

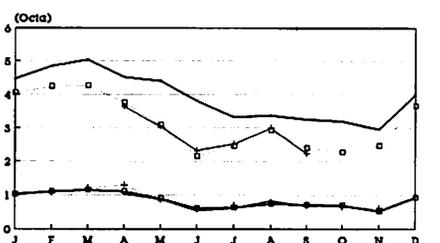
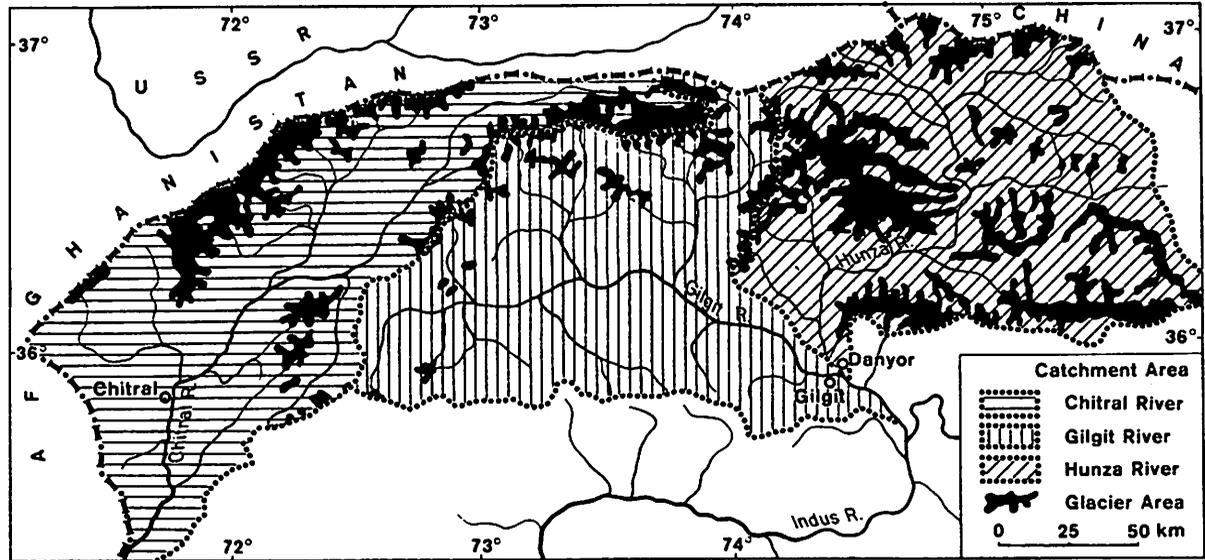


Fig. A209: Lage der wichtigsten Flußeinzugsgebiete
 : Location of important catchment areas

(aus: HASERODT 1984)



Entwurf: K. Haserodt

Kartographie: G. Flesbach, S. Hengstmann
 Inst. f. Geographie TU Berlin

Fig. A301 - A313: Relative Abweichungen der Jahresniederschläge vom langjährigen arithmetischen Mittel

Fig. A301 - A313: Relative deviation of annual precipitation from long term mean

Fig. A301

Station: Astor

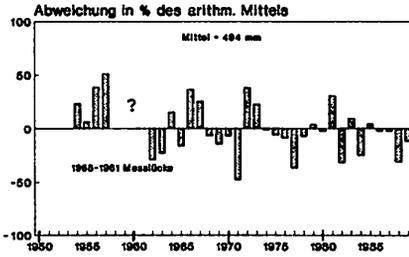


Fig. A302

Station: Bunji

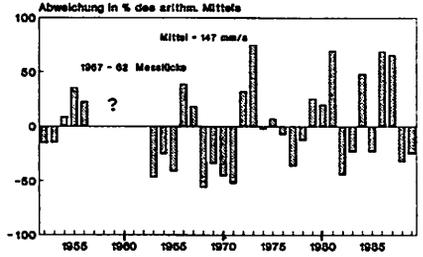


Fig. A303

Station: Chilas

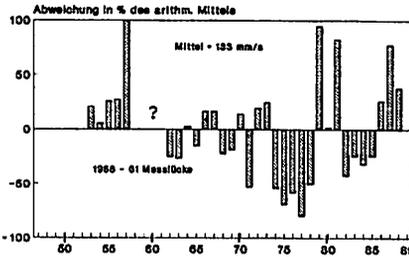


Fig. A304

Station: Chitral

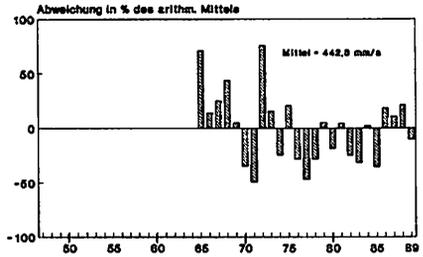


Fig. A305

Station: Drash

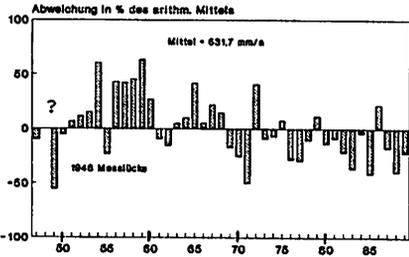


Fig. A306

Station: Gilgit

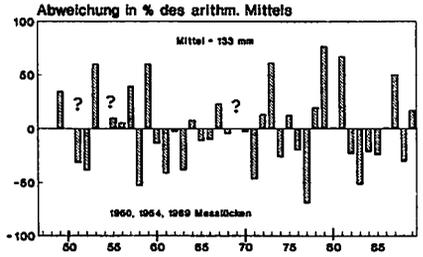


Fig. A307

Station: Kalam

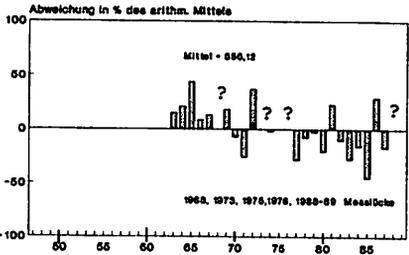


Fig. A308

Station: Karimabad

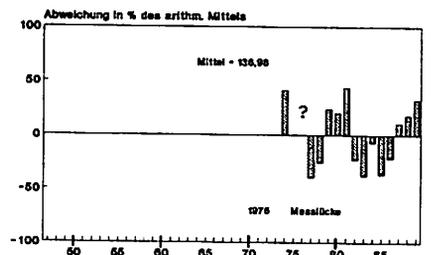


Fig. A309

Station: Misgar

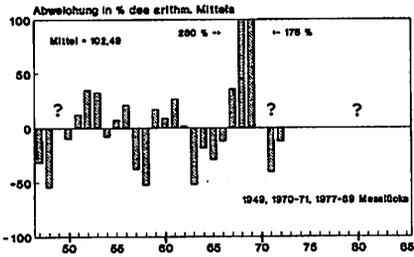


Fig. A310

Station: Naran

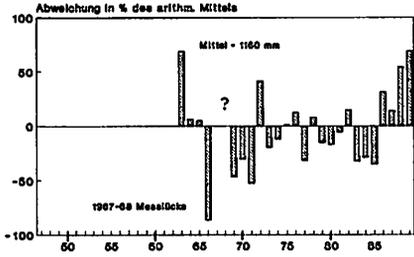


Fig. A311

Station: Skardu

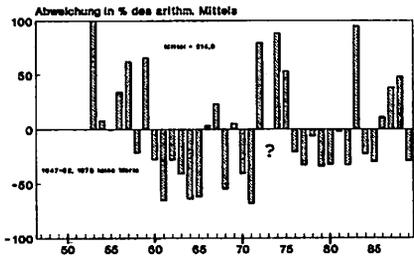


Fig. A312

Station: Yugo

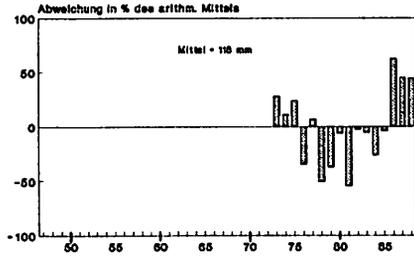


Fig. A313

Station: Gupis

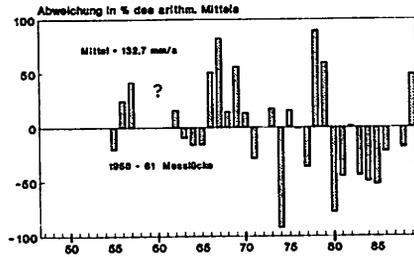


Fig. A314 - A316: Absoluteabweichungen der Mittelwerte gegenüber denen kolonialzeitlicher Messungen
 : Absolute deviations of means of records
 from those dating from colonial times

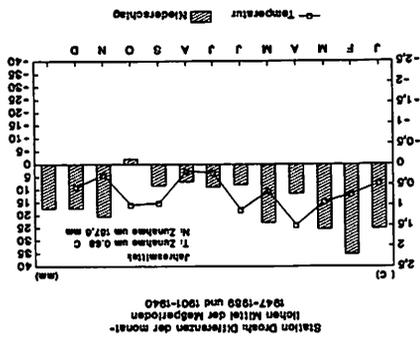


Fig. A314

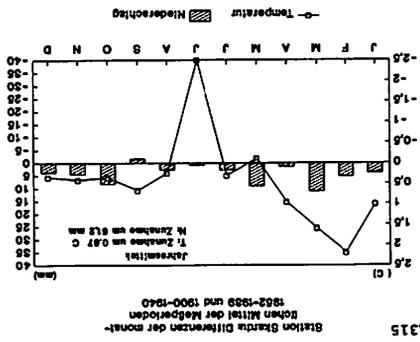


Fig. A315

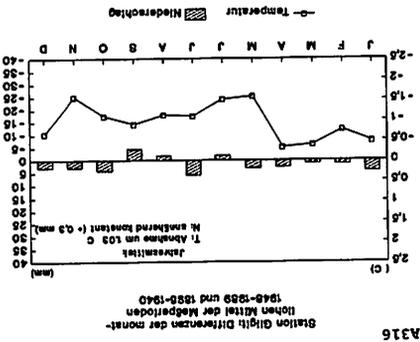


Fig. A316

Fig. A317-A321: Zeitreihenanalysen der Niederschlagsreihen Drosh
: Time series analysis of precipitation records
Drosh

Fig. A317 Jahresniederschlagssummen
Drosh 1947-1989

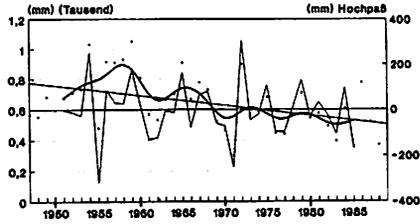


Fig. A318 Winterniederschläge
Drosh 1947-1989

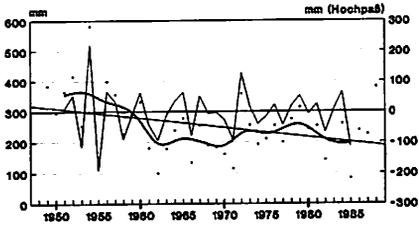


Fig. A319 Frühjahrsniederschläge
Drosh 1947-1989

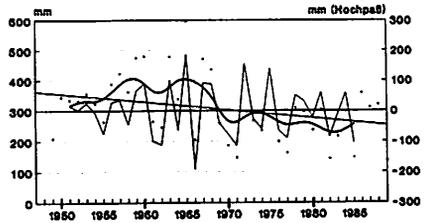
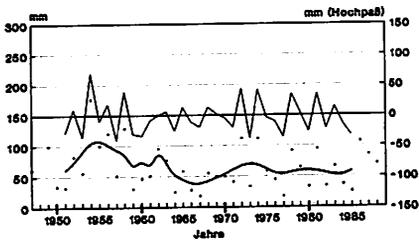
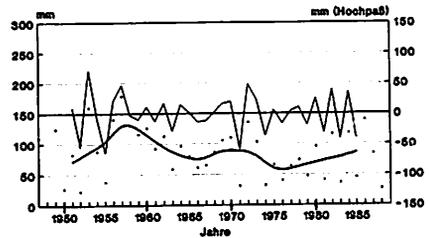


Fig. A320 Sommerniederschläge
Drosh 1947-1989



• Meßwerte — Tiefpaß — Hochpaß

Fig. A321 Herbstniederschläge
Drosh 1947-1989



• Meßwerte — Tiefpaß — Hochpaß

• Meßwerte — Tiefpaß — Hochpaß

Fig. A322-A326: Zeitreihenanalysen der Niederschlagsreihen Gilgit
: Time series analysis of precipitation records
Gilgit

der Jahresniederschlagsesummen
 Gilgit 1949-1989

Fig. A322

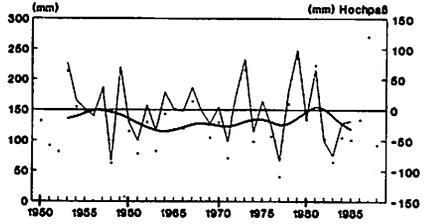


Fig. A323

Winterniederschläge
 Gilgit 1949-1989

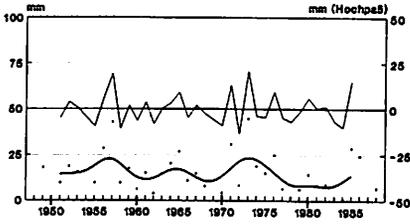


Fig. A324

Frühjahrsniederschläge
 Gilgit 1949-1989

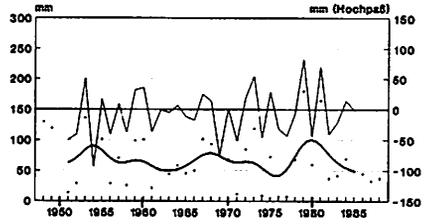


Fig. A325

Sommerniederschläge
 Gilgit 1949-1989

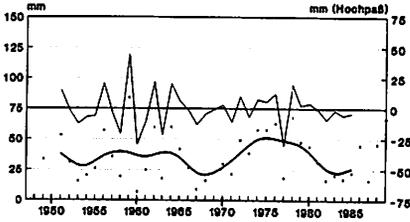
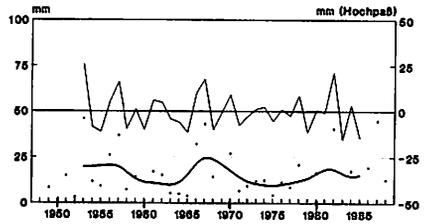


Fig. A326

Herbstniederschläge
 Gilgit 1949-1989



• Meßwerte — Tiefpass — Hochpaß

Fig. A327-A331: Zeitreihenanalysen der Niederschlagsreihen Skardu
: Time series analysis of precipitation records
Skardu

Fig. A327

Jahresniederschlagssummen
Skardu 1953-1989

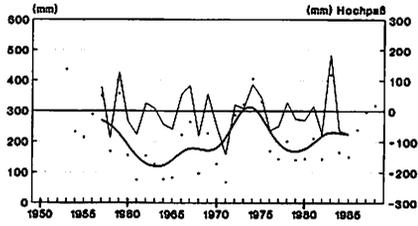


Fig. A328

Winterniederschläge
Skardu 1954-1989

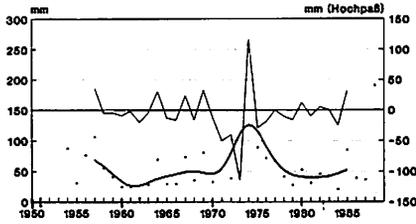


Fig. A329

Frühjahrsniederschläge
Skardu 1953-1989

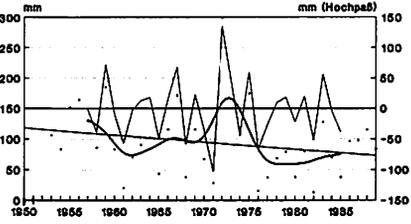


Fig. A330

Sommerniederschläge
Skardu 1953-1989

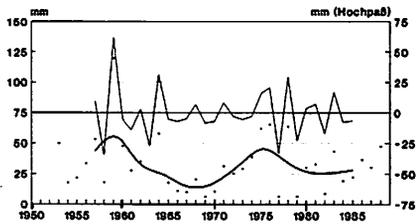
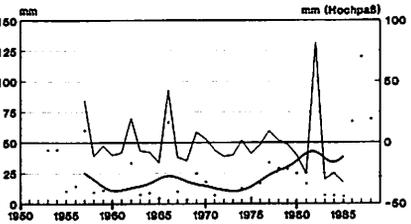


Fig. A331

Herbstniederschläge
Skardu 1953-1989



Meßwerte — Tiefpass — Hochpaß

Fig. A332-A336: Zeitreihenanalysen der Temperaturreihen Drosh
: Time series analysis of temperature records
Drosh

Fig. A332

Jahresmitteltemperaturen
Drosh 1947-1989

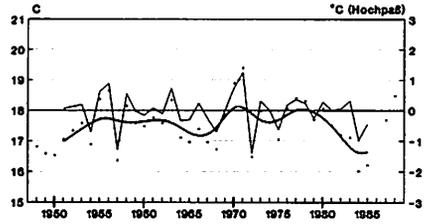


Fig. A333 **Wintermitteltemperaturen**
Drosh 1948-1989

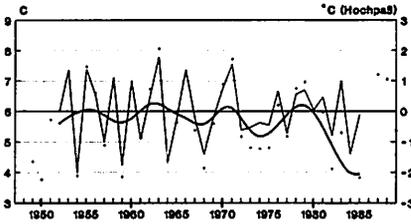


Fig. A334 **Frühjahrsmitteltemperaturen**
Drosh 1948-1989

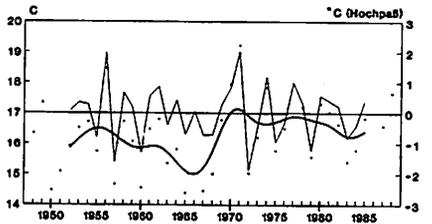


Fig. A335 **Herbstmitteltemperaturen**
Drosh 1948-1989

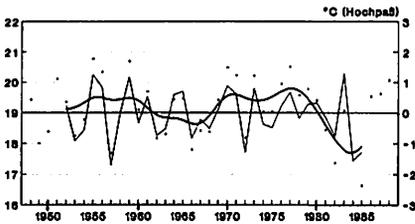
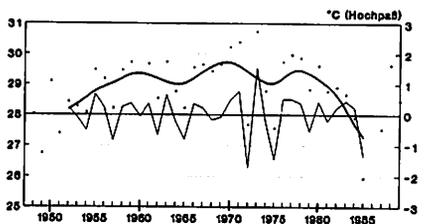


Fig. A336 **Sommermitteltemperaturen**
Drosh 1948-1989



• Meßwerte — Tiefpaß — Hochpaß

Fig. A337-A341: Zeitreihenanalysen der Temperaturreihen Gilgit
: Time series analysis of temperature records
Gilgit

Fig. A337

Jahresmitteltemperaturen
Gilgit 1954-1989

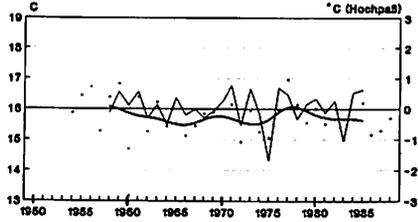


Fig. A338

Wintermitteltemperaturen
Gilgit 1954-1989

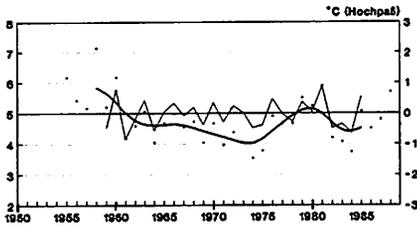


Fig. A339

Frühjahrsmitteltemperaturen
Gilgit 1954-1989

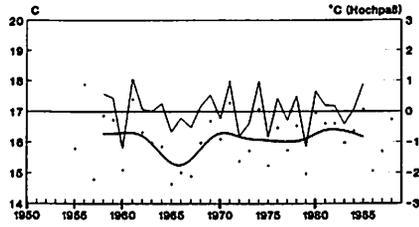


Fig. A340

Herbstmitteltemperaturen
Gilgit 1954-1989

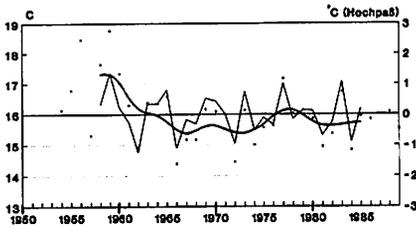
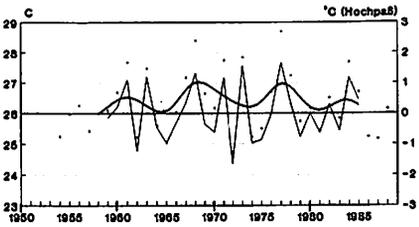


Fig. A341

Sommermitteltemperaturen
Gilgit 1954-1989



• Meßwerte — Tiefpaß — Hochpaß

Fig. A342-A346: Zeitreihenanalysen der Temperaturreihen Skardu
: Time series analysis of temperature records
Skardu

Fig. A342

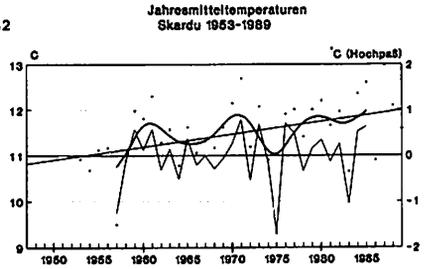


Fig. A343

Wintermitteltemperaturen
Skardu 1954-1989

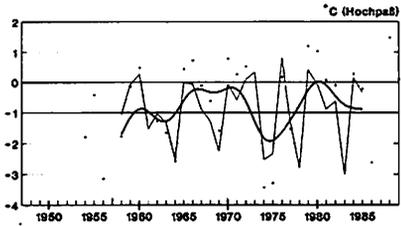


Fig. A344

Frühjahrsmitteltemperaturen
Skardu 1953-1989

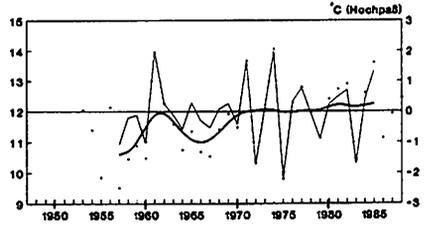


Fig. A345

Sommermitteltemperaturen
Skardu 1952-1989

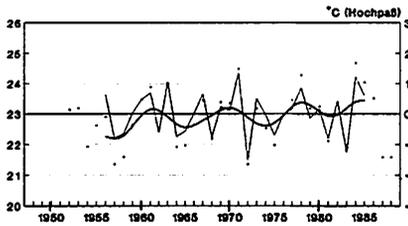


Fig. A346

Herbstmitteltemperaturen
Skardu 1952-1989

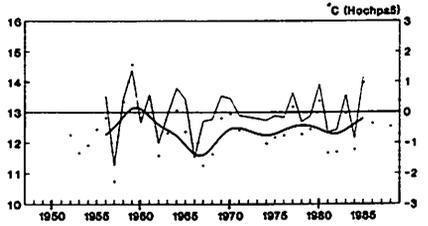


Fig. A347-A349: Periodogramme der Jahresniederschlagsreihen
 : Periodograms of annual precipitation records

Fig. A347: Drosh

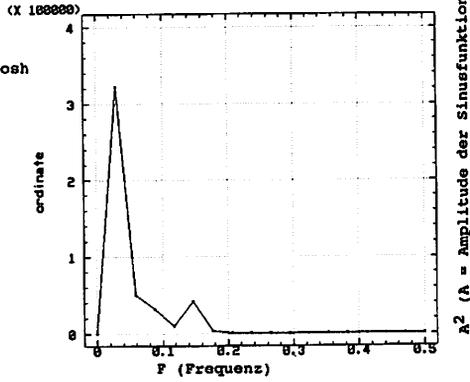


Fig. A348: Gilgit

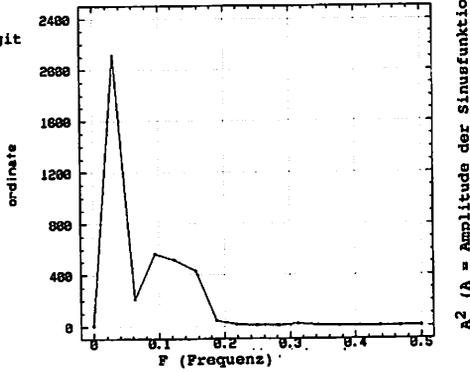


Fig. A349: Skardu

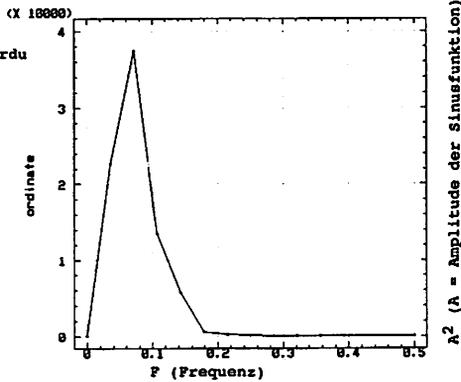
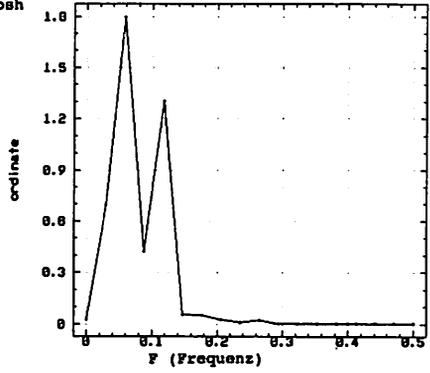


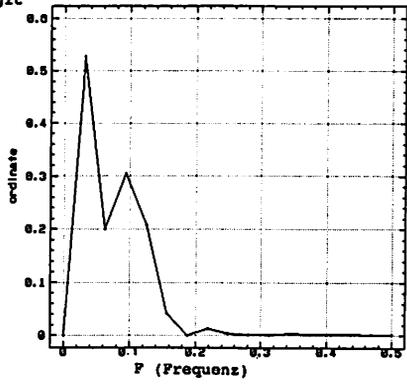
Fig. A350-A352: Periodogramme der Jahrestemperaturreihen
: Periodograms of annual temperature records

Fig. A350: Drosch



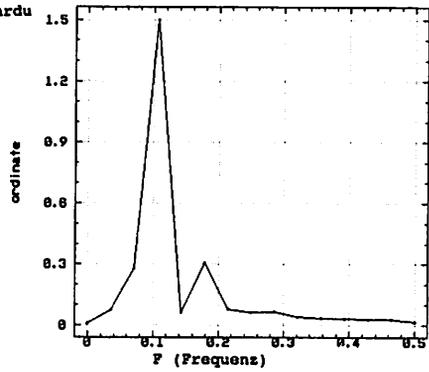
A² (A = Amplitude der Sinusfunktion)

Fig. A351: Gilgit



A² (A = Amplitude der Sinusfunktion)

Fig. A352: Skardu



A² (A = Amplitude der Sinusfunktion)

Fig. A353 - A355: Zeitreihen der Jahresabflüsse
: Time series of annual runoff means

Fig. A353

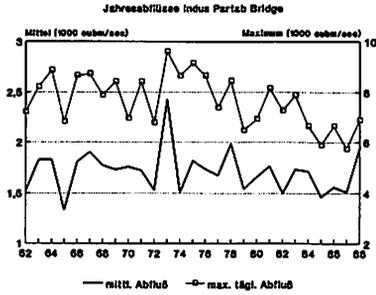


Fig. A354

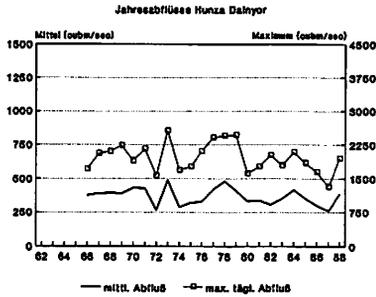


Fig. A355

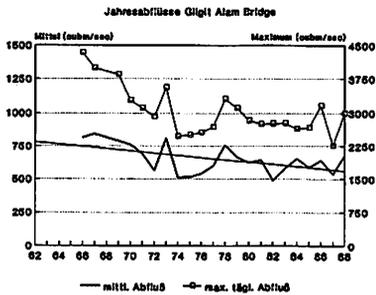


Fig. A401 - Fig. A408: Visualisierung der Faktoranalysen
: Visualization of factor analyses

Fig. A401: Faktorladungen der Jahresniederschlagsreihen

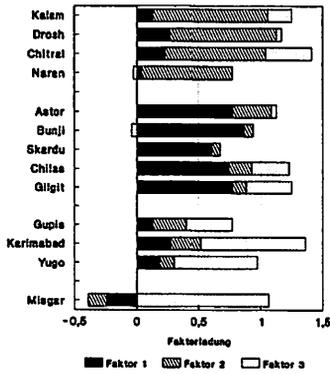


Fig. A402: Faktorladungen der Tagesniederschlagsreihen - gesamt

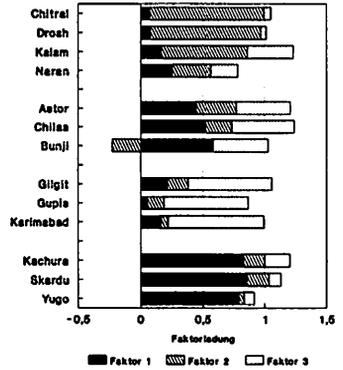


Fig. A403: Faktorenplot für Jahressummen

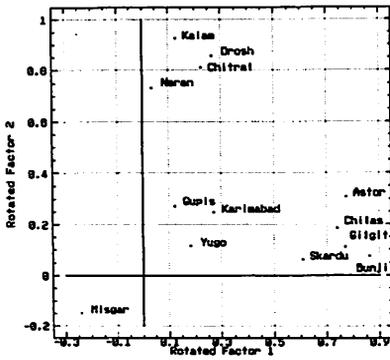


Fig. A404: Faktorenplot für Tagessummen - gesamt

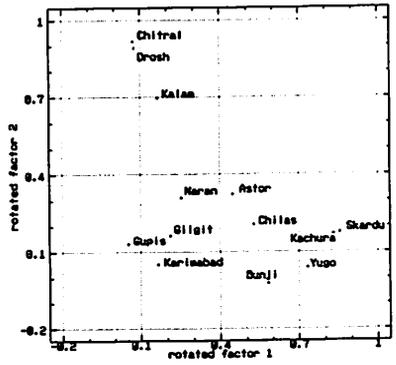


Fig. A405: Faktorladungen der Tagesniederschlagsreihen - Winter

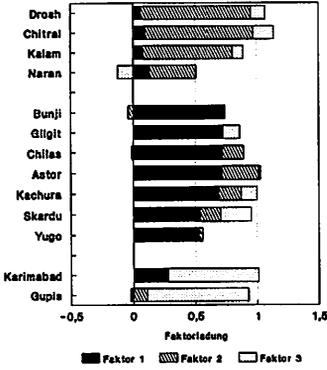


Fig. A406: Faktorladungen der Tagesniederschlagsreihen - Frühjahr

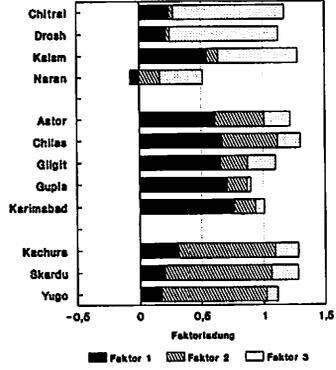


Fig. A407: Faktorladungen der Tagesniederschlagsreihen - Sommer

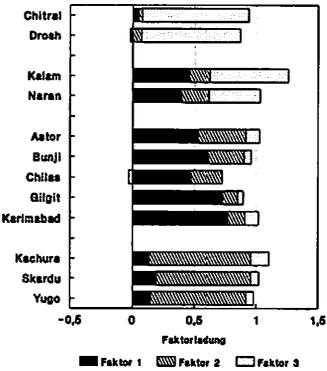


Fig. A408: Faktorladungen der Tagesniederschlagsreihen - Herbst

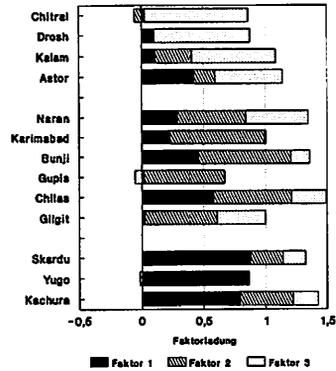


Fig. A409: Faktorenplot Tagessummen - Sommer

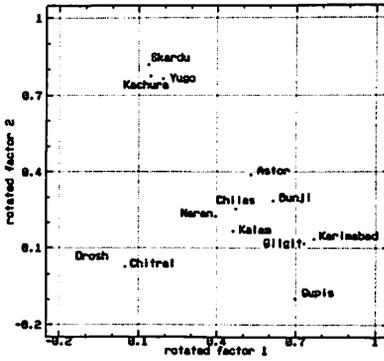


Fig. A410: Faktorenplot Tagessummen - Winter

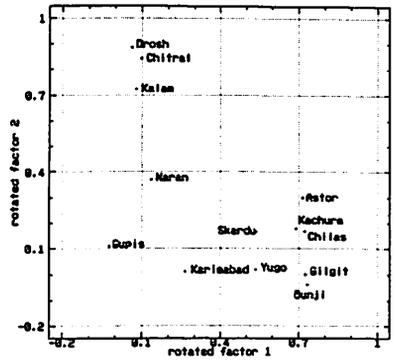


Fig. A411: Dendrogramm der Clusteranalyse für normierte Monatsmittel von Temperatur und Niederschlag
: Dendrogramm of cluster analysis for normalized means of temperature and precipitation

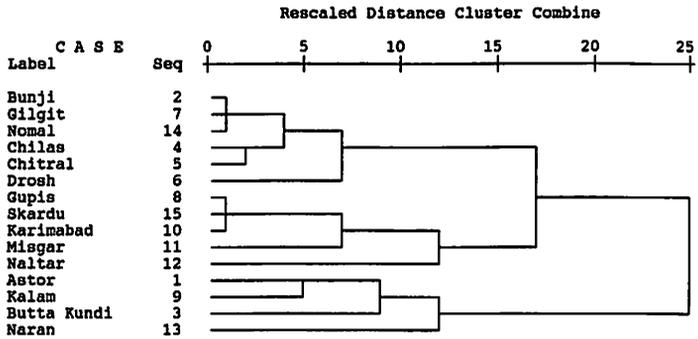


Fig. A501 - A513: Jahresgang der Residuen
: Annual variation of residuals

Fig. A501

Astor (1980-89)

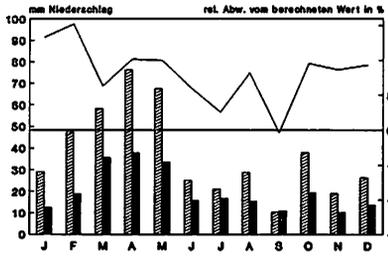


Fig. A502

Bunjl (1980-89)

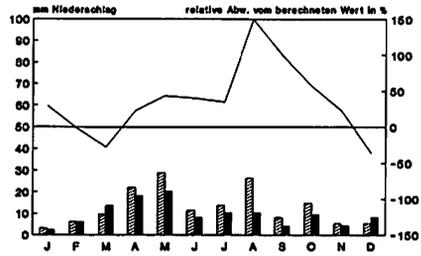


Fig. A503

Chilas (1980 - 89)

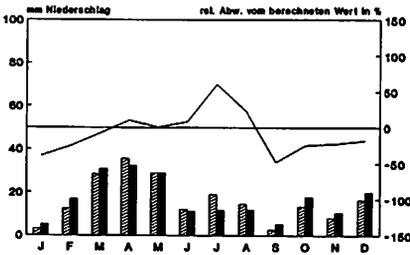


Fig. A504

Chitral (1980 - 89)

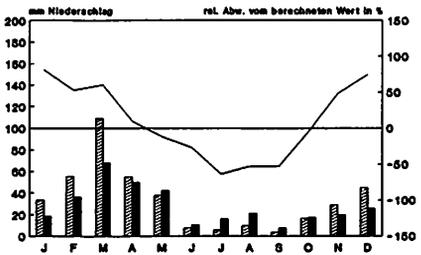


Fig. A505

Drosh (1980 - 89)

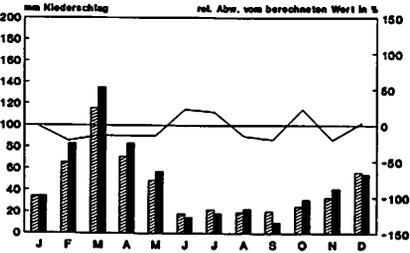


Fig. A506

Gilgit (1980 - 89)

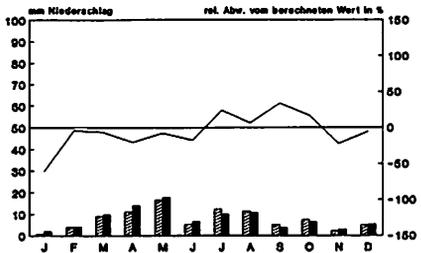


Fig. A507

Gupla (1980 - 89)

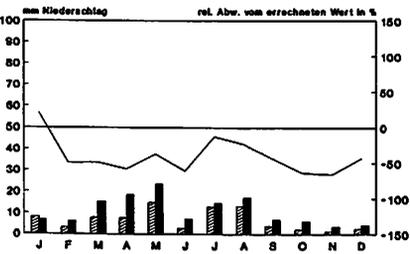


Fig. A508

Kachura (1980 - 89)

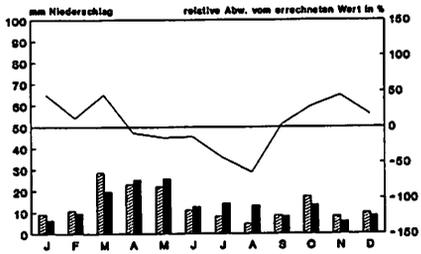


Fig. A509

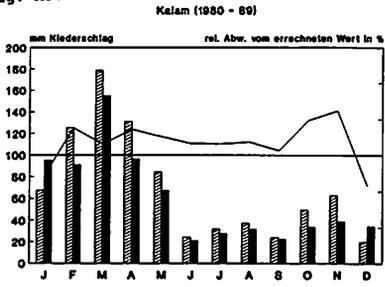


Fig. A510

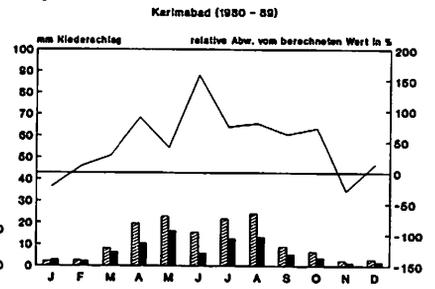


Fig. A511

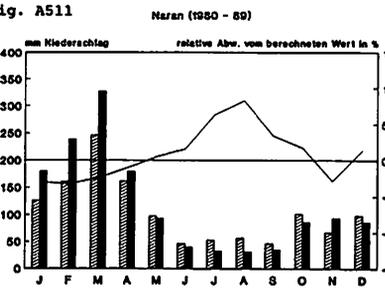


Fig. A512

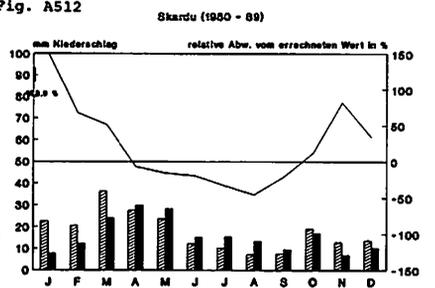
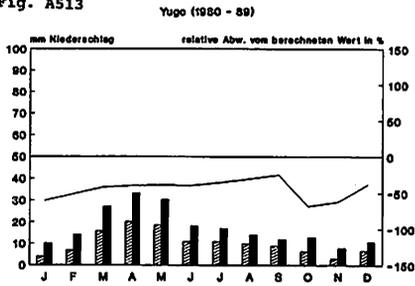


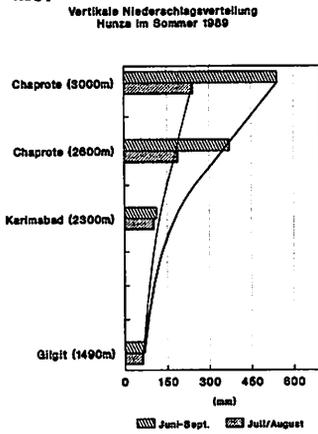
Fig. A513



▨ beobachtet ■ errechnet — rel. Abweichung

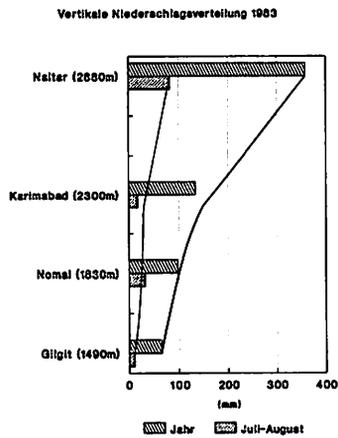
Fig. A514 - A517: Auswertungen kurzfristiger Niederschlagsreihen
: Evaluations of short term precipitation records

Fig. A514



Kilm3a

Fig. A515



Kilm14a

Fig. A516

Korrelation der Tagesniederschläge von
Kerimabad (2300m) und Phahi Phari (3660)
vom 25.5. bis 17.7.1987

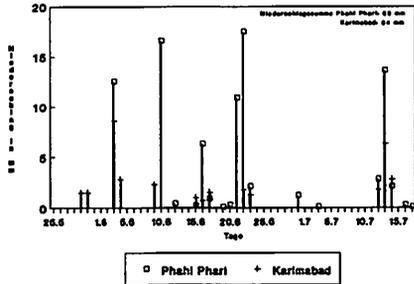
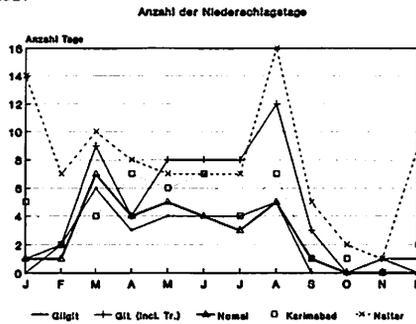


Fig. A517



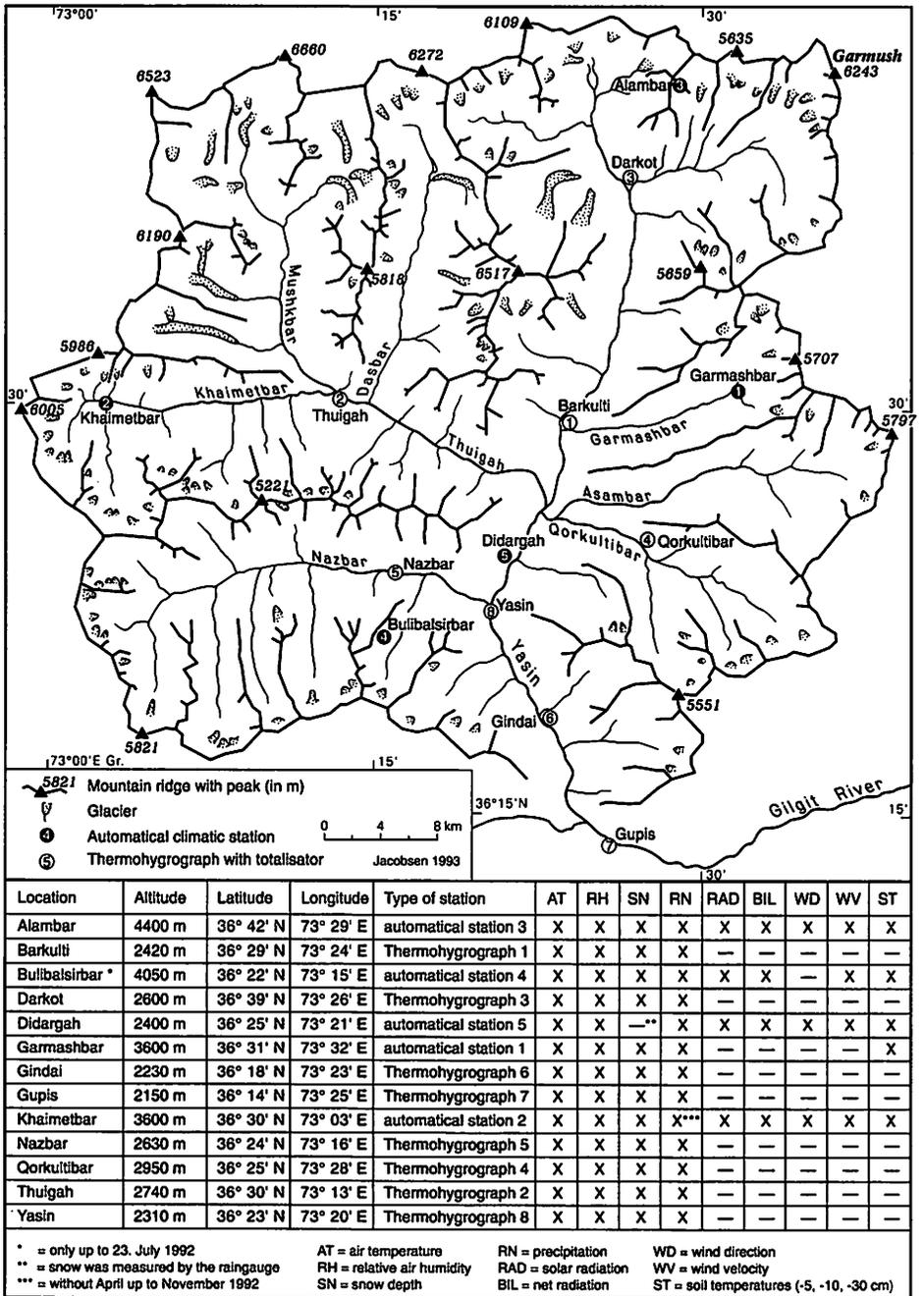


Fig. A518: Lageskizze Yasin-Tal mit Klimastationen (aus JACOBSEN 1993)

Fig. A519 - A522: Vertikale Differenzierung der Niederschläge im Yasin-Tal
 : Vertical distribution of precipitation in Yasin-valley

Fig. A519: Oktober 91 - September 92

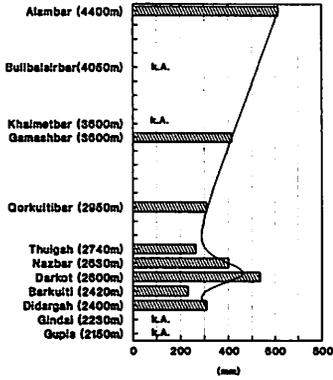


Fig. A520: Oktober 91 - März 92

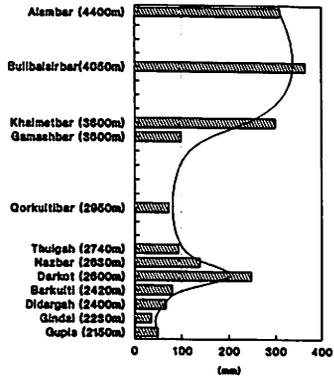


Fig. A521: August 92

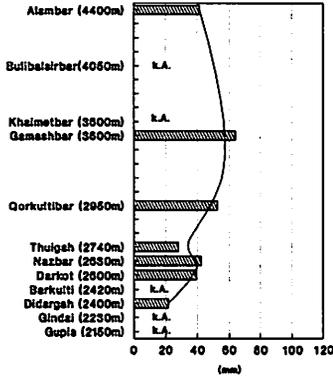
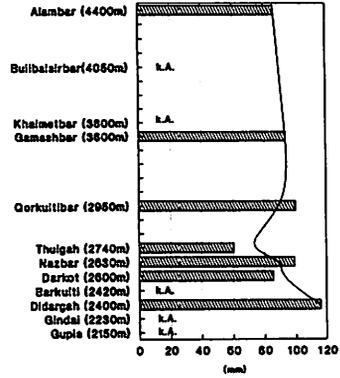


Fig. A522: September 92



k.A. = keine Angaben wegen Geräteausfall
 = no data due to defect of instrument

Fig. A601 - A603: Temperaturgradienten
: Temperature gradients

Meßfahrt zum Khunjerab-Paß
(Passu - Khunjerab - Sost)
am 30.7.1990

Fig. A601

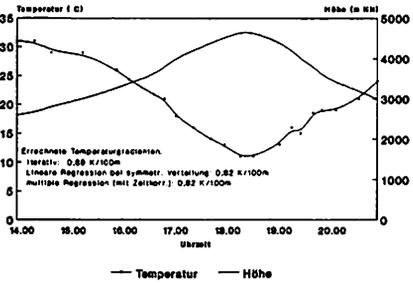


Fig. A602

Gradienten der Tagesmitteltemperaturen
von Phshi Phari Met. Stat. (3510 m) nach
Mir Met. Stat. (3550 m) im Sommer 1987

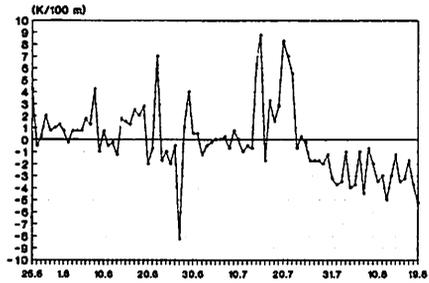


Fig. A603

Temperaturgradienten (K/100m) von Nomal
(1830m NN) nach Naltar (2880m NN) -
1983

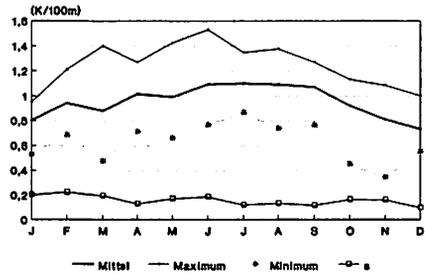
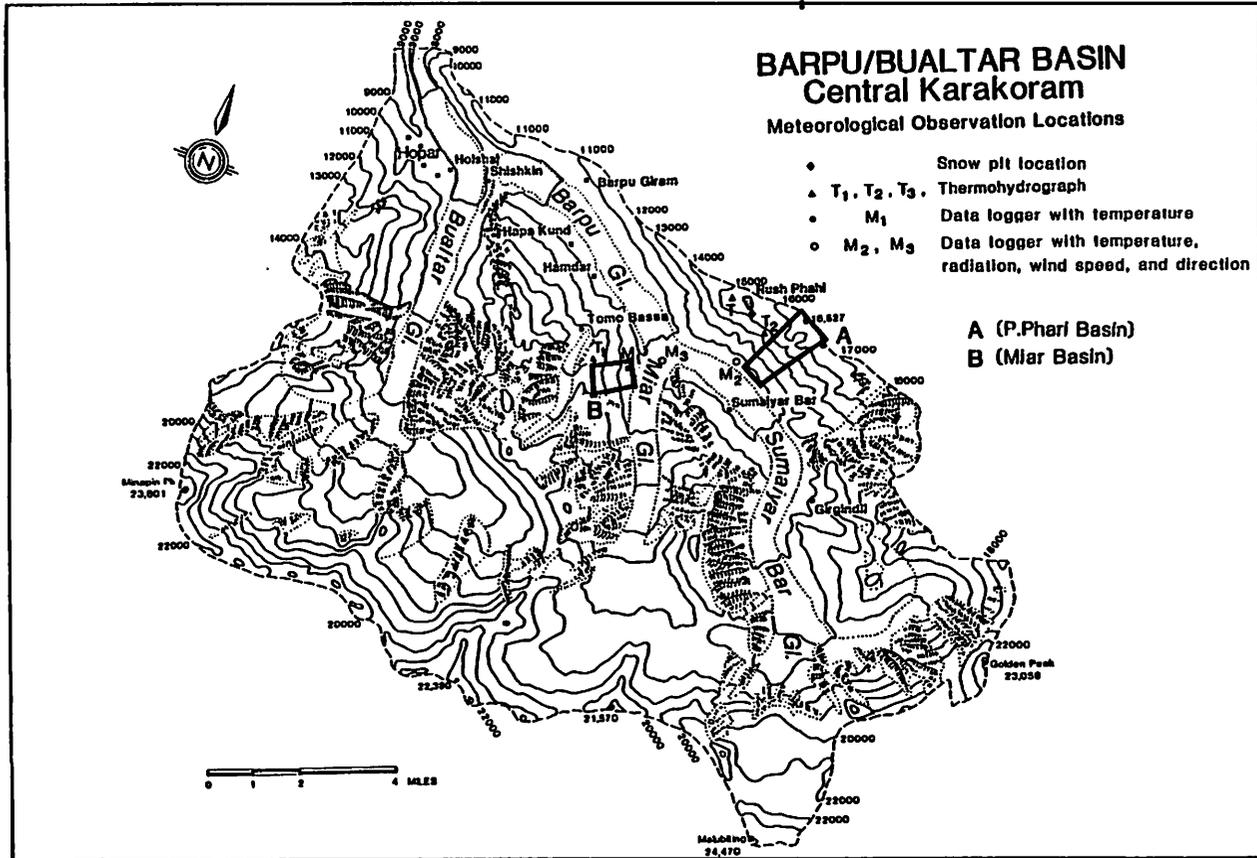


Fig. A604: Lageskizze Meßnetz Barpu-Gletscher
 : Sketch map of meteorological stations Barpu glacier basin



aus: KHAN (1989)

Fig. A605 - A606: Vegetationsperioden
: Growing periods

Fig. A605

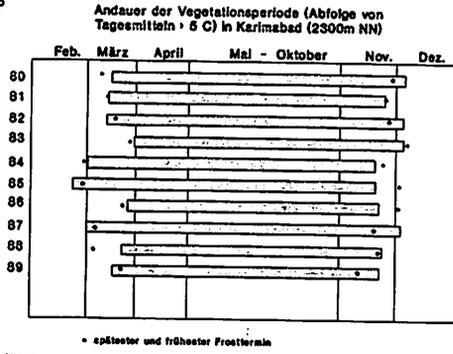


Fig. A606

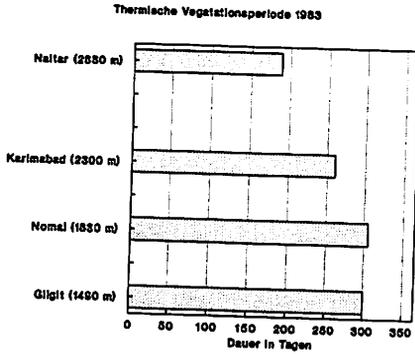


Fig. A607 - A609: Kumulierte Häufigkeiten der täglichen
 Temperaturextrema und für agrarklimatische
 Schwellenwerte (7°C, 42°C)
 : Cumulative frequencies of daily temperature
 extremes and agroclimatic threshold values
 (7°C, 42°C)

Fig. A607: Naltar (2880 m NN) 1983

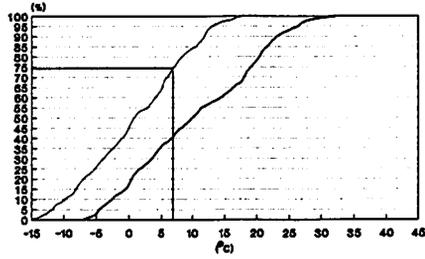


Fig. A608: Karimabad (2300 m NN) 1980-89

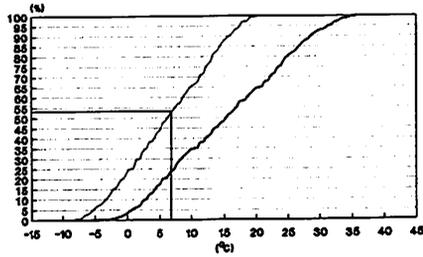
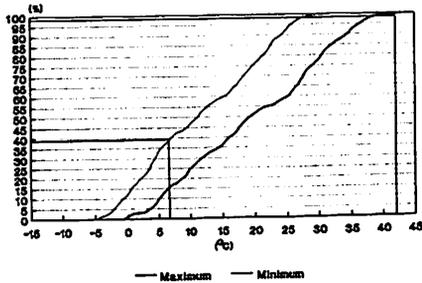


Fig. A609: Nomal (1830 m NN) 1983



— Maximum — Minimum

Fig. A610: Zusammenhang zwischen Abfluß und mittleren Maximumtemperaturen im Juli für den Hunza River

Fig. A610: Coherence of runoff and mean maximum temperatures in july for Hunza River

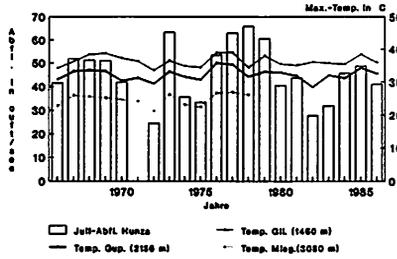


Fig. A611: Tägliche Abflußmittel 1973
: Daily runoff means 1973

(x 1000)

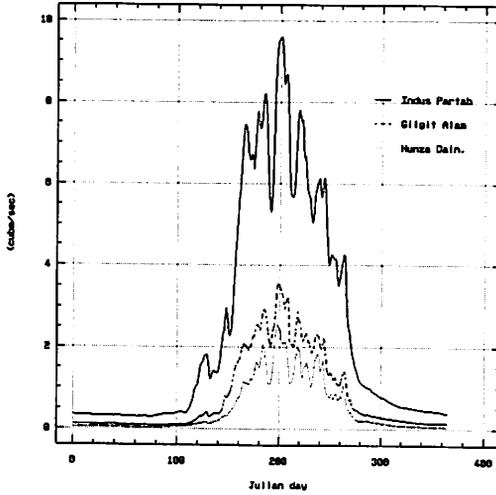


Fig. A612: Abweichung der monatlichen Temperatur- und Abflußwerte vom langjährigen Mittel 1973

Fig. A612: Deviation of monthly temperature and runoff values from longterm mean in 1973

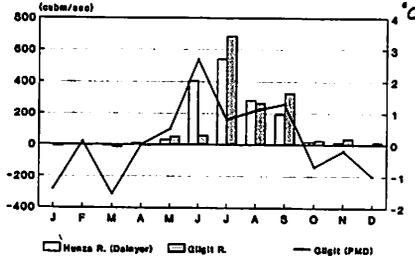
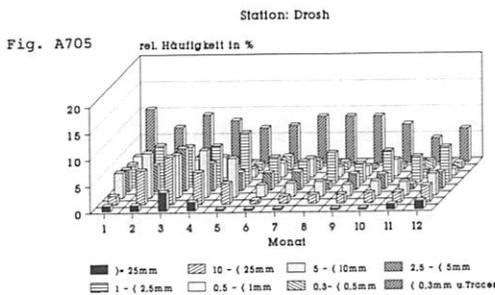
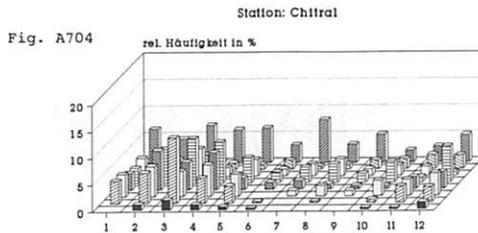
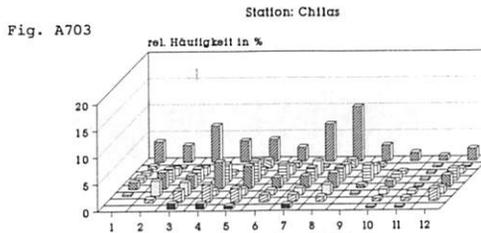
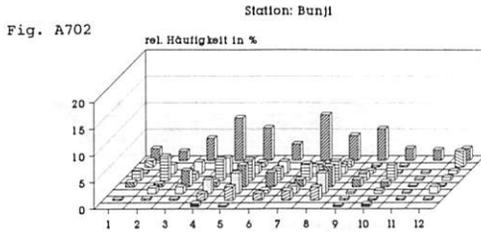
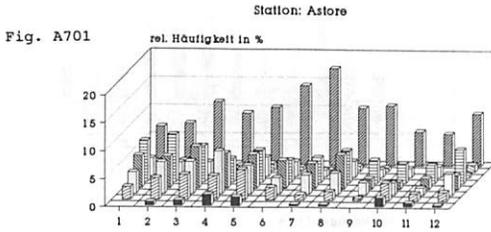
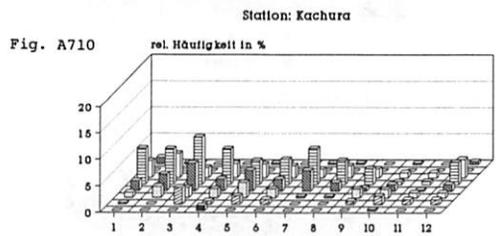
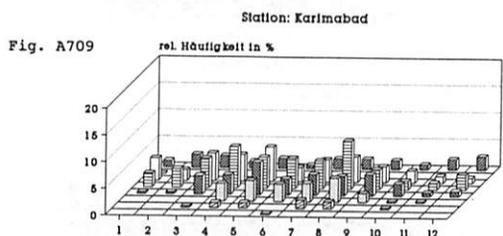
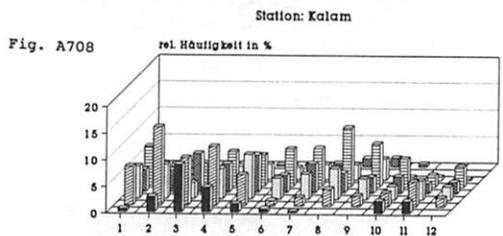
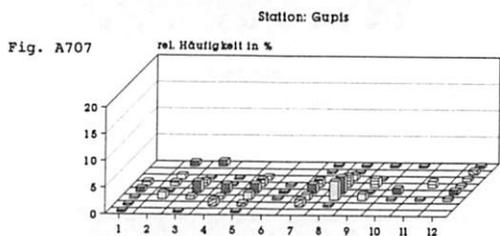
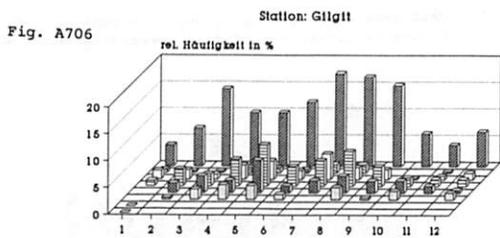


Fig. A701 - A713: Häufigkeitsanalysen der Tagesniederschläge 1980 - 89
 : Frequency analyses of daily precipitation 1980 - 89





■ > 25mm ▨ 10 - (25mm) □ 5 - (10mm) ▩ 2.5 - (5mm)
 ▤ 1 - (2.5mm) □ 0.5 - (1mm) ▧ 0.3 - (0.5mm) ▨ (0.3mm u. Traces)

Fig. A711

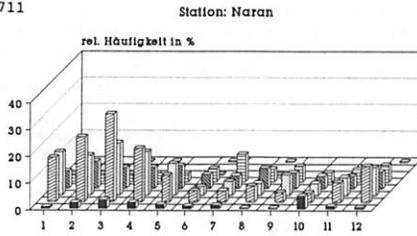


Fig. A712

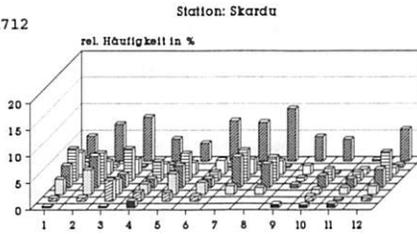


Fig. A713

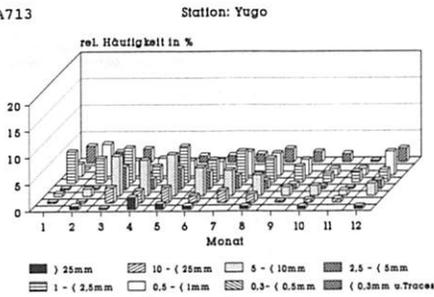
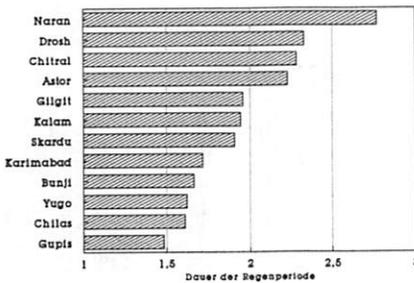


Fig. A714: Durchschnittliche Andauer von Niederschlagsperioden : Average duration of rainfall periods



Andauer hier definiert als ununterbrochene Abfolge von Tagen mit mindestens 0,1 mm im Totalisator

Fig. A715 - A717: Tagesmittel wichtiger meteorologischer Parameter in einer typischen sommerlichen Witterungsperiode auf 4080 m NN
 Fig. A715 - A717: Daily means of crucial meteorological parameters during a typical summer weather period on 4080 m msl

Daten aus: ALI 1989, S.I.H.P. 1989

Fig. A715

Tagesmittel von Luftdruck u. Windstärke der Station Baintha am Biafo-Gletscher Sommer 1985

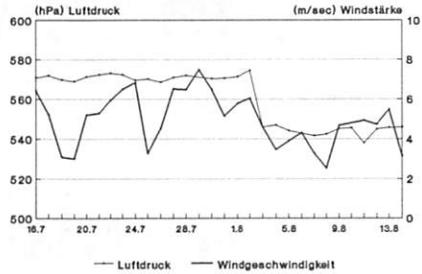


Fig. A716

Tagesmittel der rel. Luftfeuchte und Witterungsablauf der Station Baintha am Biafo-Gletscher Sommer 1985

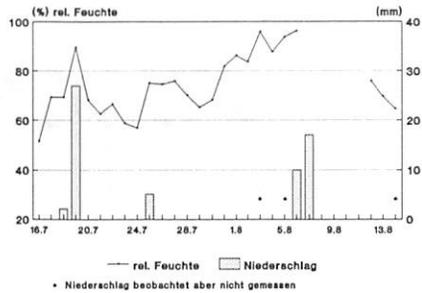


Fig. A717

Tagesmittel von Bewölkung und Strahlung der Station Baintha (4000m NN) am Biafo-Gletscher Sommer 1985

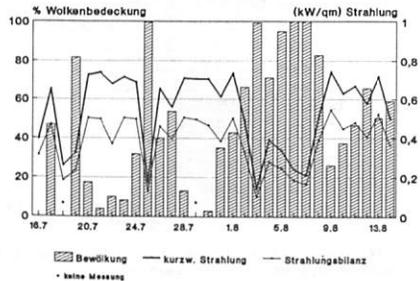


Fig. A718 - A723: Tagesgänge wichtiger meteorologischer Parameter
: Diurnal variation of crucial meteorological parameters

Fig. A718

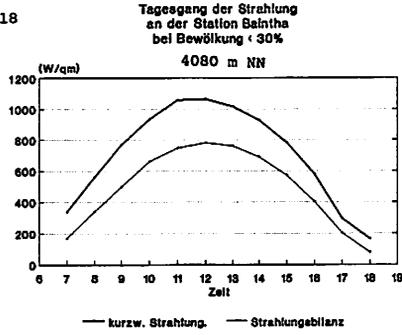


Fig. A719

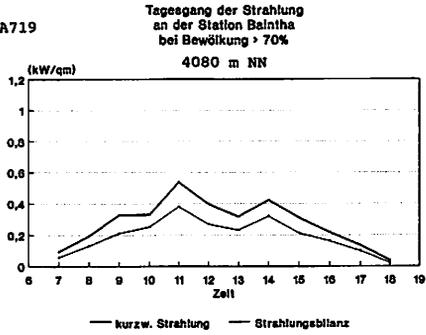


Fig. A720

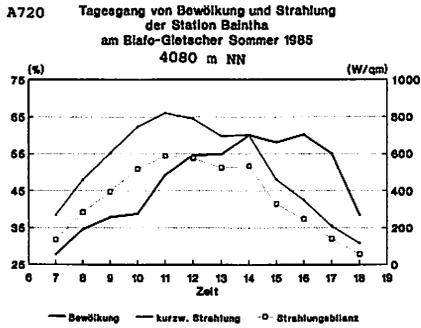


Fig. A721

Tagegang von Luftdruck u. Temperatur
(Trockenthermometer) der Station Bainta
am Biafo-Gletscher Sommer 1985

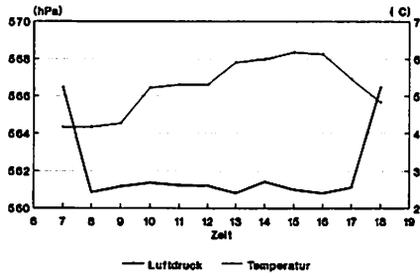


Fig. A722

Tagegänge der Bewölkung an
der Station Mirs am Barpu-Gletscher
(3400 m NN) am 23.5.86 und 27.5.86

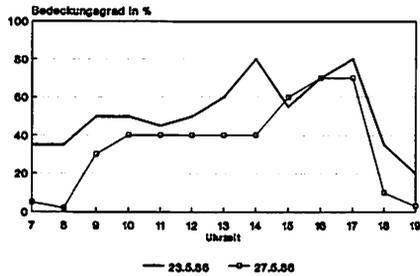


Fig. A723

Mittlerer Tagesgang der Windstärke
der Station Mirs am Barpu-Gletscher
(3400 m NN) vom 20.5 bis 27.5.86

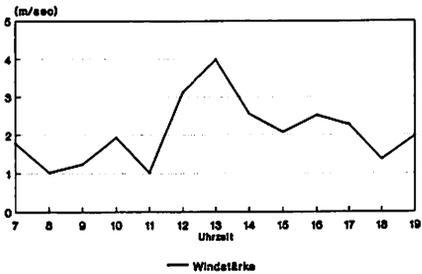


Fig. A724: Lageskizze des Biafo-Gletschers mit Windrose der Station Baintha
 : Sketch map of Biafo glacier and wind directions of Baintha

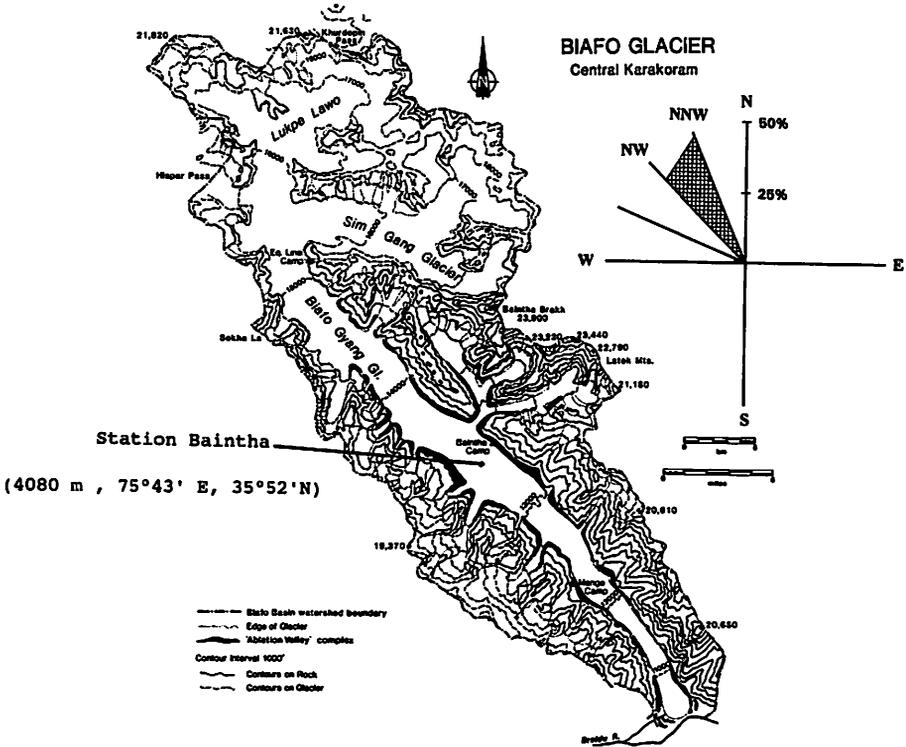


Fig. A725 - Fig. A726: Tägliche Niederschlagssummen für Fallstudien im Sommer
Daily amounts of precipitation in summer case studies

Fig. A725: 16.7. - 9.8.1985 (mm)

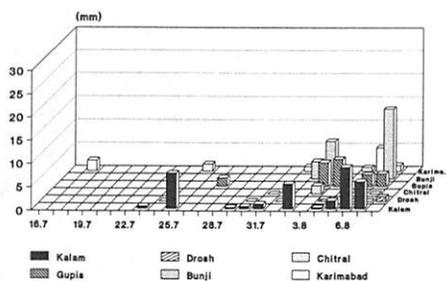
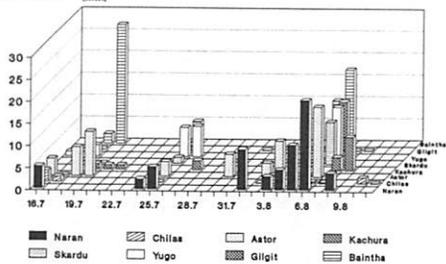


Fig. A726: 16.7. - 23.7.1984 (mm)

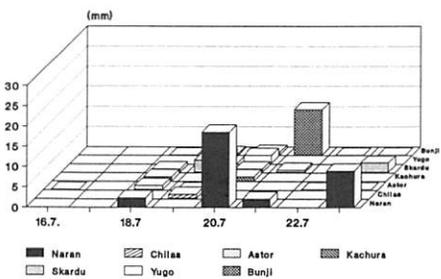
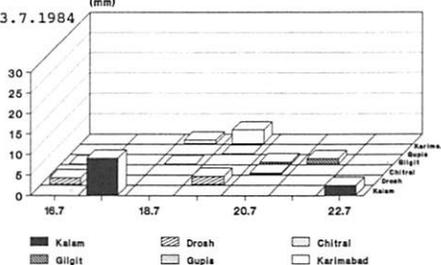


Fig. A727a-d: Typische Wetterlagen im Sommer
: Typical weather situations in summer

Fig. A727a: 24.07.85 - Boden (ground) - Fig. A727b: 02.08.85 - 500 hPa -



Fig. A727c: 02.08.85 - 200 hPa

Fig. A727d: 08.08.85 - 500 hPa



Fig. A728 - Fig. A731: Tägliche Niederschlagssummen für Fallstudien im Winter/Frühjahr
 Fig. A728 - Fig. A731: Daily amounts of precipitation in winter/spring case studies

Fig. A728: 28.3. - 5.4. 1987

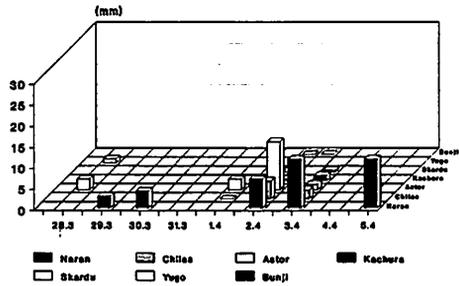
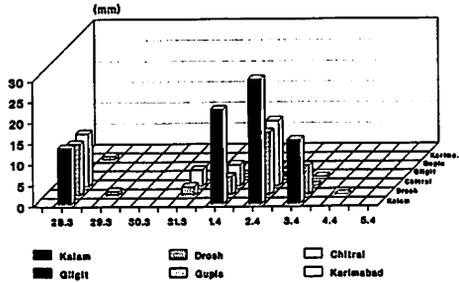


Fig. A729: 2.3. - 8.3.1987

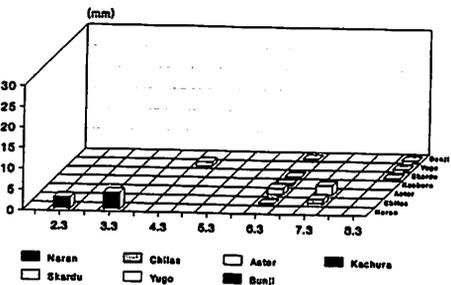
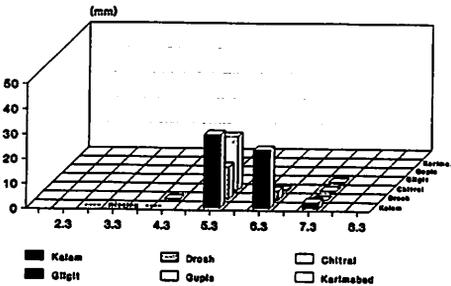


Fig. A730: 4.2. - 9.2.1987

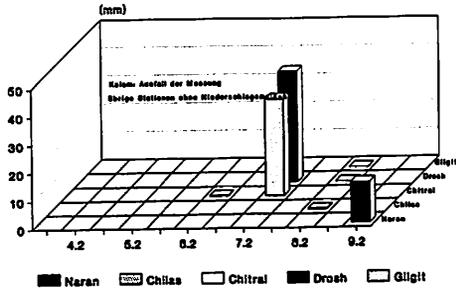


Fig. A731: 9.3. - 15.3.1986

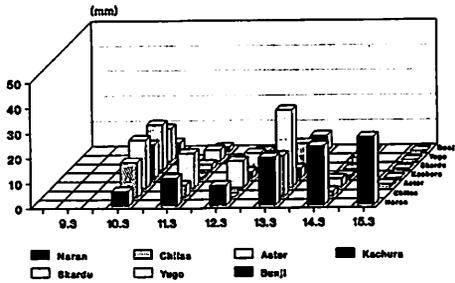
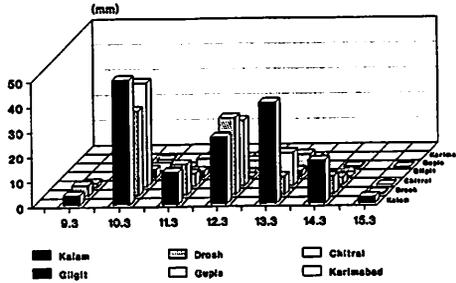


Fig. A732 - A735: Typische Wetterlage im Frühjahr
: Typical weather situation in spring

Fig. A732:

1.4.87 - Boden (ground) -

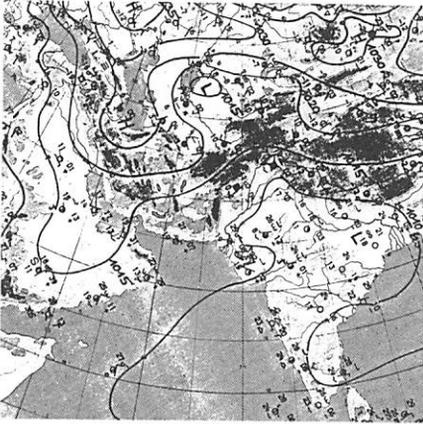


Fig. A733:

1.4.87 - 500 hPa -



Fig. A734:

1.4.87 - 200 hPa -



Fig. A735:

4.4.87 - Boden (ground) -

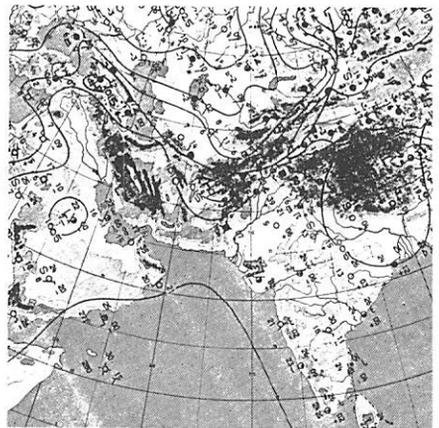


Fig. A801-A803: Komponentenwirkungsdiagramme des Regressionsmodells
 : Component effect plots of regression model

Fig. A801:

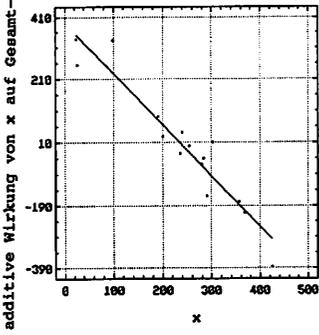


Fig. A802:

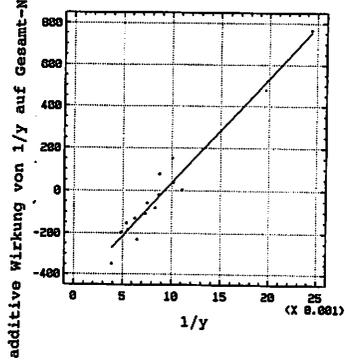


Fig. A803:

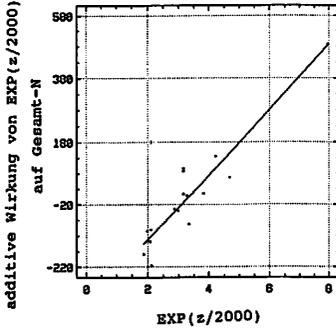
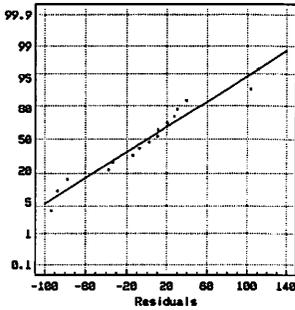


Fig. A804: Normalverteilungsdiagramm der Residuen
 : Normal probability plot of residuals



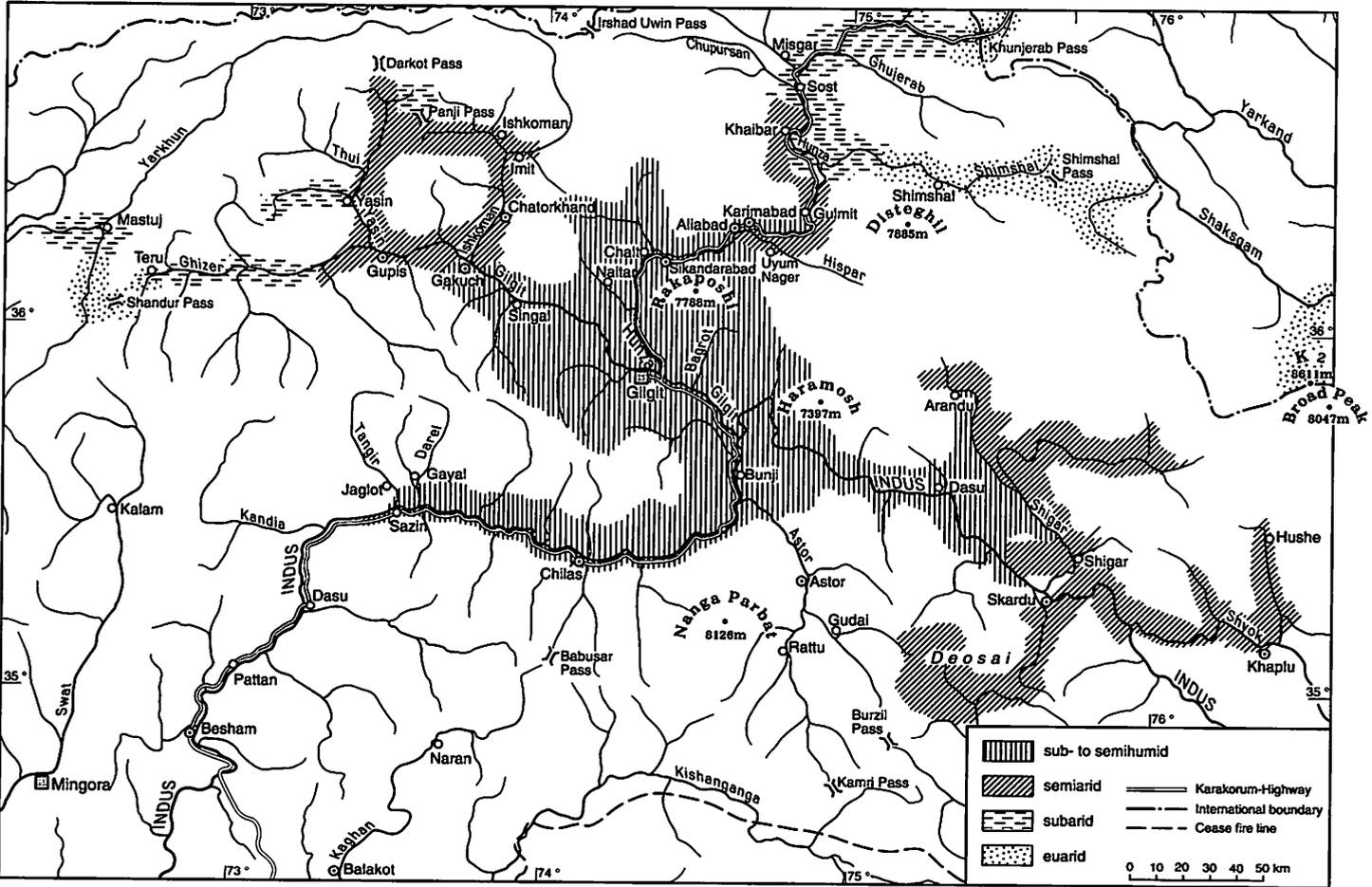


Fig. A805:

Hygrische Sequenztypen der Vegetationshöhenstufen
 Hygric sequence type of altitudinal vegetation belts
 (aus: S. Miehe et al., 1993)

Fig. A806-A808: Hypsometrie der Einzugsgebiete
: Hypsometric features of catchment areas

Fig. A806: Gilgit River (Gilgit Bridge)

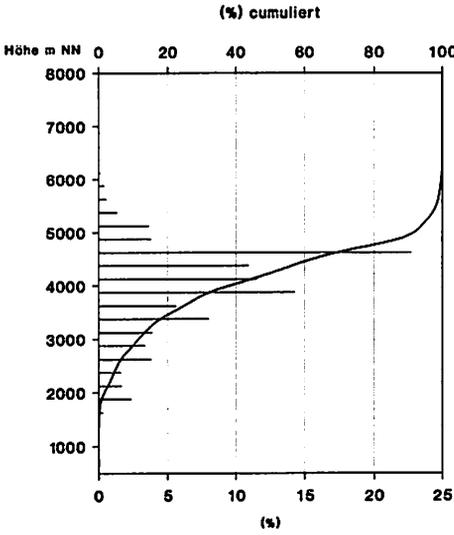


Fig. A807: Hunza River (Dainyor)

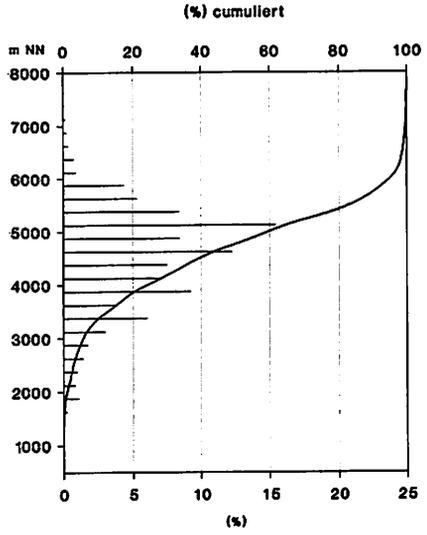
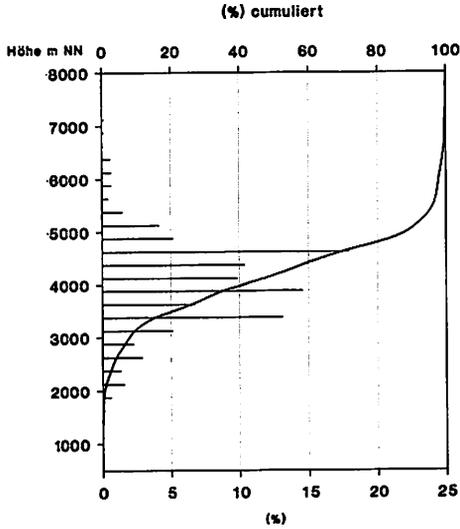


Fig. A808: Astor River (Doyian)



**Fig. A809-A811: Relativer Anteil der Höhenstufen am Gesamtniederschlag
: Relative contribution of elevation bands to total precipitation**

Fig. A809: Gilgit River (Gilgit Bridge)

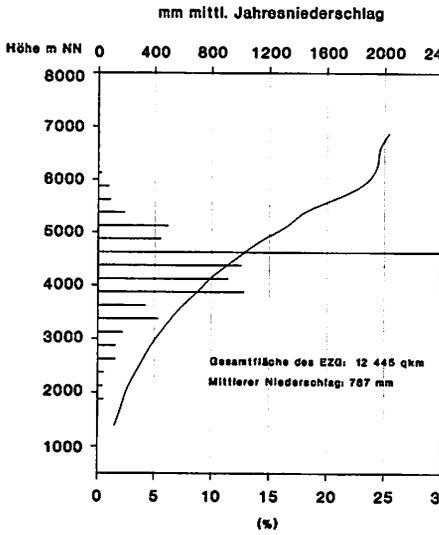


Fig. A810: Hunza River (Dainyor)

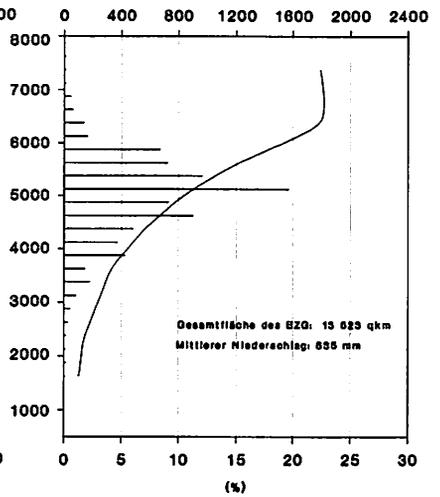
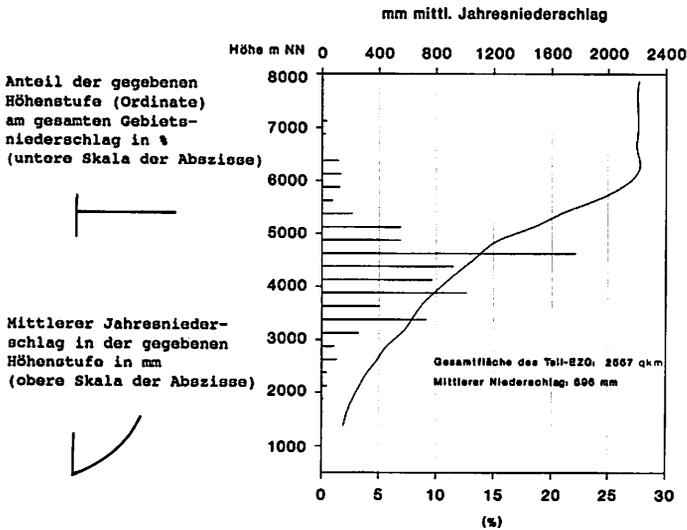


Fig. A811: Astor River (Doyian)



BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN (Fortsetzung)

- Heft 55: *Selke, W.*: Die Ausländerwanderung als Problem der Raumordnungspolitik in der Bundesrepublik Deutschland. 1977. 167 S. DM 28,-
- Heft 56: *Sander, H.-J.*: Sozialökonomische Klassifikation der kleinbäuerlichen Bevölkerung im Gebiet von Puebla-Tlaxcala (Mexiko). 1977. 169 S. DM 24,-
- Heft 57: *Wiek, K.*: Die städtischen Erholungsflächen. Eine Untersuchung ihrer gesellschaftlichen Bewertung und ihrer geographischen Standorteigenschaften - dargestellt an Beispielen aus Westeuropa und den USA. 1977. 216 S. DM 19,-
- Heft 58: *Frankenberg, P.*: Florengographische Untersuchungen im Raume der Sahara. Ein Beitrag zur pflanzengeographischen Differenzierung des nordafrikanischen Trockenraumes. 1978. 136 S. DM 48,-
- Heft 61: *Leusmann, Ch.*: Strukturierung eines Verkehrsnetzes. Verkehrsgeographische Untersuchungen unter Verwendung graphentheoretischer Ansätze am Beispiel des süddeutschen Eisenbahnnetzes. 1979. 158 S. DM 32,-
- Heft 62: *Seibert, P.*: Die Vegetationskarte des Gebietes von El Bolsón, Provinz Río Negro, und ihre Anwendung in der Landnutzungsplanung. 1979. 96 S. DM 29,-
- Heft 63: *Richter, M.*: Geoökologische Untersuchungen in einem Tessiner Hochgebirgstal. Dargestellt am Val Vegomess im Hinblick auf planerische Maßnahmen. 1979. 209 S. DM 33,-
- Heft 65: *Böhm, H.*: Bodenmobilität und Bodenpreisgefüge in ihrer Bedeutung für die Siedlungsentwicklung. 1980. 261 S. DM 29,-
- Heft 66: *Lauer, W. u. P. Frankenberg*: Untersuchungen zur Humidität und Aridität von Afrika - Das Konzept einer potentiellen Landschaftsverdunstung. 1981. 127 S. DM 32,-
- Heft 67: *Höllermann, P.*: Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe - Studien aus europäischen und nordamerikanischen Hochgebirgen. 1983. 84 S. DM 26,-
- Heft 69: *Graafen, R.*: Die rechtlichen Grundlagen der Ressourcenpolitik in der Bundesrepublik Deutschland - Ein Beitrag zur Rechtsgeographie. 1984. 201 S. DM 28,-
- Heft 70: *Freiberg, H.-M.*: Vegetationskundliche Untersuchungen an südchilenischen Vulkanen. 1985. 170 S. DM 33,-
- Heft 71: *Yang, T.*: Die landwirtschaftliche Bodennutzung Taiwans. 1985. 178 S. DM 26,-
- Heft 72: *Gaskin-Reyes, C.E.*: Der informelle Wirtschaftssektor in seiner Bedeutung für die neuere Entwicklung in der nordperuanischen Regionalstadt Trujillo und ihrem Hinterland. 1986. 214 S. DM 29,-
- Heft 73: *Brückner, Ch.*: Untersuchungen zur Bodenerosion auf der Kanarischen Insel Hierro. 1987. 194 S. DM 32,-
- Heft 74: *Frankenberg, P. u. D. Klaus*: Studien zur Vegetationsdynamik Südosttuniens. 1987. 110 S. DM 29,-
- Heft 75: *Siegburg, W.*: Großmaßstäbige Hangneigungs- und Hangformanalyse mittels statistischer Verfahren. Dargestellt am Beispiel der Dollendorfer Hardt (Siebengebirge). 1987. 243 S. DM 38,-
- Heft 76: *Kost, K.*: Die Einflüsse der Geopolitik auf Forschung und Theorie der politischen Geographie von ihren Anfängen bis 1945. 1988. 467 S. DM 46,-
- Heft 77: *Anhuf, D.*: Klima und Ernteertrag - eine statistische Analyse an ausgewählten Beispielen nord- und südsaharischer Trockenräume - Senegal, Sudan, Tunesien. 1989. 177 S. DM 36,-
- Heft 78: *Rheker, J.R.*: Zur regionalen Entwicklung der Nahrungsmittelproduktion in Pernambuco (Nordostbrasilien). 1989. 177 S. DM 35,-
- Heft 79: *Völkel, J.*: Geomorphologische und pedologische Untersuchungen zum jungquartären Klimawandel in den Dünengebieten Ost-Nigers (Südsahara und Sahel). 1989. 258 S. DM 39,-
- Heft 80: *Bromberger, Ch.*: Habitat, Architecture and Rural Society in the Gilán Plain (Northern Iran). 1989. 104 S. DM 30,-
- Heft 81: *Krause, R.F.*: Stadtgeographische Untersuchungen in der Altstadt von Djidda / Saudi-Arabien. 1991. 76 S. DM 28,-

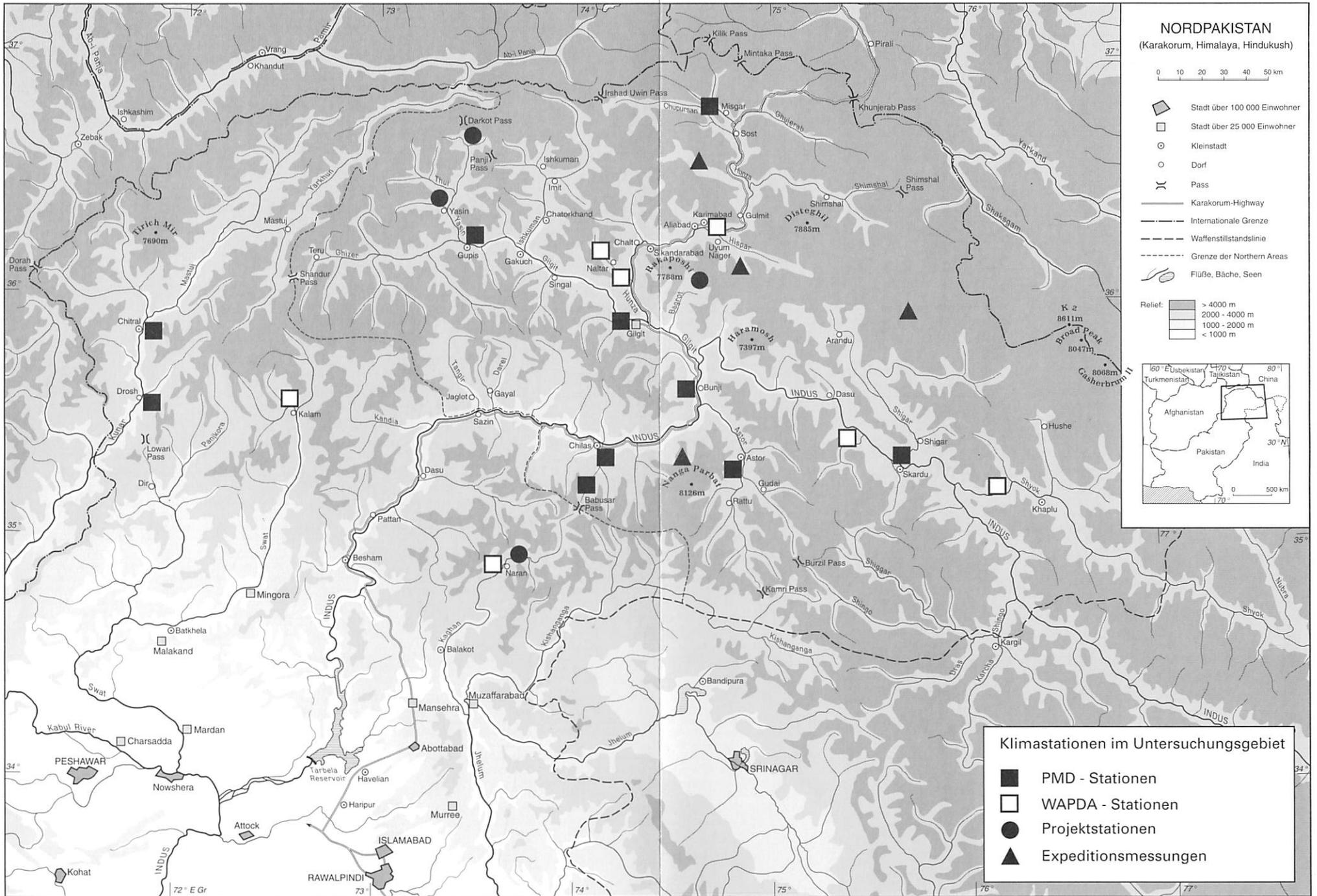
(Fortsetzung umseitig)

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN (Fortsetzung)

- Heft 82: *Graafen, R.:* Die räumlichen Auswirkungen der Rechtsvorschriften zum Siedlungswesen im Deutschen Reich unter besonderer Berücksichtigung von Preußen, in der Zeit der Weimarer Republik. 1991. 283 S. DM 64,--
- Heft 83: *Pfeiffer, L.:* Schwermineralanalysen an Dünensanden aus Trockengebieten mit Beispielen aus Südsahara, Sahel und Sudan sowie der Namib und der Taklamakan. 1991. 235 S. DM 42,--
- Heft 84: *Dittmann, A. and H.D. Laux (Hrsg.):* German Geographical Research on North America - A Bibliography with Comments and Annotations. 1992. 398 S. DM 49,--
- Heft 85: *Grunert, J. u. P. Höllermann, (Hrsg.):* Geomorphologie und Landschaftsökologie. 1992. 224 S. DM 29,--
- Heft 86: *Bachmann, M. u. J. Bendix:* Nebel im Alpenraum. Eine Untersuchung mit Hilfe digitaler Wettersatellitendaten. 1993. 301 S. DM 58,--
- Heft 87: *Schickhoff, U.:* Das Kaghan-Tal im Westhimalaya (Pakistan). 1993. 268 S. DM 54,--
- Heft 88: *Schulte, R.:* Substitut oder Komplement - die Wirkungsbeziehungen zwischen der Telekommunikationstechnik Videokonferenz und dem Luftverkehrsaufkommen deutscher Unternehmen. 1993. 177 S. DM 32,--
- Heft 89: *Lützelner, R.:* Räumliche Unterschiede der Sterblichkeit in Japan - Sterblichkeit als Indikator regionaler Lebensbedingungen. 1994. 247 S. DM 42,--
- Heft 90: *Grafe, R.:* Ländliche Entwicklung in Ägypten. Strukturen, Probleme und Perspektiven einer agraren Gesellschaft, dargestellt am Beispiel von drei Dörfern im Fayyûm. 1994. 225 S. DM 46,--
- Heft 91: *Bonine, M.E., Ehlers, E., Krafft, Th. and G. Stöber (Hrsg.):* The Middle Eastern City and Islamic Urbanism. An Annotated Bibliography of Western Literature. 1994. 877 S. DM 68,--

In Kommission bei Ferd. Dummlers Verlag, Bonn

Nicht genannte Nummern sind vergriffen.





DMSP (Defense Meteorological Satellite Programme)

Visible Band (0,4 - 1,1 μ m), Flughöhe 825km,
sonnensynchron polarumlaufend (Inklination 98,7°)
räumliche Auflösung im visible 2,7km

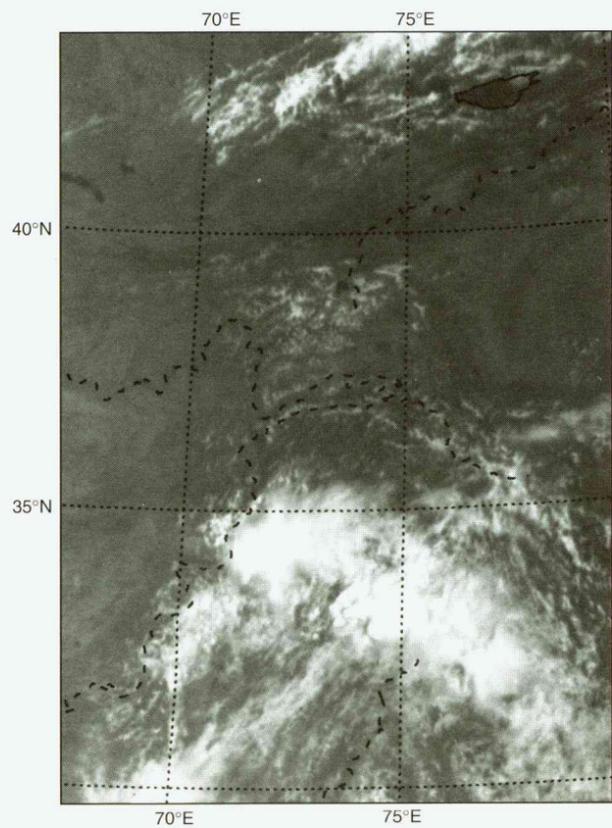


Bild 1 - 16.7.85, 04.31 GMT

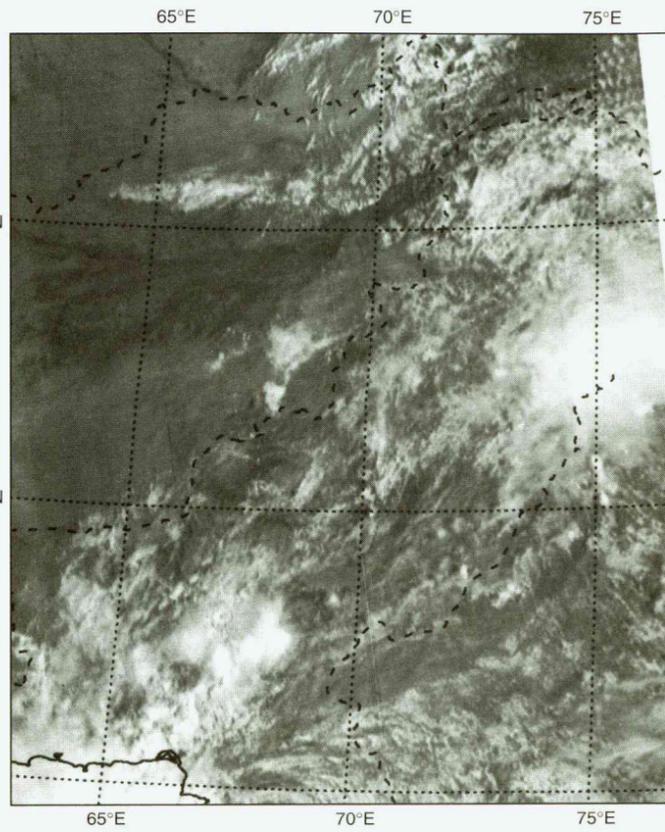


Bild 2 - 18.7.85, 05.33 GMT

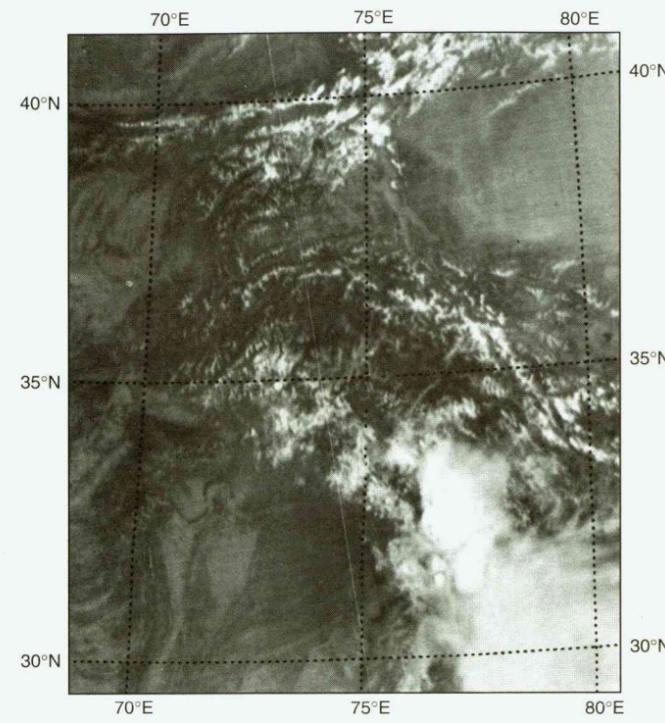


Bild 3 - 24.7.85, 05.12 GMT

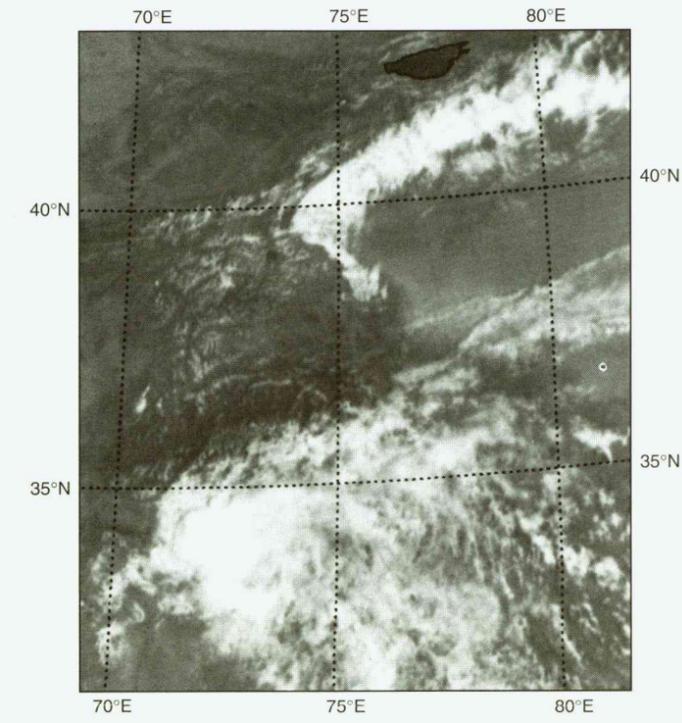


Bild 4 - 25.7.85, 04.51 GMT

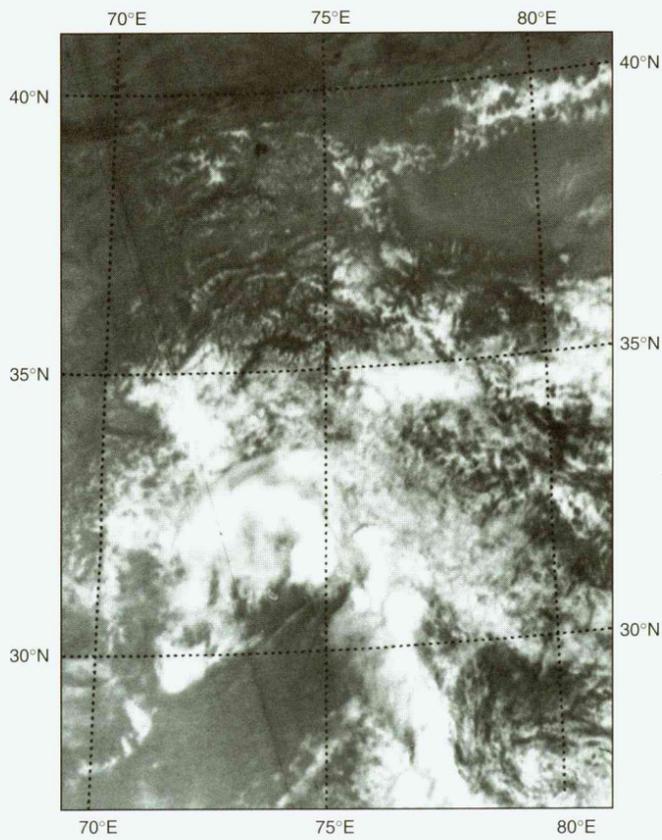


Bild 5 - 26.7.85, 04.31 GMT

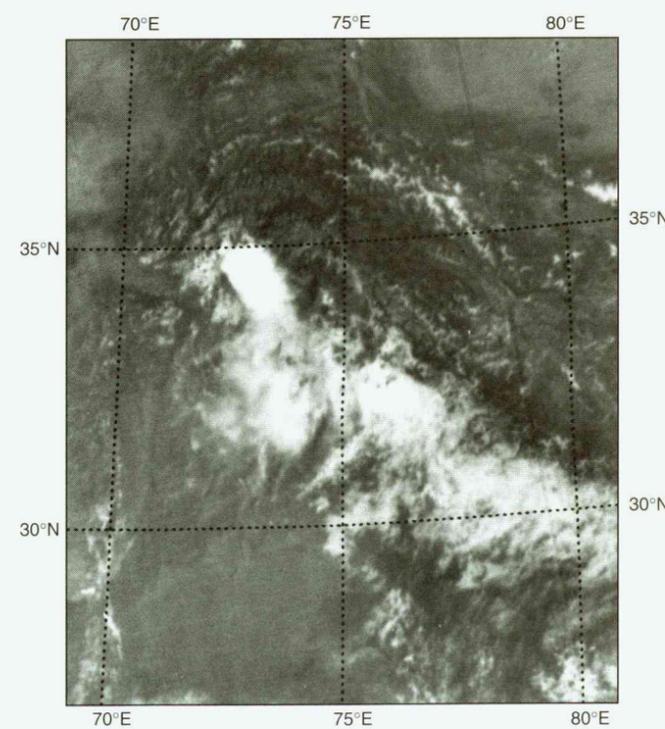


Bild 6 - 30.7.85, 04.51 GMT

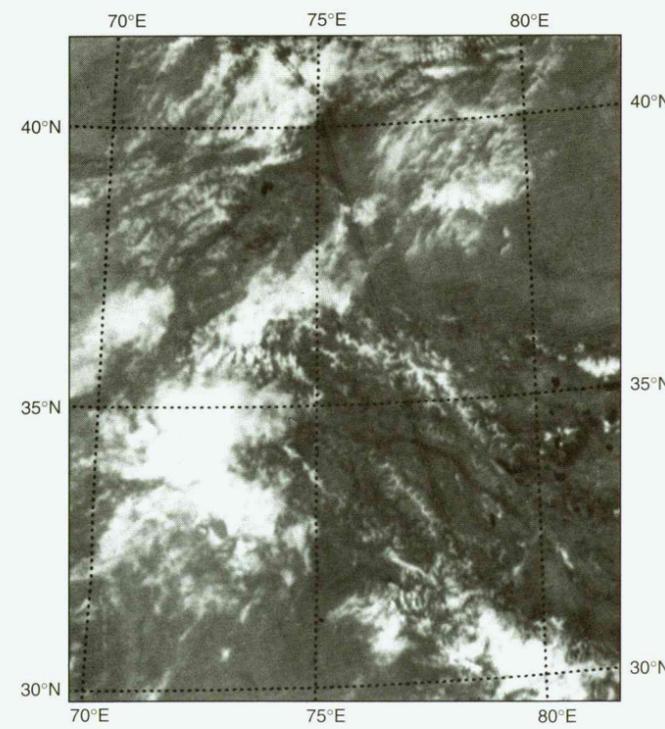


Bild 7 - 1.8.85, 04.11 GMT

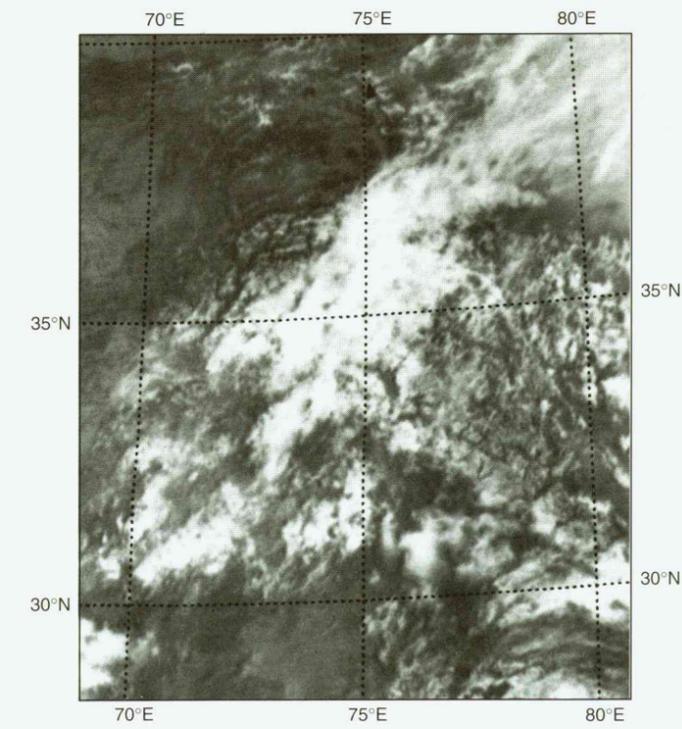


Bild 8 - 3.8.85, 05.21 GMT

DMSP (Defense Meteorological Satellite Programme)

Visible Band (0,4 - 1,1µm), Flughöhe 825km,
sonnensynchron polarumlaufend (Inklination 98,7°)
räumliche Auflösung im visible 2,7km

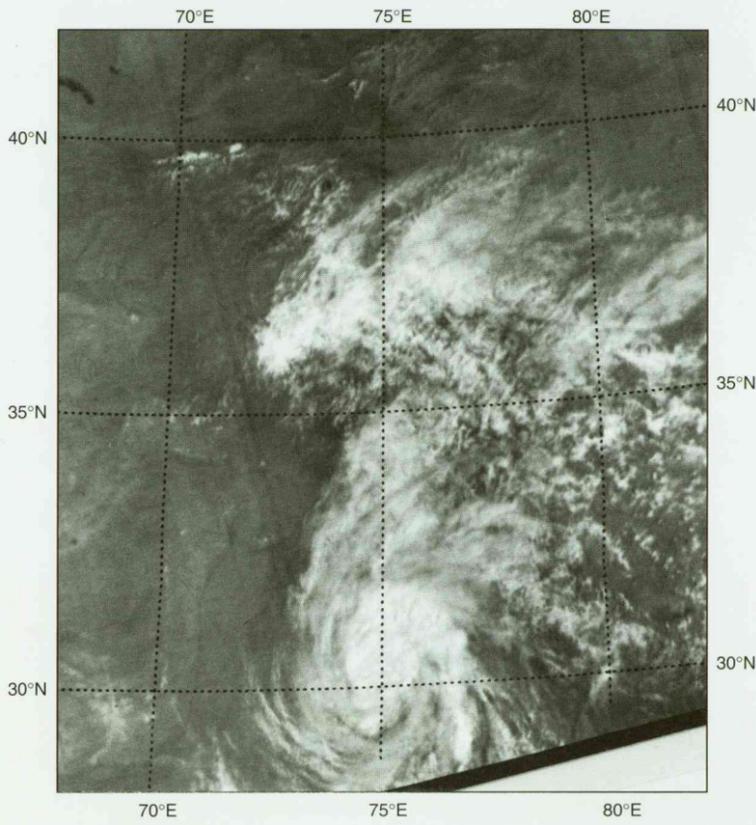


Bild 9 - 5.8.85, 04.31 GMT

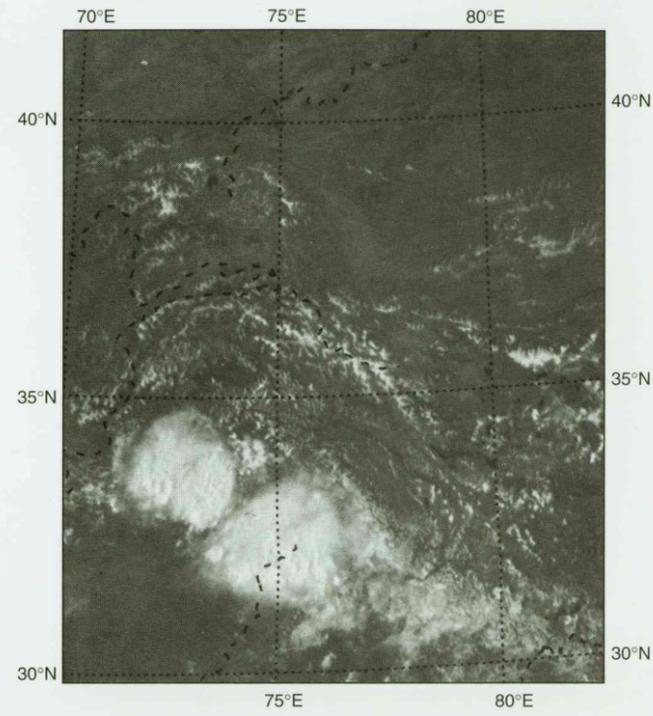


Bild 10 - 17.7.84, 03.59 GMT

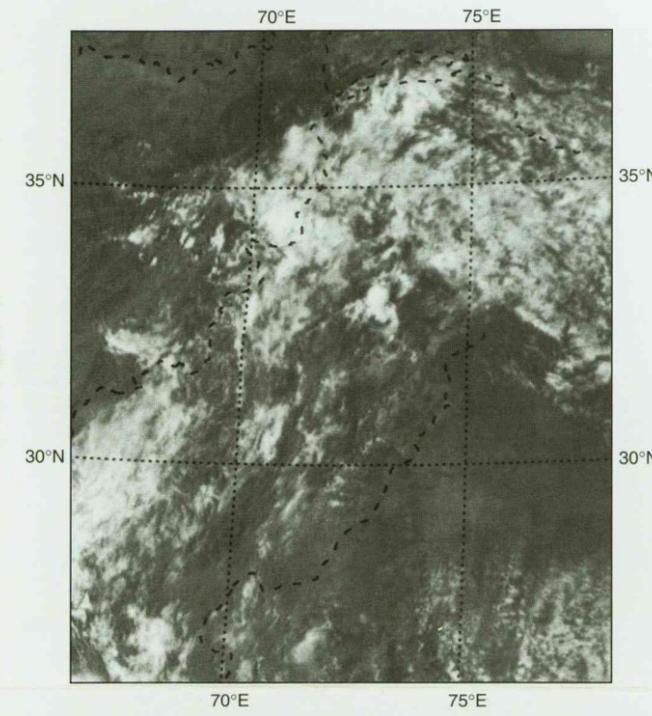


Bild 11 - 18.7.84, 05.20 GMT

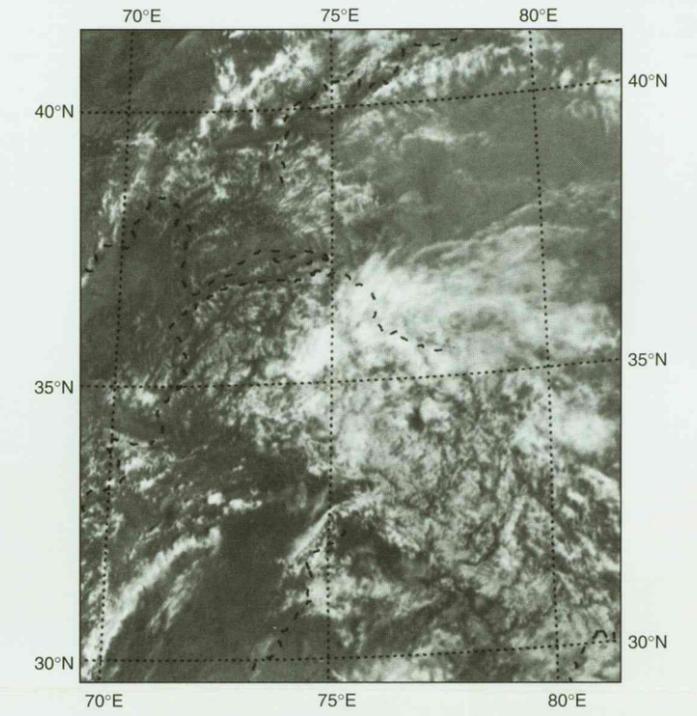


Bild 12 - 19.7.84, 04.49 GMT

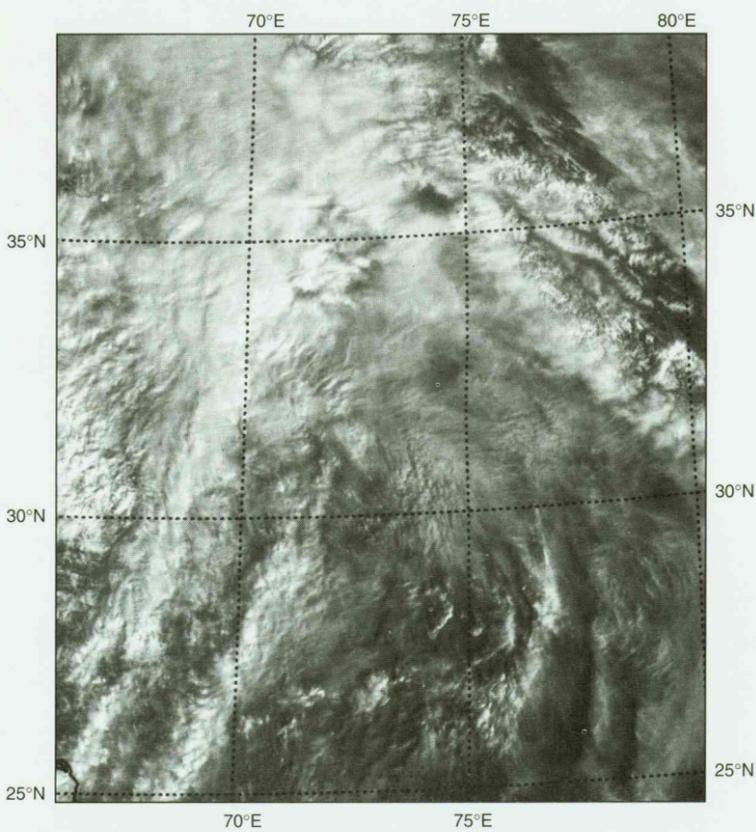


Bild 13 - 5.3.87, 05.42 GMT

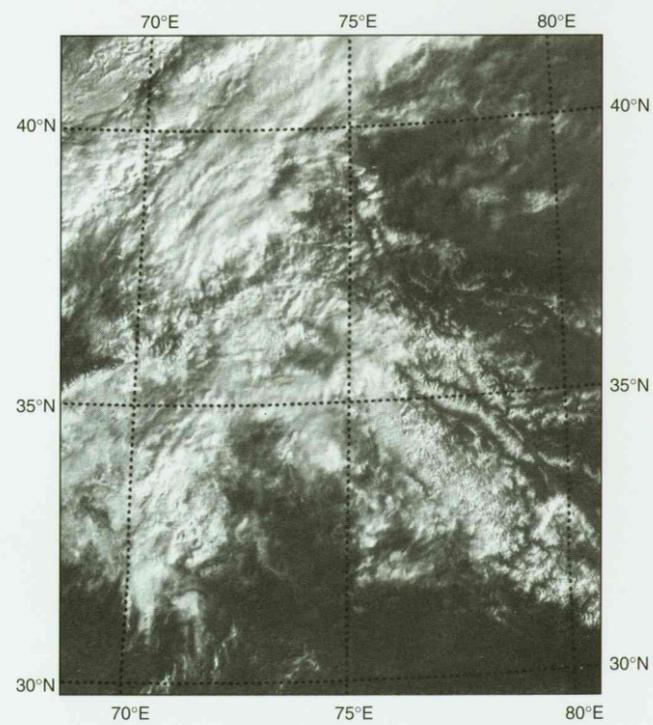


Bild 14 - 6.3.87, 04.21 GMT

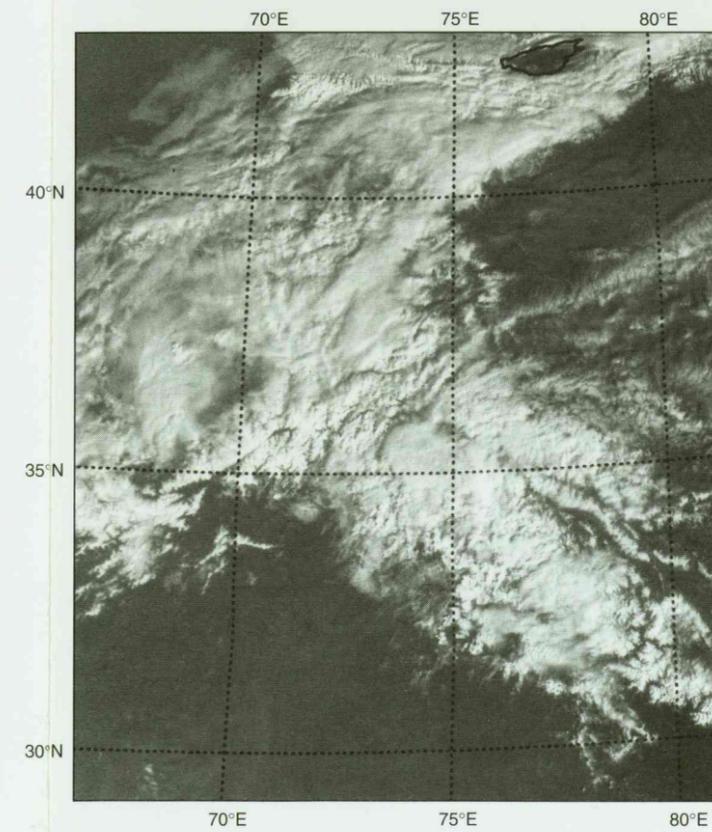


Bild 15 - 7.3.87, 03.59 GMT

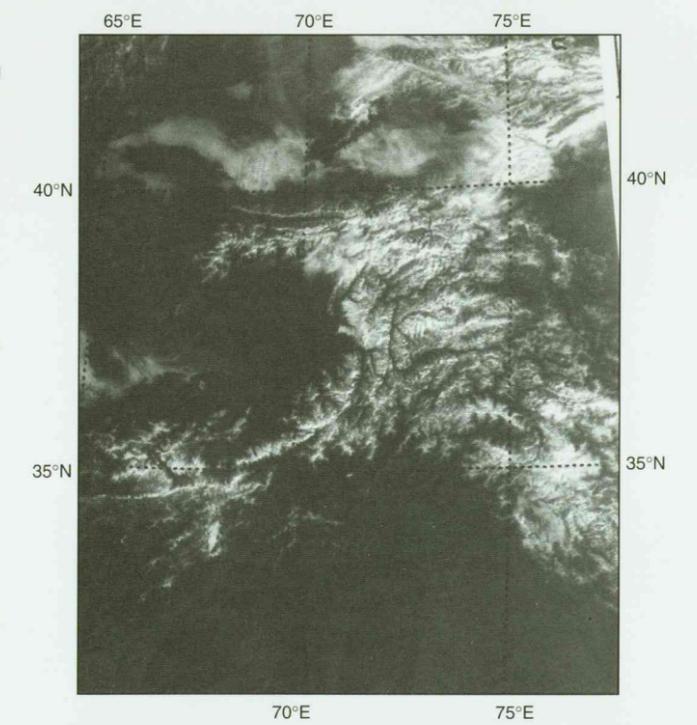


Bild 16 - 8.3.87, 05.20 GMT

