

**Modellierung des kurzwelligen solaren Strahlungshaushalts im Hochgebirge auf der
Basis von digitalen Geländemodellen und Satellitendaten am Beispiel des
Hunza-Karakorum/Nordpakistan**

Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Uwe Schmidt

aus

Wissen

Bonn 2002

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen
Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

1. Referent: Prof. Dr. M. Winiger
2. Referent: Prof. Dr. G. Menz
Tag der Promotion: 20.12.2001

Vorwort

Eine wesentliche Herausforderung heutiger geowissenschaftlicher Forschungsansätze stellt die Modellierung von Geofaktoren und deren Wechselwirkungen dar. Mit der zunehmenden Verfügbarkeit leistungsfähiger und zugleich kostengünstiger Computer und Software wurden derartige Modelle immer komplexer, sodaß neue geowissenschaftliche Fragestellungen mit Hilfe computergestützter Algorithmen erschlossen werden konnten. Digitale Höhenmodelle und Satellitendaten nehmen hierbei in aller Regel Schlüsselfunktionen ein, die es ermöglichen, Topographie und Landbedeckung im Computer flächenhaft in Modellalgorithmen einzubeziehen.

Besonders interessant erscheint in diesem Zusammenhang die numerische Modellierung von Klimaelementen in Gebirgsräumen, da deren Wirkung bedingt durch die topographischen Gradienten hier deutlich erkennbar wird. Nirgendwo anders ist daher die Differenzierung der Landschaft auf engstem Raum durch die Wirkung der Sonneneinstrahlung so prägnant, wie in subtropischen Hochgebirgsarealen alpinen Charakters. Somit war es nur folgerichtig, daß die vorliegende Arbeit auf der Basis eines Forschungsprojektes entstand, des DFG-Schwerpunktprogramms „Culture Area Karakorum“(CAK), das einen solchen Gebirgsraum zum räumlichen Gegenstand hatte.

Dem Leiter der Arbeitsgruppe Physische Geographie dieses Projektes, meinem akademischen Lehrer Herrn Prof. Dr. M. Winiger, danke ich sowohl für die unentwegt kritischen und richtungsweisenden Diskussionen von Ideen und Ansätzen als auch für die finanzielle sowie materielle Unterstützung aus Projektmitteln. Dr. G. Braun war eine unentbehrliche treibende Kraft und „think tank“ für die Fortentwicklung der Arbeiten an den Programmalgorithmien. Des weiteren danke ich ihm und Dr. R. Backhaus für die Ermöglichung, wesentliche Forschungsarbeiten mit finanzieller und infrastruktureller Unterstützung des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) durchführen zu können.

Dr. T. Cramer und Dipl.-Geogr. M. Gumpert danke ich für die Auswertung und Überlassung von Klimastationsdaten. Dr. S. Weiers war nicht unwesentlich beteiligt an den Überlegungen zur Integration der Bewölkung. Dr. P. Bauer danke ich für kritische Diskussionen und Anregungen bei der Auswahl der Strahlungstransfermodelle. Dipl.-Ing. M. Sodomann war ein geduldiger Lehrer bei der Vermittlung von Fertigkeiten im Umgang mit der Programmiersprache C.

Der Koordinatorin des CAK-Projektes, Frau Prof. Dr. I. Stellrecht danke ich für die organisatorische Unterstützung sowie für die Bereitstellung der Projektinfrastruktur. Nicht zuletzt danke ich meinem Abteilungsleiter Herrn Dipl.-Ing. L. Bösch für den stetigen Ansporn und den zur Verfügung gestellten Freiraum für die Endfassung der vorliegenden Arbeit.

Remagen, im Mai 2001

Uwe Schmidt

5. Punktmodelle an Klimastationsstandorten	76
5.1. Modellübergreifende Formulierungen und Daten.....	76
5.2. Parametrische Modellgleichungen.....	77
5.2.1. Das FROUIN-Modell.....	77
5.2.2. Modellgleichungen nach IQBAL.....	81
5.2.2.1. Parametermodell A.....	81
5.2.2.2. Parametermodell B.....	84
5.3. Standortbezogene Analysen und Vergleich der Modellergebnisse.....	85
6. Flächenmodelle der potentiellen kurzwelligigen Strahlung	90
6.1. Potentielle kurzwellige Einstrahlung	90
6.1.1. Berechnung von Horizontüberhöhung und Sky View Faktor mit dem Programm „HORIZONT“.....	90
6.1.2. Berechnung der potentiellen Einstrahlung mit dem Programm „GLOBALRAD“.....	94
6.2. Potentielle kurzwellige Reflexstrahlung und Strahlungsbilanz.....	99
6.2.1. Berechnung der Albedo auf der Basis von LANDSAT-5-TM Daten.....	99
6.2.1.1. Generierung von Oberflächenklassen.....	99
6.2.1.2. Beleuchtungskorrektur.....	100
6.2.1.3. Berechnung der isotropen Albedo für den Überflugzeitpunkt des Satelliten.....	104
6.2.1.4. Anisotropiekorrektur.....	106
6.2.2. Gesamtmodell der potentiellen Reflexion und der Strahlungsbilanz.....	109
7. Ein empirisch gestützter Ansatz zur Integration der Bewölkung	113
7.1. Linearer Regressionsansatz.....	113
7.2. Modellierung realer Einstrahlungssummen.....	116
8. Weitere potentielle Anwendungsfelder der Strahlungsmodelle	118
8.1. Analysen der Anbaurisiken und Anbaupotentiale.....	118
8.1.1. Potentielle photosyntheseaktive Einstrahlung als Bestimmungsgröße für die Nettoprimärproduktion von Kulturpflanzen.....	118
8.1.2. Beispiele zu Anwendungen auf die Verdunstung.....	121
8.1.2.1. Potentielle Evapotranspiration.....	121
8.1.2.2. Reduktion der potentiellen auf die aktuelle Evapotranspiration.....	125
8.1.2.3. Diskussion der Verdunstungsansätze.....	127
8.2. Der kurzwellige Strahlungshaushalt von Schnee- und Eisflächen.....	128
8.2.1. Zur Frage der Schneegrenze.....	129
8.2.2. Der potentielle kurzwellige Strahlungsumsatz auf Schnee- und Eisflächen im Bezug zur Ablation.....	134
8.2.3. Diskussion der Ablationsansätze.....	138
9. Fazit und Diskussion der Ergebnisse	140

10. Ausblick	143
11. Zusammenfassung	144
12. Literatur	146

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1: Kartenskizze des Untersuchungsraumes.....	20
Abb. 2: Überlagerung des digitalen Geländemodells Hunza mit einem Falschfarbkomposit aus Landsat-5-TM Daten.....	21
Abb. 3: Klimadiagramm der Station Karimabad.....	24
Abb. 4: Meridionales Strömungsmuster der Interaktion von Monsun und Westzirkulation sowie lokale, topographisch bedingte Zirkulationen in einem Profil vom Tiefland bis zum Hunza-Karakorum.....	24
Abb. 5: Mittlerer monatlicher Abfluß des Hunza-Flußes an der Pegelstation Dainyor.....	25
Abb. 6: Graphische Darstellung der am 16. Juni 1991 gemessenen Globalstrahlung an den Meßstandorten Dainyor und Diran an der Südabdachung der Rakaposhi-Kette.....	26
Abb. 7: Globalstrahlung im Vergleich zur Höhe NN, gemessen an den Klimastationen im Bagrot-Tal.....	27
Abb. 8: Monatsmittel der Wolkenbedeckung in Achtel an den Beobachtungsstandorten Misgar und Gilgit.....	29
Abb. 9: Mittlere monatliche Bedeckungsgrade der Bewölkung (in Achtel) aus langjährigen Stationsbeobachtungen des PMD im Vergleich zu einer 1½-jährigen Wolkenklassifikation aus NOAA-Satellitendaten.....	30
Abb. 10: Der Batura-Gletscher	32
Abb. 11: Höhenstufen der Vegetation des Hunza-Karakorum in einem Südwest-Nordost-Profil.....	33
Abb. 12: Verbreitung der Vegetationsformationen im Hunza-Karakorum dargestellt mit Bezügen zu Klimaelementen und topographischen Parametern.....	35
Abb. 13: Kohlenstoffgewinn bei C ₄ - und C ₃ -Pflanzen offener Graslandschaften in verschiedenen geographischen Breiten.....	37
Abb. 14: Das globale Budget der solaren Strahlung im System Atmosphäre-Erdoberfläche.....	39
Abb. 15: Spektrale Verteilung der solaren Einstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre und am Erdboden	39
Abb. 16: Streuung der Solarstrahlung.....	40
Abb. 17: Solare Einstrahlung als Funktion der Geländegeometrie.....	41
Abb. 18: Diffuse Reflexion an Oberflächen, isotrope Reflexion nach dem Lambert'schen Kosinusetz und anisotrope Reflexion.....	43
Abb. 19: Der modular aufgebaute Algorithmus des Gesamtmodells.....	48
Abb. 20: Fischaugenkamera am Pisan-Gletscher/Hunza-Karakorum.....	51
Abb. 21: Verlauf des Tagesbogens der Sonne und der zugehörige Horizont berechnet für die Standorte an den Wetterstationen Dame tief und Diran.....	52
Abb. 22: Vektorielle Digitalisierung einer Höhenlinie mit konstantem Zeitintervall im „stream mode“ bzw. mit konstantem Wegintervall im „distance mode“.....	53
Abb. 23: Histogramm der Flächenanteile des digitalen Höhenmodells Hunza.....	55
Abb. 24: Das DHM Hunza im Vergleich zum LANDSAT-5 TM Kanal 3 und der topographischen Karte 1:100.000 des dt. Alpenvereins.....	57

Abb. 25: Horizont aus einer Fischeaufnahme und aus dem digitalen Höhenmodell im Vergleich.....	58
Abb. 26: Vergleich des Skyview Faktors auf der Basis der Fisheye-Aufnahmen und des digitalen Höhenmodells.....	59
Abb. 27: Spektrale Reflexionskurven von Schnee, Wasser, grüner Vegetation und unbewachsenem Boden in Relation zu den kurzwelligen Empfangsspektren der LANDSAT-5-Detektoren.....	60
Abb. 28: Bewölkungsparameter aus ISLSCP-Daten für den NW-Karakorum.....	64
Abb. 29: Streuungsdiagramme der NOAA-AVHRR 10-Tages-Komposite (Kanäle 3 und 4) für die Zeiträume 11. bis 20. Oktober 1992 und 11. bis 20. April 1993.....	69
Abb. 30: Grauwert-Differenzbild der NOAA-Kanäle 3 und 4 für den Zeitraum 11. - 20. Oktober 1992.....	69
Abb. 31: Grauwert-Differenzbild der NOAA-Kanäle 3 und 4 für den Zeitraum 11. - 20. April 1993.....	70
Abb. 32: Grauwert-Differenzen der NOAA-Kanäle 3 und 4 im Verlauf einer Nord-Süd-Profilstrecke im Untersuchungsraum.....	70
Abb. 33: Einteilung der Raumwinkelbereiche im Halbraum über einem Flächenelement.....	83
Abb. 34: Anisotropiefaktoren für Landoberflächen bei flachen Einfallswinkeln der Solarstrahlung und niedrigen relativen Azimutwinkeln.....	85
Abb. 35: Programmablauf des Programms POINTRAD für die Berechnung der potentiellen Einstrahlung an Einzelstandorten.....	88
Abb. 36: Vergleich der punktmodellierten Einstrahlung mit den Pyranometer-Meßwerten am Standort Dadormal(Bagrot) für den 11. Juni 1991.....	89
Abb. 37: Vergleich der punktmodellierten Einstrahlung mit den Pyranometer-Meßwerten am Standort Diran(Bagrot) für den 24. August 1991.....	89
Abb. 38: Ermittlung des Horizontwinkels in einem digitalen Höhenmodell über die relative Distanz und die relative Höhendifferenz.....	91
Abb. 39: Horizontsuche im digitalen Höhenmodell Hunza über 32 Suchrichtungen.....	91
Abb. 40: Berechnung des Skyview-Faktors für einen Ausschnitt des digitalen Höhenmodells Hunza.....	92
Abb. 41: Struktogramm des Programms HORIZONT zur Berechnung der Horizontparameter auf der Basis eines digitalen Höhenmodells.....	93
Abb. 42: Struktogramm des Programms GLOBALRAD für die Berechnung der potentiellen Einstrahlung.....	98
Abb. 43: Ablaufschema der Einstrahlungskorrektur multispektraler Satellitendaten auf der Basis des Einstrahlungsmodells GLOBALRAD sowie des digitalen Höhenmodells.....	101
Abb. 44: Ergebnis der Einstrahlungskorrektur am Beispiel der LANDSAT-Kanäle 2, 4 und 7 dargestellt als Falschfarbkomposit.....	103
Abb. 45: Hemisphärische Koordinaten zur Bestimmung der anisotropen Reflexion einer Fläche.....	107

Abb. 46: Anisotropiefaktoren zum Zeitpunkt des Satellitenüberflugs für einen Ausschnitt des Untersuchungsraumes.....	108
Abb. 47: Histogramm der Anisotropiefaktoren zum Zeitpunkt des Satellitenüberflugs für den gesamten Modellraum.....	108
Abb. 48: Struktogramm des Programms REFLEXRAD.....	111
Abb. 49: Modellierte und gemessene Einstrahlung für die Zeiträume von zwei NOAA 10-Tages-Kompositen mit hohem Bewölkungsaufkommen und geringem Bewölkungsaufkommen.....	114
Abb. 50: Lineare Regression zur Integration der Bewölkung in die Einstrahlungsmodellierung.....	115
Abb. 51: Modellierte Einstrahlungssummen unter Einbezug der Bewölkung für den Zeitraum 21. bis 30. September 1992.....	117
Abb. 52: Potentielle Photosyntheseaktive Einstrahlung berechnet vom Beginn der Vegetations- periode in Zentralhunza bis zum Tag der LANDSAT-5-TM-Satellitenaufnahme im Vergleich zum NDVI aus dieser Aufnahme.....	119
Abb. 53: Ablaufschema zur Flächenberechnung der potentiellen Evapotranspiration nach BACHMANN.....	123
Abb. 54: Vergleich zwischen modellierter potentieller Evapotranspiration und Albedo für drei verschiedene Tage.....	125
Abb. 55: Schema der Modellentwicklung zur Bestimmung der aktuellen Gebietsverdunstung.....	127
Abb. 56: Modellierte Albedo zum Zeitpunkt des LANDSAT-Überfluges auf zwei Gletscheroberflächen im Profilschnitt.....	130
Abb. 57: Häufigkeitsdiagramm der modellierten Albedowerte über 0,5 im Verhältnis zu Exposition und Höhe NN.....	132
Abb. 58: Potentielle Globalstrahlung im Vergleich zur potentiellen kurwelligen Nettostrahlung sowie zur potentiellen Strahlungsbilanz berechnet für Schneeflächen und blanke Eisflächen.....	136

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1: Albedowerte von typischen natürlichen Landoberflächen.....	42
Tab. 2: Räumliche und spektrale Eigenschaften der Kanalsensoren des LANDSAT-5-TM Systems.....	59
Tab. 3: Vegetations- und Bedeckungsklassen der digitalen Vegetationskarte des NW-Karakorum.....	62
Tab. 4 : Räumliche und spektrale Auflösung der AVHRR-Kanalsensoren der NOAA-Satelliten.....	65
Tab. 5: Regressionskoeffizienten für die Gleichung (10).....	79
Tab. 6: Kanalspezifische Gewichtungsfaktoren der Einstrahlungskorrektur für die kurzwelligen LANDSAT-5-TM Kanäle.....	102
Tab. 7: Jahressummen der potentiellen Evapotranspiration (ETP) an den Klimastationen im Bagrot-Tal.....	122
Tab. 8: Höhenangaben für die Schneegrenzlage im Untersuchungsraum nach verschiedenen Autoren.....	139

Verzeichnis der Anlagen

Anlage 1: Übersichtskarte Northern Pakistan	
Anlage 2: Potentielle Einstrahlung im Hunza-Karakorum für ein Normaljahr mit 365 Tagen	
Anlage 3: Potentielle kurzweilige Reflexstrahlung für den Zeitraum 22. Juni bis 20. Juli 1990	
Anlage 4: Potentielle kurzweilige Strahlungsbilanz für den Zeitraum 22. Juni bis 20. Juli 1990	
Anlage 5: Höhenverteilung von Schnee und Eis mit hoher Albedo (>0,5) in Nordexposition und Südexposition	

Verzeichnis der wichtigsten Signaturen, Abkürzungen und Symbole

δ = Deklinationswinkel

θ = Zenitwinkel (Direktstrahlung, Reflexstrahlung)

Ω = Azimutwinkel, Richtung (Direktstrahlung, Reflexstrahlung)

\varnothing = Geographische Breite

β = Höhenwinkel, Elevation (Direktstrahlung, Reflexstrahlung)

τ_o = Absorption durch Ozon

τ_a = Aerosol-Absorption

τ_g = molekulare Absorption von CO₂, O₂ und weiteren absorptiv wirksamen Gasen

τ_r = Schwächung der Direktstrahlung durch Rayleigh-Streuung

α = Reflexionsgrad oder Albedo einer Fläche

α_{aniso} = anisotropiekorrigierte Albedo eines Flächenelements

α_{snow} = isotrope Albedo von Schnee- und Eisflächen

α_{soil} = isotrope Albedo von unbedecktem Boden und Felsflächen

α_{veg} = isotrope Albedo von Vegetationsflächen

$\alpha_{fl \lambda_1 - \lambda_2}$ = Albedo des vom Flächenelement „sichtbaren“ Geländes unterhalb des Horizonts

$\alpha_{\lambda_1 - \lambda_2}$ = mittlere Albedo der Erdoberfläche bezogen auf ein Wellenlängenintervall

γ_r = Bidirektionale Reflektion einer Fläche (NICODEMUS et al. 1977)

\varnothing_R = relativer Azimut, Winkeldifferenz zwischen Sonnenazimut und Satellitenrichtung

asp = Exposition einer Fläche

a_w = Absorption durch Wasserdampf

$d\Omega$ = Raumwinkel der Solarstrahlung

ETP = potentielle Evapotranspiration

f = Anisotropiefaktor einer Fläche

h = Stundenwinkel

$I_{cld_fl \lambda_1 - \lambda_2}$ = bewölkungskorrigierte Einstrahlung pro Flächenelement in einem betrachteten Wellenlängenintervall

I_{da} = Diffusstrahlung aufgrund von Mie-Streuung (Aerosolstreuung)

$I_{dif_fl \lambda_1 - \lambda_2}$ = potentielle diffuse Himmelstrahlung pro Flächenelement in einem betrachteten Wellenlängenintervall

$I_{dif \lambda_1 - \lambda_2}$ = Diffusstrahlung in einem betrachteten Wellenlängenintervall

I_{dir} = Direktstrahlung

I_{dir_fl} = Direktstrahlung auf die Landoberfläche

$I_{dir_fl\ \lambda_1-\lambda_2}$ = Direktstrahlung pro Flächenelement in einem betrachteten Wellenlängenintervall
 $I_{dir\lambda_1 - \lambda_2}$ = Direktstrahlung in einem betrachteten Wellenlängenintervall
 I_{dm} = diffuse Himmelsstrahlung durch Mehrfachreflexionen zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre
 I_{dr} = kurzwellige diffuse Einstrahlung durch Rayleigh-Streuung
 $I_{\lambda_1 - \lambda_2}$ = Einstrahlung in einem betrachteten Wellenlängenintervall
 I_{fl} = Globalstrahlung auf eine Fläche
 I_{sc} = mittlere exoatmosphärische Einstrahlung (Solarkonstante)
 I_n = Direktstrahlung senkrecht zur Flächennormalen
 $I_{ter_fl\ \lambda_1-\lambda_2}$ = Anteil der diffusen Geländereflexion, der auf das betrachtete Flächenelement eingestrahlt wird
 kor_bas = Basiskorrekturwert der Beleuchtungskorrektur
 kor_{aniso} = Anisotropie-Korrekturfaktor
 $korfact$ = kanalspezifischer Korrekturwert der Beleuchtungskorrektur
 L_r = die von einer Oberfläche in Richtung eines Sensors reflektierte Strahldichte
 M = Schmelzrate von Schnee oder Eis
 n = Gesamtzahl der berechneten Horizontwinkel
 $NDVI$ = Normalized Difference Vegetation Index
 p'_a = Reflexionsgrad des unbewölkten Himmels
 R = Reflexionsfaktor einer Fläche
 S_0 = initiale Schneedeckenhöhe
 $Skal$ = Skalenhöhe der maximalen Wasserdampfkonzentration
 slp = Neigung einer Fläche
 snw = Höhenlage der Schneegrenze
 svf = Sky View Faktor
 t_j = julianisches Tagesdatum
 tvf = Terrain View Faktor
 U_o = Ozonsäule
 U_v = Wasserdampfsäule
 V = oberflächennahe Sichtweite
 $VecFl$ = Neigungs- und Expositionsvektor der Landoberfläche
 $VecSun$ = Richtungs- und Höhenvektor der Sonne
 Z = Satellitenzenitwinkel

Struktogrammsymbole:



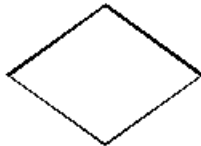
Verarbeitungsschritt



Beginn einer Programmschleife



Programmstart, Programmende,
Konnektor



Verzweigung



Dateioperation

1. Einleitung und Problemstellung

1.1. Forschungsziel

Die vorliegende Arbeit ist ein Beitrag zur Hochgebirgsklimatologie. Sie trägt zum Verständnis funktionaler, räumlicher Zusammenhänge bei, und bietet die Möglichkeit auf der Basis numerischer Modelle Gradienten der solaren Strahlung in allen drei Raumdimensionen zu analysieren. Unter Verwendung von individuell erstellten Programmalgorithmen und kommerziellen GIS-Komponenten werden Lösungswege zur flächenhaften Ermittlung der potentiellen kurzwelligen Strahlungsbilanz sowie des realen Strahlungsempfangs unter Bewölkungseinfluß aufgezeigt.

Der Einsatz von GIS-gestützten Flächenmodellierungen ist vor allem dann notwendig, wenn punktuelle Erhebungen und Messungen nur wenig Auskunft über die Variabilität von Klimaelementen im dreidimensionalen Raum geben. Eine komplexe Aufgabenstellung, wie sie in der vorliegenden Arbeit dargestellt ist, wäre ohne den intensiven Einsatz der Informationstechnik nicht lösbar.

Grundsätzlich haben in einem derartigen GIS-Modellansatz die „in situ“ Erfassung und Interpretation von Klimadaten eines Untersuchungsraums neben den Methoden der Geoinformatik nach wie vor eine Schlüsselfunktion. Sie stehen oft am Anfang eines raumbezogenen Modells, und dienen meist der Bereitstellung von Modellparametern und der anschließenden Validierung der Modellberechnungen. So wurden auch in die Algorithmen der vorliegenden Untersuchung „in situ“ erhobene Messdaten als unverzichtbarer Bestandteil integriert. Ihre räumliche Extrapolation und Übertragung auf die Landschaft gestaltet sich jedoch mit zunehmender Reliefdynamik eines Untersuchungsraumes ohne den Einsatz von GIS-Modellen schwierig. Insbesondere in Hochgebirgsräumen ist daher eine Vielzahl von Geodaten auf engstem Raum zu erfassen, um ein annähernd vollständiges Bild über die topographisch bedingten Gradienten zu erhalten. Die mehrjährige Erfassung von Klimadaten in Bagrot und Hunza durch T. CRAMER(2000) bzw. M. GUMPERT zeigte einerseits die aus der klassischen Hochgebirgsforschung bekannte Vertikalität thermisch-hygrischer Ausprägung, aber auch die für Hochgebirge subtropischer Breiten typische einstrahlungsbedingte Expositionsdifferenzierung zwischen Nord- und Südlagen. Auf Grund dieses kleinräumigen Wechsels der kurzwelligen, solaren Einstrahlung entstanden im Untersuchungsraum Hunza-Karakorum Raummuster, die in der Ausprägung der Vegetation und in der Verteilung von Eis und Schnee, also in der Differenzierung klimatisch-ökologischer Raumeinheiten, erkennbar werden.

Die Hauptmotivation für die vorliegende Arbeit liegt in der quantitativen Darstellung der Ursachen für diese topographischen Gradienten. Die zentrale Fragestellung lautet daher wie folgt:

Inwieweit lassen sich auf der Grundlage eines Geographischen Informationssystems, Fernerkundungsdaten und terrestrischer Daten die kurzwelligen solaren Energieflüsse in ihrer raum-zeitlichen Variabilität auf eine komplexe Hochgebirgslandschaft abbilden ?

Somit ergeben sich die folgenden 6 Teilziele:

- Auswahl, Test und Validierung eines geeigneten Strahlungstransfermodells auf der Basis von Globalstrahlungsmessungen und Horizontdaten des Messortes
- Modellierung der potentiellen Direktstrahlung auf der Basis von Horizont, Sonnenvektor, Flächennormalvektor und Strahlungstransfermodell
- Modellierung der potentiellen diffusen Himmelsstrahlung und der diffusen Geländereflexion auf der Basis von Horizonthöhe, Sonnenvektor und Strahlungstransfermodell
- Modellierung der Albedo auf der Basis von Satellitendaten, Flächennormalvektor und Sonnenvektor
- Überführung aller Teilalgorithmen in ein Gesamtmodell der potentiellen kurzwelligen Strahlungsbilanz
- Integration der Einstrahlungsdämpfung durch Bewölkung auf der Basis von Satellitendaten

Der kurzwellige solare Strahlungshaushalt einer Hochgebirgslandschaft unterliegt diversen atmosphärischen und topographischen Einflüssen, die entweder als Konstante oder als Variable in einem Modell berücksichtigt werden müssen. Einschränkungen bei den anstehenden Modellierungsvorhaben ergaben sich vor allem durch die Integration von dynamischen, zufallsabhängigen Komponenten, die, ähnlich wie in anderen GIS-Modellen (z.B. Niederschlags-Abflußsimulationen), auch in den vorliegenden Modellrechnungen nur mit einer relativen Genauigkeit erreichbar ist. Hierzu zählen in erster Linie atmosphärische Parameter und hier vor allem die Bewölkung. Will man die Reflexion einer Landoberfläche über einen längeren Zeitraum berechnen, so ergeben sich auch hier raum-zeitlich variierende, dynamische Komponenten. In Hochgebirgsräumen ist dies vor allem die Schneebedeckung, die im Hunza-Karakorum im Winter bis auf 1800m Höhe ins Haupttal hinab reichen kann, und im Sommer je nach Strahlungsexposition höhenwärts zwischen 4000 und 5000m beginnt.

Grundlage für detailgenaue Analysen und Modellberechnungen sind im vorliegenden Fall hochaufgelöste Satellitenbilder und digitale Geländemodelle. Auf der Basis dieser Input-Daten ist es möglich, nicht nur qualitative sondern auch quantitative Aussagen zur Ausprägung räumlicher Differenzierungen herauszuarbeiten. Letztlich geschieht dies in der Regel in Form von Überlagerungen digitaler räumlicher Informationen, wie sie z.B. von BRAUN(1996) für die Fragestellung der aktuellen und potentiellen Waldverbreitung im Untersuchungsraum Hunza vorgenommen wurde, und wie sie auch für die folgenden Ausführungen grundlegend waren.

Durch Geoinformationssysteme gestützte Modellansätze führen damit zu einer Fortschreibung und Ergänzung des klassischen, vertikalen Raumverständnisses in Hochgebirgen. Auf der Basis von GIS-Daten und GIS-Modellen entsteht ein wesentlich differenzierteres Bild der Hochgebirgslandschaft als es vor dem Einsatz der Geoinformatik bestand.

1.2. Aspekte bisheriger Arbeiten

Ende der 1960er Jahre wurden erste Anstrengungen zur computergestützten Modellierung der kurzwelligen Einstrahlung in Gebirgsräumen unternommen. Bis dahin basierten Studien zur Strahlungs- und Energiebilanz in der Regel auf punktuellen Messungen. Messkampagnen waren jedoch oft zeit- und kostenintensiv. Hinzu kommt, daß vor allem in Gebirgsräumen nicht jeder beliebige Meßstandort zugänglich ist.

Mit der zunehmenden Verfügbarkeit von leistungsstarken Computern und hochauflösenden Fernerkundungsdaten wurde es möglich, die solar induzierten Energieflüsse flächenhaft zu modellieren.

Grundlegende Arbeiten zur flächenbezogenen numerischen Simulation der kurzwelligen Einstrahlung in reliefiertem Gelände wurden u.a. von GARNIER&OHMURA(1968) beschrieben. Bereits in diesem Modellansatz konnte zwischen diffuser und direkter Einstrahlung differenziert werden. Die Autoren betonten, daß das Modell Strahlungsmessungen an einem für den Testraum repräsentativen Standort voraussetzt.

DOZIER&OUTCALT(1979) entwickelten ein Modell, das nicht nur diffuse und direkte Einstrahlung berechnet, sondern auch die Reflexion von den umliegenden Hängen integriert. Die atmosphärischen Komponenten Wasserdampfgehalt und Staub wurden in diesem Modell über konstante Parameter integriert. DOZIER&OUTCALT testeten ihr Modell an einem ca. 3x3km großen digitalen Geländeaster der Wrangell Mountains in Alaska. Sie verwenden eine Pixelauflösung von 63,5m, somit hat das digitale Geländemodell eine Größe von 47 Zeilen und Spalten. Hier zeigt sich, daß schon zum Ende der 1970er Jahre lediglich die geringe Kapazität der Speichermedien limitierende Faktoren waren. Die Autoren sahen bereits in einer der nachfolgenden Ausbaustufen des Algorithmus die Integration der Bewölkung vor. Zur Berechnung einer vollständigen Energiebilanz weisen sie außerdem auf die Notwendigkeit der Integration einer Albedo-Simulation auf der Basis von Fernerkundungsdaten hin.

Der Modellansatz von LANG(1982) zur Bestimmung der kurzwelligen Strahlungsbilanz basiert ebenfalls auf vorangehenden repräsentativen Messungen der Energieflußdichten im kurzwelligen Spektrum. Für einen Mittelgebirgsraum der südöstlichen fränkischen Alb mit einer Fläche von 5,5x5,5km genügt den Ausführungen LANGs zur Folge ein einziger Globalstrahlungsmeßpunkt. Für diesen Meßpunkt werden die Quotienten der Tageswerte von tatsächlicher und potentieller Einstrahlung sowie von tatsächlicher und potentieller Sonnenscheindauer miteinander korreliert. Die erzielten Regressionsgeraden können anschließend auf alle potentiellen Einstrahlungswerte angewendet werden und liefern somit für jeden Rasterpunkt im DGM aktuelle Globalstrahlungsdaten. Zur Bestimmung der kurzwelligen Reflektion wurden für diese Untersuchung Albedowerte aus entsprechenden Untersuchungen und Lehrbüchern übernommen.

In einer späteren Arbeit verwendet LANG (1985) seine Modellberechnungen der kurzwelligen Globalstrahlung als Hilfsmittel zur Abgrenzung von Klimatopen in Form von strahlungsenergetisch homogenen Raumeinheiten. Eine Korrelation dieser räumlichen Differenzierung z.B mit der phänologischen Ausprägung der Vegetation oder mit der Schneeschmelze im Frühjahr im Sinne eines qualitati-

ven „ground check“ hält LANG jedoch ausschließlich in Gebirgsräumen mit hoher Reliefenergie für sinnvoll.

Obwohl in der Arbeit von FUNK(1983) wie in allen bisher genannten Arbeiten die Methodik im Vordergrund steht, so wird doch in zunehmendem Maße an der Auswahl der Testräume die Forderung nach einer Inwertsetzung flächenhafter Strahlungsmodelle deutlich, die ihm vor allem in Hochgebirgsräumen mit hoher Reliefenergie und dadurch bedingten strahlungsinduzierten Differenzierungen sinnvoll erscheint.

Zur Berechnung des Globalstrahlungs-Inputs für einen Abschnitt des Rhône-Gletschers in den Schweizer Alpen wählt FUNK ein schrittweises Vorgehen, indem er den Algorithmus in 5 einzelne in sich geschlossene Programm-Module unterteilt. Der Vorteil besteht darin, daß Zwischenergebnisse auf Plausibilität überprüft und somit logische Programmierfehler vermieden werden können. In ähnlicher Weise wie LANG (1982) wählt FUNK die Korrelation von gemessenen Strahlungswerten mit der potentiellen, modellierten Einstrahlung zur Erlangung der tatsächlichen Einstrahlung über einen linearen Ansatz. Die im Vergleich zu heutigen Computern relativ geringe Leistungsfähigkeit damaliger Systeme kommt in FUNK's Angaben für Berechnungszeiten zum Ausdruck. Das Programm zur Bestimmung der Horizontpunkte benötigte mehr als 4 Stunden zur Berechnung von 32 Horizontvektoren pro Pixel bei einer Gesamtgröße des Geländemodells von 128x58 Pixeln. Der Modellansatz von FUNK wurde weiterentwickelt und findet auch noch in aktuelleren Arbeiten Verwendung (BACHMANN 1996, PLÜSS 1997, HOCK 1998).

Einen wesentlich zeitökonomischeren Ansatz wählte KUNZ (1983) aufbauend auf einer Methodik von HUEGLI (1980). KUNZ stellt heraus, daß sein Algorithmus den Kernspeicherbedarf und die Rechenzeit optimiert, gleichwohl aber die Bearbeitung digitaler Geländeraaster fast jeder Größe erlaubt. Er verzichtet auf die Integration der diffusen Strahlung in seine Modellierung und erspart sich somit die zeitaufwendige Ermittlung des Horizonts für jeden Geländepunkt.

Ursprünglich war die Methode von HUEGLI zur Berechnung von Schattenwürfen und zur visuellen Darstellung von digitalen Geländemodellen entwickelt worden, wobei sowohl der Kernschatten als auch der Schlagschatten ermittelt werden (dazu auch SCHMIDT 1993). Der wesentliche Unterschied zu anderen Algorithmen ist in diesem Fall die zeitökonomischere zeilenweise Konstruktion von Schattenprofilen entlang des Geländeraasters. Die Berechnungszeit für ein Geländemodell von 340 Zeilen und Spalten wird von KUNZ(1983, S.31) mit 0,5 Sekunden für einen Schattenwurf angegeben. Die Summe der für einen bestimmten Zeitraum berechneten Schattenwürfe ergibt zunächst ein Modell der potentiellen Sonnenscheindauer, das in Korrelation mit Messungen der absoluten Sonnenscheindauer und der Direktstrahlung letztlich die Bestimmung der tatsächlich auf das Gelände einfallenden Direktstrahlung ermöglicht.

Die flächenhafte Berechnung von solarenergetischen Parametern auf der Basis von digitalen Geländemodellen beinhaltet trotz aller Bemühungen um Optimierung in aller Regel äusserst komplexe speicher- und rechenzeitintensive Algorithmen. DOZIER & FREW (1989) begegnen diesem Problem mit einer Reihe von Programmieranschlägen zur effektiveren Berechnung von Flächenneigung und Flächenazimut, Sonnenvektor, Horizont und Sky View Faktor. Obwohl hier nicht ein kompletter Algo-

rithmus in allen Einzelheiten beschrieben wird, so konnten doch einige Programmervorschläge wie z.B. die Funktion zur Horizontbestimmung in die weiter unten erläuterten Algorithmen übernommen werden.

In den 1990er Jahren gingen die Entwicklungen auf diesem Gebiet dazu über, die Berechnung der Solarstrahlung in GIS-Softwarepakete zu integrieren. Eine Arbeitsgruppe an der Universität von Santa Barbara (Kalifornien) entwickelte z. B. die GIS-Software IPW (Image Processing Workbench), die unter anderem Programme von J. DOZIER und andere Algorithmen zur Solarstrahlungsberechnung beinhaltet.

KUNMAR et al (1997) entwarfen einen Algorithmus zur Berechnung der potentiellen Einstrahlung auf digitale Höhenmodelle als Teil von ARC/INFO. Direkte und diffuse Einstrahlung sowie die diffuse Geländereflexion werden darin separat berechnet, allerdings nicht an Messdaten verifiziert.

Für den kommerziellen Vertrieb wurde die Software „Solar Analyst“ entwickelt, die zur Berechnung der solaren Einstrahlung auf digitale Geländemodelle als Implementierung in die GIS-Software ArcView am „GIS & Environmental Modeling Laboratory“ der University of Kansas entstand (FU & RICH, 1999).

Einen umfassenden Ansatz zur Flächenberechnung der kurzwelligen wie langwelligen Energiebilanzen erläutern McKENNEY et al (1999). Die hierzu eingesetzte Software SRAD greift dabei auf Daten von Wetterstationen, allgemein gültige Albedo-Werte von OKE (1987, siehe auch Tab. 1), sowie einen parametergestützten Koeffizienten für die Strahlungstransmission zurück. Das Testareal ist ein relativ homogenes Gelände mit borealem Nadelwald in Kanada.

Mit der fortschreitenden Inwertsetzung von Satellitendaten, und hier ist an erster Stelle auf Grund der hohen räumlichen und spektralen Auflösung das LANDSAT-5 TM System zu nennen, wurde es möglich, auf deren Basis auch die kurzwellige Reflexion und die langwellige Emission flächenhaft zu ermitteln. GRATTON et al (1993) erarbeiteten auf der Basis eines digitalen Geländemodells und LANDSAT-5 TM-Daten einen Modellansatz, der eine Gesamtbetrachtung der Strahlungsbilanz für Schnee- und Eisflächen ermöglicht. Das Testareal dieser Studie ist ein Gletscherbecken in den kanadischen Rocky Mountains. Die Modellierung der Einstrahlung wird von GRATTON et al auf der Basis einer mit Radiosondenmessungen korrigierten Standardatmosphäre (LOWTRAN-6-Computer Code) realisiert. Eine ähnliche Vorgehensweise wählt DUGUAY (1994) für einen Testraum in der Höhenstufe der alpinen Tundra der Colorado Front Range (USA).

In beiden Studien ist eine hohe Korrelation zwischen der kurzwelligen Einstrahlung und der langwelligen Ausstrahlung erkennbar, GRATTON et al geben einen Korrelationskoeffizienten von 0.82 an. Beide Ansätze beschränken sich allerdings auf wenige Zeitschnitte zur Ermittlung der strahlungsenergetischen Verhältnisse des jeweiligen Untersuchungsraumes. GRATTON et al modellieren die flächenbezogene Strahlungsbilanz für den Zeitraum zwischen Sonnenaufgang und Sonnenuntergang am Tag der Satellitenaufnahme, während DUGUAY auf der Basis von 2 Satellitenszenen versucht, die Strahlungsbilanz jeweils zu Beginn und zum Ende der Vegetationsperiode zu berechnen.

Insbesondere die energetischen Vorgänge auf Schnee- und Eisdecken im Hochgebirge sind immer wieder Forschungsgegenstand auch in aktuellen Arbeiten. KNAP et al (1999a, 1999b) modellierten

die Albedo von Schnee- und Eisflächen mit LANDSAT-5 TM Daten auf Gletschern in den Schweizer Alpen unter Einbezug bodengestützter Messungen.

Für einen subtropischen, semiariden Hochgebirgsraum in den argentinischen Hochanden entwickelte SCHROTT (1994) einen anwendungsorientierten Ansatz, in dem er eine flächenhafte Berechnung der potentiellen kurzwelligen Direktstrahlung korreliert mit der räumlichen Verteilung von Permafrost. Er stellt dabei fest, daß die auf der Basis eines digitalen Geländemodells modellierte, kleinräumig differenzierte Strahlungsintensität ein wesentlich besserer Indikator für das Verbreitungsmuster von Permafrost ist, als die mittlere jährliche Lufttemperatur. SCHROTT verwendet bei seinen Modellberechnungen einen erweiterten Ansatz von FUNK&HOELZLE(1992), die ähnliche Ergebnisse für tiefliegende Permafrostvorkommen in den Nordalpen erarbeiteten.

Die flächenbezogene potentielle Einstrahlung des im folgenden untersuchten subtropischen Hochgebirgsraums Hunza-Karakorum wurde erstmals im Rahmen der Diplomarbeit des Verfassers (SCHMIDT 1993) sowie in der Dissertation von BRAUN(1996) untersucht. Hier stand zunächst die potentielle Direktstrahlung als Indikator für räumliche Verteilungsmuster im Vordergrund. Erstmals wurde für diesen Raum versucht, auf der Basis von digitalen Geländemodellen und Satellitenbildern die potentielle Verbreitung einer erheblich degradierten Gehölzformation zu rekonstruieren. Dazu wurde die jährliche Verteilung der potentiellen Direktstrahlung in Bezug gestellt zur aktuellen Verbreitung feuchttemperierter Nadelwälder im gesamten Untersuchungsraum (vgl. dazu BRAUN 1996, S. 107 ff.). Somit können die strahlungsenergetisch bedingten Verteilungsmuster zur Beschreibung der ökologischen Amplitude einer bestimmten Vegetationsformation und zur Unterstützung konkreter Handlungsempfehlungen wie z.B. Aufforstungen herangezogen werden.

Die genannten Arbeiten zeigen, daß auf der Basis digitaler Rasterdaten einzelne Teilelemente des kurzwelligen solaren Strahlengangs flächenhaft quantifiziert werden können. Insbesondere die Ansätze zur Flächenberechnung der potentiellen kurzwelligen Einstrahlung sind mittlerweile sehr zahlreich. Dennoch wurde hier ein neuer Ansatz entwickelt, der eine Validierung der zentralen Strahlungstransfergleichung auf der Grundlage von Globalstrahlungsmessungen vor Ort ermöglicht, sowie die wesentlichen Atmosphärenparameter als Variablen integriert.

Weitgehend offen blieb bisher die Frage nach der Flächenmodellierung der kurzwelligen Strahlungsbilanz über längere Zeiträume auf der Basis von hochauflösenden digitalen Geländemodellen und Fernerkundungsdaten. Dies beinhaltet neben der Zusammenführung aller Teilelemente des solaren Strahlengangs auch das Problem der Integration komplexer, anisotroper Reflexionsgeometrien, die vor allem in Hochgebirgsräumen zu berücksichtigen ist, und bisher nicht zufriedenstellend gelöst wurde.

Ebenso ungeklärt ist die Frage nach einer flächenbezogenen Integration der Bewölkung in die Einstrahlungsmodellierung auf der Basis von Satellitendaten. Diese offenen Fragestellungen waren unter anderem wesentliche Motivation für die vorliegende Arbeit.

2. Der Untersuchungsraum

2.1. Landschaftsdifferenzierung, Morphologie und Relief

Der Hunza-Karakorum ist ein Teilraum des Nordwest-Karakorum und liegt zwischen dem 74. und 75. östlichen Längengrad und dem 36. und 37. Breitengrad nahe den Grenzen Pakistans zur chinesischen Provinz Sinkiang und zur afghanischen Wakhan-Provinz (vgl. auch Anlage 1 Übersichtskarte Northern Areas). Der räumliche Gegenstand der vorliegenden Arbeit umfaßt weitestgehend den zentralen Teil des Hunza-Gebietes, der im Norden und Nordosten von der Batura-Shishpare-Kette (7785m), im

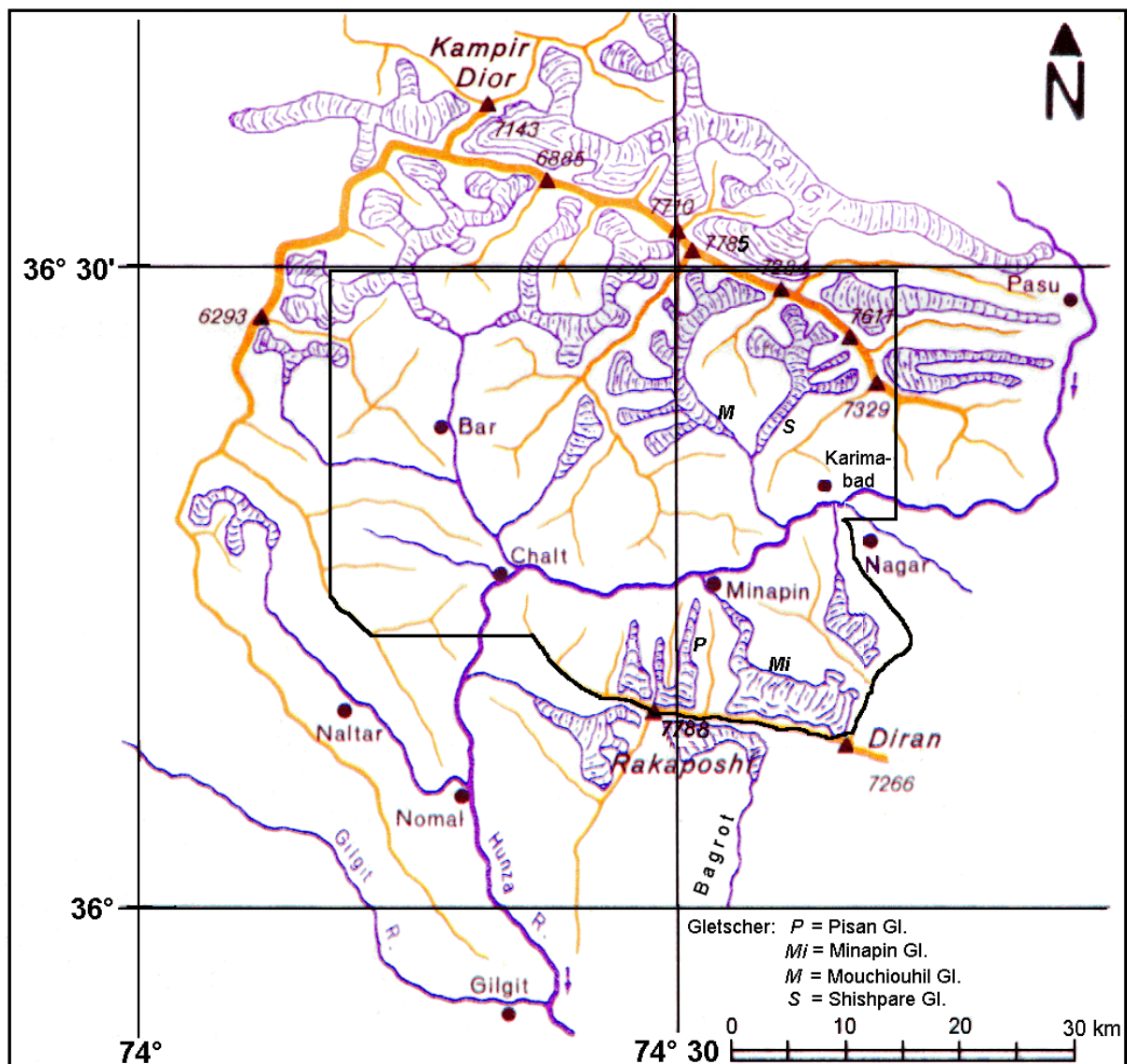


Abb. 1: Kartenskizze des Untersuchungsraumes; die Abgrenzung der im Computermmodell verwendeten digitalen Rasterdaten ist mit einem Rahmen markiert (verändert nach SCHNEIDER & BAUMERT 1968)

Fig. 1: Sketch map of the research area; the borders of the digital raster data used by the computer model are lined out with a frame (modified after SCHNEIDER & BAUMERT 1968)

Süden von der Rakaposhi-Kette (7788m) und im Westen vom Talschluß des Chalt/Chaprot-Tals begrenzt wird. Der Untersuchungsraum bedeckt eine Fläche von 50 Kilometern in West-Ost-Richtung und 40 Kilometern in Nord-Süd-Richtung und erstreckt sich über ein Höhenintervall von etwa 6000m. Nachfolgend sollen vor allem diejenigen räumlichen Merkmale herausgestellt werden, die in Wechselwirkung mit dem solaren Strahlungshaushalt stehen.

Die von Westnordwest nach Ost-südost streichenden Haupt-Gebirgskämme im Raum Hunza bilden mit insgesamt 8 Gipfeln über 7000m hohe Barrieren für die aus Süden einfallende Besonnung. Das Hunzatal durchschneidet die Gebirgszüge des Nordwest-Karakorum als Haupttiefenlinie(vgl. Abb. 1). Abb. 2 vermittelt einen Eindruck vom Relief und der Formenvielfalt des Raumes, in dem Flachformen fast völlig zurücktreten (GOUDIE et al. 1984, S. 378). Den Ausführungen von KREUTZMANN (1989, S. 66) zur Folge beträgt die durchschnittliche Hangneigung am Steilabfall östlich von Karimabad 61,4 % .

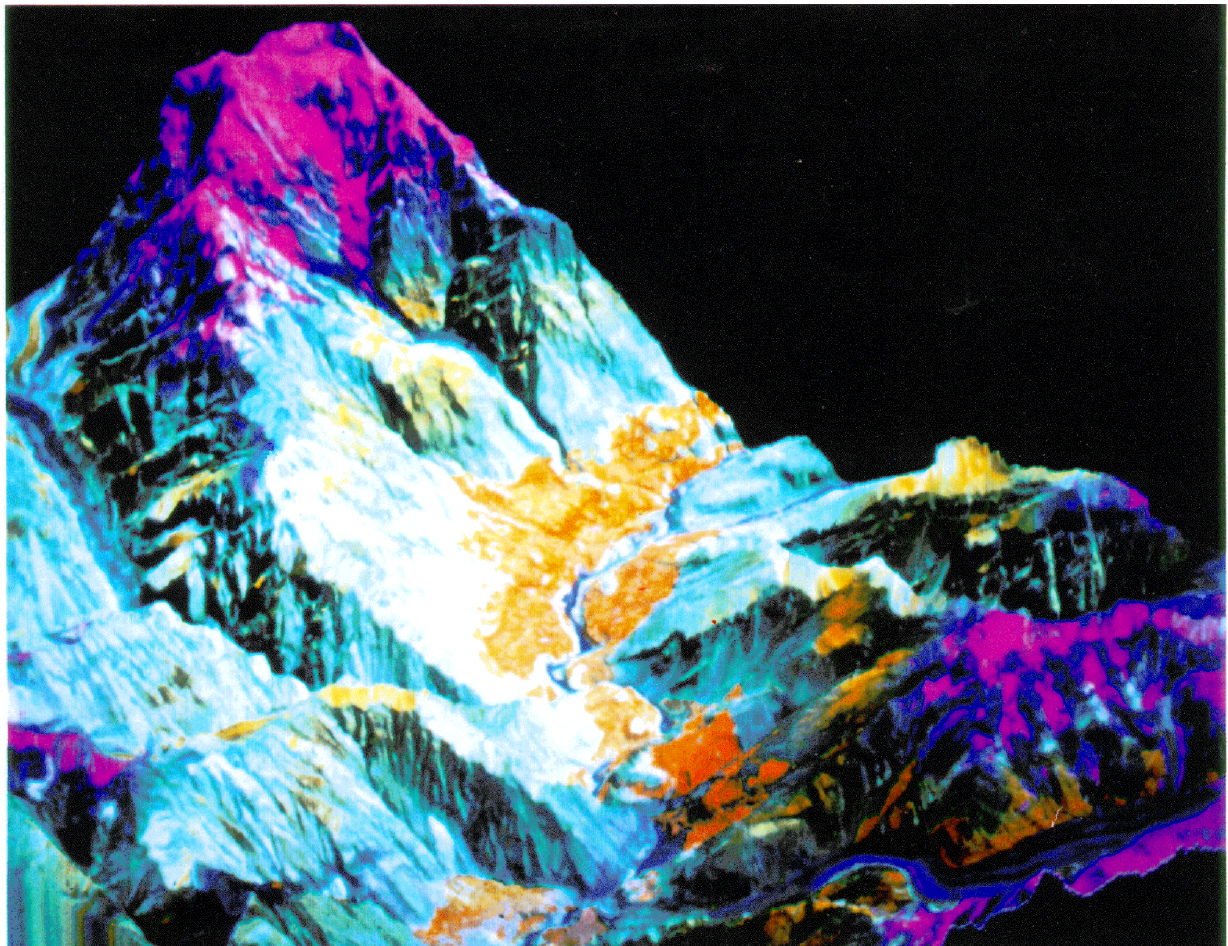


Abb. 2: Überlagerung des digitalen Geländemodells Hunza mit einem Falschfarbkomposit aus Landsat-5-TM Daten, die Blickrichtung ist Ostnordost auf die Talterrassen von Karimabad und Nager

Fig. 2: Landsat-5-TM false colour composite superimposed on the digital terrain model Hunza, the view direction is East-Northeast on the valley terraces of Karimabad and Nager

Schwemmfächer und quartäre Terrassen und Talfüllungen sind die bevorzugten Standorte der Siedlungen und bewässerten Agrarflächen. Entlang des Hunza River liegen hier die größten Ansiedlungen¹ des Untersuchungsraumes (vgl. Abb. 1). In Abb. 2 treten deutlich die bewässerten Anbauflächen hervor, die den größten Teil des Talbodens und der anschließenden Hangpartien einnehmen. Diese Agrarflächen werden zu einem großen Teil intensiv genutzt.

Zwischen dem in Abb. 2 in Blickrichtung liegenden Gipfel des Ultar Peak (7329m) und dem Ufer des Hunza River liegt eine Horizontaldistanz von 8000m und eine Vertikaldistanz von 5300m. Die dadurch bedingte hohe Reliefenergie und die klimatischen Gradienten sind neben der seismischen Aktivität und der Gletscherdynamik Ursachen für die Massenverlagerungen im Raum (vgl. auch SAID 1992, DERBYSHIRE et al. 2001, HEWITT 2001).

HEWITT(1989) untersuchte die rezente Morphodynamik in ihrer Relation zu den vertikalen Gradienten der Temperatur und des Niederschlags, und wies vor allem auf die morphologische Wirksamkeit der jahreszeitlich wandernden Höhenzone mit täglichem Frostwechsel hin, in der die solare Einstrahlung eine signifikante Einflußgröße darstellt.

2.2. Witterung und Klima

Die für den Untersuchungsraum maßgebenden großklimatisch-naturräumlichen Arbeiten (z.B. REIMERS 1992, WEIERS 1995) charakterisieren den Nordwest-Karakorum als Übergangsraum zwischen dem warm-humiden vom Monsunklima geprägten Himalayavorland und den zentralasiatischen kontinentalen Steppenräumen. Die Zirkulationsgenese zeigt sowohl tropische als auch ektropische Elemente. Im Jahresverlauf dominieren Strömungen der außertropischen Westwinddrift, die ihren Weg vom Mittelmeer über den Mittleren Osten in Richtung Nordwest-Karakorum nehmen. Die ökologisch besonders bedeutsamen Niederschläge im Sommer werden aber zumindest teilweise von der Monsunzirkulation des indischen Subkontinents beeinflusst. Die Frage des Vordringens monsunaler Störungen bis zum Hunza-Karakorum und ihrer Niederschlagswirksamkeit wird äußerst kontrovers diskutiert (z.B. PAFFEN et al. 1956, GOUDIE et al. 1984, WAKE 1987, ALI 1989).

WEIERS (1995, S. 14) stellt fest, daß für den Witterungsablauf die jahreszeitliche Verlagerung der Strahlströme entscheidend ist. Während der sommerlichen Monsunperiode verlaufen die Achsen des westlichen Jetstreams nördlich des Karakorum bei ca. 40° bis 45° Nord. Die Gipfelregionen des Hunza-Karakorum unterliegen daher auch im Sommer dem Einfluß der westlichen Höhenströmung. Das Auftreten von monsunale gekoppelten Sommerniederschlägen, die durch eine hohe Variabilität gekennzeichnet sind, ist an eine Superposition westlicher Depressionen und einen zeitweisen Zusammenbruch der sommerlichen Höhenantizyklone über Tibet gebunden (vgl. HASERODT 1984, S.154, WAKE, 1987, S. 24 ff). In der Regel wird das Vordringen des maximal 3000m mächtigen bodennahen Monsuns von den diagonal zu seiner Richtung streichenden Bergketten südlich des Untersuchungsraumes verhindert. Daher bedarf es zusätzlich einer labilen Atmosphärenschichtung, die eine Verlagerung dieser Luftmassen monsunalen Ursprungs in größere Höhen ermöglicht (vgl. Abb. 4).

¹ zur Siedlungsgenese in Zshg. mit der Morphologie des Raumes vgl. auch SPOHNER (1993) bzw. KREUTZMANN(1989 S. 65 ff., 1994).

Hauptniederschlagsquelle sind die von westlichen bis südwestlichen Störungen herangeführten Winter- und Frühjahresniederschläge, die im Luv der Gebirgsmassive durch orographische Hebung ausgelöst werden und sich in Form mächtiger Eis- und Schneelagen akkumulieren.

2.2.1. Thermisch-hygrisches Regime

Das Klimadiagramm der Station Karimabad in Abb. 3 zeigt deutlich, daß die Tallagen des Untersuchungsraumes voll arid sind. Beim Vergleich der hier dargestellten Stationsmessungen mit Tieflandstationen (siehe WEIERS 1995, Anhang A) und Höhenstationen im benachbarten Bagrot-Tal (vgl. CRAMER 2000, S. 51 ff.) zeigt sich ein klimatischer Wandel, der von zwei Gradienten dominiert wird. Die in nordöstliche Richtung zu den innerasiatischen Steppen und Wüsten zunehmende Aridität wird überlagert von einem nichtlinearen höhenwärtigen Gradienten der Niederschläge. HEWITT (1989) nimmt an, daß die Höhenstufe zwischen 5000 und 7000m Jahressummen von 1000 bis 1800mm Niederschlag erhält². Hinzu kommt ein durch solare Exposition lokal modifizierter höhenwärtiger Gradient der Temperaturen, der von WEIERS in einer computergestützten Modellierung auf ein digitales Geländemodell umgesetzt werden konnte, hier allerdings in erster Näherung als expositionsunabhängig angenommen wurde.

Typisch für Hochgebirgsräume insbesondere in subtropischer Breitenlage ist, daß neben den Niederschlägen und der Temperatur weitere Klimafaktoren wie Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit und Einstrahlung mit der Höhenlage und der Exposition variieren.

PAFFEN et al. (1956, S. 22) nehmen auf Grund von Messungen der relativen Luftfeuchte sowie Beobachtungen der höhenabhängigen Niederschlagsverteilung an, daß die geringe Luftfeuchtigkeit der Talböden die Ursache für ihre Niederschlagsarmut im Vergleich zu den Höhenlagen ist. Ereignisse, die in den Hochlagen ergiebige Niederschläge verursachen, erreichen die Tallagen nur noch als sog. „traces“ (Spurenniederschläge), da der größte Teil der Niederschläge bereits vor Erreichen der Talböden verdunstet. Dieser Effekt wird noch verstärkt durch ausgeprägte lokale Windsysteme, die in Hochgebirgen unter dem Einfluß von Temperatur, Einstrahlung und Topographie entstehen. HASERODT (1984) und WEIERS (1995) berichten von kräftigen, hangaufwärts gerichteten Winden, die infolge des Luftmassenausgleiches über der Talsohle absinkende Luftströmungen auslösen, und auf diese Weise die Austrocknung intensivieren (siehe auch Abb. 4).

Extreme topographisch bedingte Temperaturgegensätze, die noch durch den hohen Grad der Vergletscherung im Untersuchungsraum verstärkt werden, begünstigen die Entstehung von katabatischen Fallwinden.

Einen Eindruck von der Wirkung wesentlicher Klimaelemente und Klimafaktoren im Raum vermitteln auch das Abflußregime und die Abflußfracht des Hunza-River. Die ausgesprochen hohe Denudationsrate von ca. 2mm pro Jahr wird deutlich in der hohen Sedimentfracht des Hunzaflusses, der

²vgl. auch Ergebnisse der Niederschlagsmodellierung von WEIERS (1995, S. 55ff.)

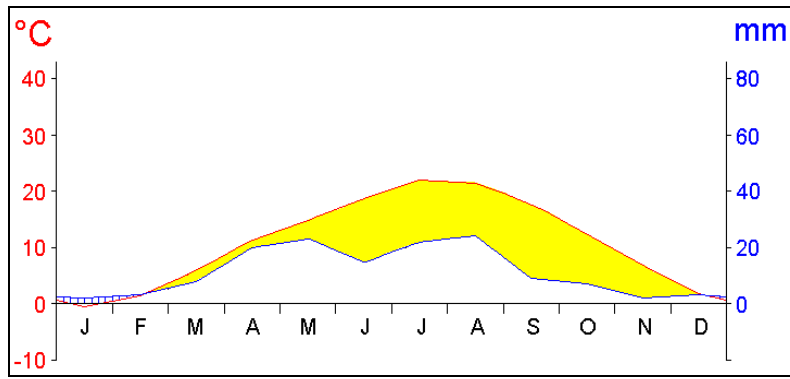


Abb. 3: Klimadiagramm der Station Karimabad, 2300m NN, Gesamtniederschlag pro Jahr: 137mm, Jahresmitteltemperatur: 11,2° C (nach WEIERS 1995, S. 29/32)³

Fig. 3: Climate chart of the station Karimabad, 2300m a.s.l., total precipitation per year: 137mm mean yearly temperature: 11,2° C (after WEIERS 1995, pp. 29/32)

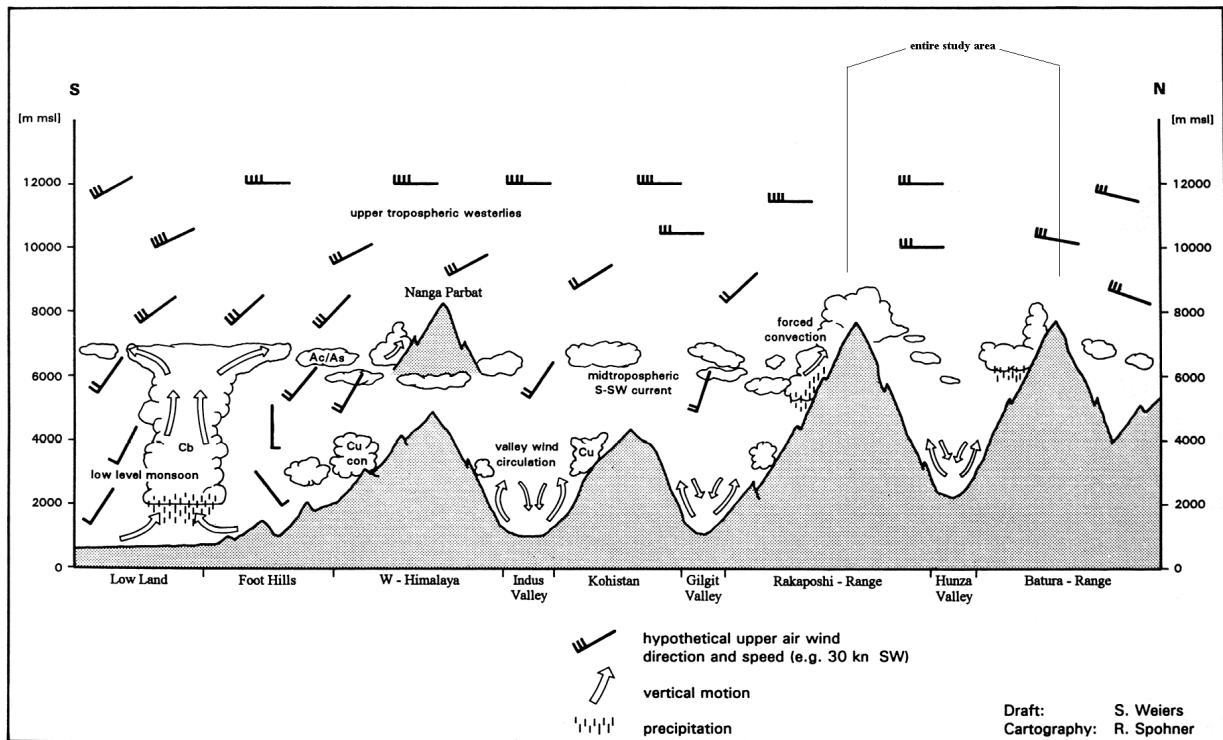


Abb. 4: Meridionales Strömungsmuster der Interaktion von Monsun und Westzirkulation sowie lokale, topographisch bedingte Zirkulationen in einem Profil vom Tiefland bis zum Hunza-Karakorum (nach WEIERS 1995)

Fig. 4: Meridional flow pattern of monsoon-westerly interaction and local topographical circulations along a transect from the lowlands to the Hunza-Karakorum (after WEIERS 1995)

³Basis des dargestellten Diagramms ist eine 10-jährige Meßperiode

zusammen mit dem Gilgit-River 20% der gesamten Fracht des Indus aus nur 3% des Indus-Einzugsgebietes bereitstellt.

Das Diagramm der mittleren monatlichen Abflußmengen in Abb. 5 weist in klassischer Weise die Merkmale eines glazialen Abflußregimes auf. Die sommerlichen Abflußmittelwerte sind um ein Vielfaches höher als die des Winters und des Frühjahrs. In den Winter- und Frühjahrsmonaten fällt zwar der Hauptanteil des Jahresniederschlags, dieser jedoch vorwiegend als Schnee, sodaß fast alles Wasser, welches abflußrelevant werden könnte, durch Frost gebunden ist. Mit steigenden Temperaturen und steigender solarer Einstrahlung setzt im Mai die Ablationsperiode ein, die bis in den Juni hinein auch die mächtigen Schnee- und Eispakete in den Hochlagen erreicht.

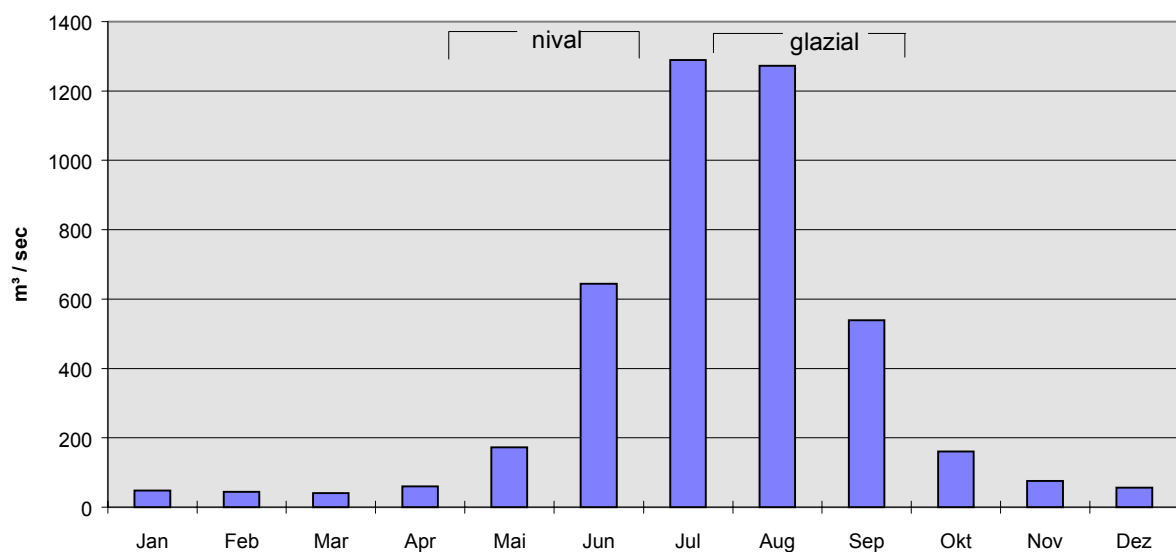


Abb. 5: Mittlerer monatlicher Abfluß des Hunza-Flusses an der Pegelstation Danyor (Datenquelle: WEIERS 1995, S. 38)⁴

Fig. 5: Mean monthly runoff of the Hunza river at the water-gauge Danyor (data source: WEIERS 1995, p. 38)

Typisch für ein glaziales Abflußregime ist, daß der Monat des maximalen Abflusses mit den höchsten Monatsmitteltemperaturen und der Periode der höchsten Globalstrahlung zusammenfällt. Hier kommt zum Ausdruck, daß neben der Temperatur die erhöhte Einstrahlung in unmittelbarer Zeitnähe zum Sommersolstitium wesentlich zur Ablation beiträgt. HASERODT (1984, S. 137 ff.) zog zur Beschreibung des Abflußregimes im Hunza-Karakorum die an den wenigen Klimastationen registrierte Sonnenscheindauer als Kenngröße für die Strahlungsaufnahme von Eis und Schnee heran, wenn auch eingeschränkt durch die Wirkung unterschiedlicher Albedo.

⁴Basis dieser Darstellung ist eine 23-jährige Meßreihe (1966-1988) der WAPDA (Water and Power Development Agency of Pakistan)

2.2.2. Solare Einstrahlung

Es existieren global betrachtet nur wenige Räume, in denen sich die Solarstrahlung ähnlich markant als raumdifferenzierendes Klimatelement auswirkt, wie im Nordwest-Karakorum und seinen benachbarten Hochgebirgszügen. Zahlreiche Autoren beschreiben die durch Sonnenstrahlung induzierten Differenzierungen von:

- Schnee und Eis (u.a. PAFFEN et al. 1956, v. WISSMANN 1959, SCHNEIDER & BAUMERT 1968, WAKE 1984)
- Naturvegetation (u.a. HARTMANN 1966, BRAUN 1996)
- Agrarflächen und ihrer Nutzung (u.a. WHITEMAN 1985, CONWAY et al. 1987, STÖBER 1993)
- morphologischer Aktivität ausgelöst durch Frostwechsel (u.a. GOUDIE et al. 1984, HEWITT 1989)
- lokaler Bewölkung (u.a. FLOHN 1969, CRAMER 2000, WEIERS 1995)

Die solare Strahlung unterliegt einem nichtlinearen Höhengradienten, dessen determinierende Einflüsse im wesentlichen im Kapitel 3.1. erläutert werden. In Hochgebirgsräumen subtropischer Breitenlage empfangen die Gipfellagen ganzjährig hohe Strahlungswerte, die im Karakorum an wolkenfreien Tagen nur unwesentlich die exosphärische Strahlungsdichte unterschreiten. In Abb. 6 sind 2 typische Tagesgänge der Solarstrahlung für gering bewölkte Tage im Nordwest-Karakorum dargestellt.

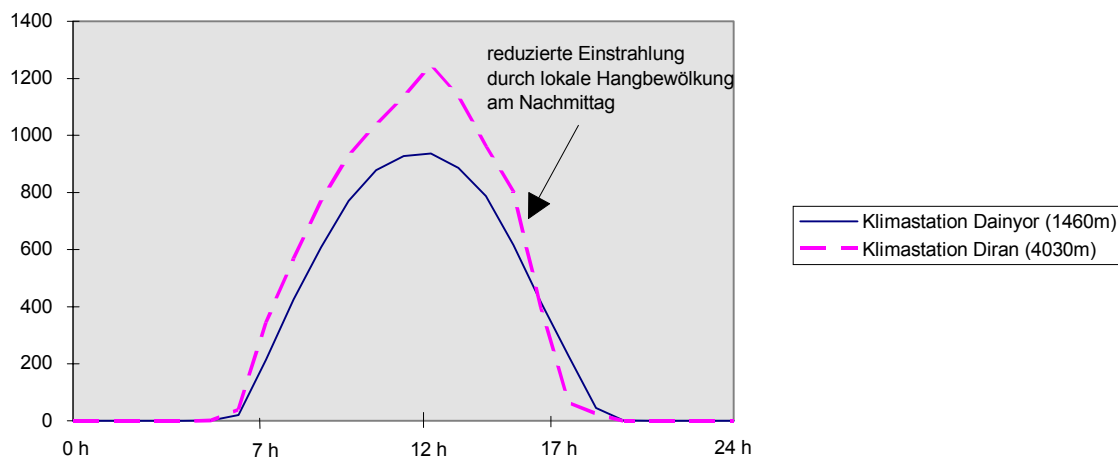


Abb. 6: Graphische Darstellung der am 16. Juni 1991 gemessenen Globalstrahlung an den Messstandorten Dainyor (10 km östlich v. Gilgit) und Diran an der Südabdachung der Rakaposhi-Kette (Quelle: Meßdaten von CRAMER 2000)

Fig. 6: Graphical plot of the measured global radiation, date 16th June 1991, at the climate stations Dainyor (10 km east of Gilgit) and Diran located at the southern slope of the Rakaposhi-Range (source material: measured data by CRAMER 2000)

Die zugrunde liegenden Meßwerte wurden an 2 Klimastationen erfaßt, die 5 bzw. 25 Kilometer außerhalb des Untersuchungsraumes im südlich daran angrenzenden Bagrot-Tal liegen. Es wird anhand

dieses Beispiels deutlich, daß bereits in mittleren Höhenlagen um 4000m, zeitnah zum Sommersolstium, enorm hohe Einstrahlungswerte erreicht werden können. Allerdings darf in diesem Zusammenhang nicht außer acht gelassen werden, daß die unmittelbare Umgebung der Klimastation Diran auch Mitte Juni noch nicht völlig schneefrei ist (vgl. CRAMER 2000, S. 30), und somit eine hohe Umgebungsreflexion sich auf die gemessenen Einstrahlungswerte auswirken kann. Außerdem zeigen die Kurvenverläufe in Abb. 6, daß auf einer Höhendistanz von ca. 2500m die Einstrahlung um bis zu 310 W/m² an diesem Tag differierte. Erkennbar wird dieser Höhengradient der Solarstrahlung auch in Abb. 7. Hier wurde versucht, an einem möglichst wolkenfreien Meßzeitpunkt für mehrere Klimastationen des Bagrot-Tales die Globalstrahlung im Verhältnis zur Höhe NN der Station darzustellen. Die Globalstrahlung wird naturgemäß auch an einem wolkenlosen Tag durch topographische und atmosphärische Variablen lokal modifiziert, sodaß in Abb. 7 keine eindeutige, mathematisch ableitbare Gesetzmäßigkeit für den Höhengradienten erkennbar ist. Beim Vergleich der mittäglichen Gradienten zwischen Dainyor und Diran in Abb. 6 (310W/m²) und Abb. 7 (214W/m²) wird außerdem deutlich, daß bei Strahlungswetter, offenbar aufgrund der periodisch differierenden Atmosphärenzusammensetzung, in Bodennähe Schwankungen der Höhengradienten von bis zu 100 W/m² auf 2500m Vertikaldistanz auftreten. Hauptverantwortlich ist hierfür hochwahrscheinlich die Luftfeuchte, die an den beiden dargestellten Tagen um 1,5g/m³ differierte.

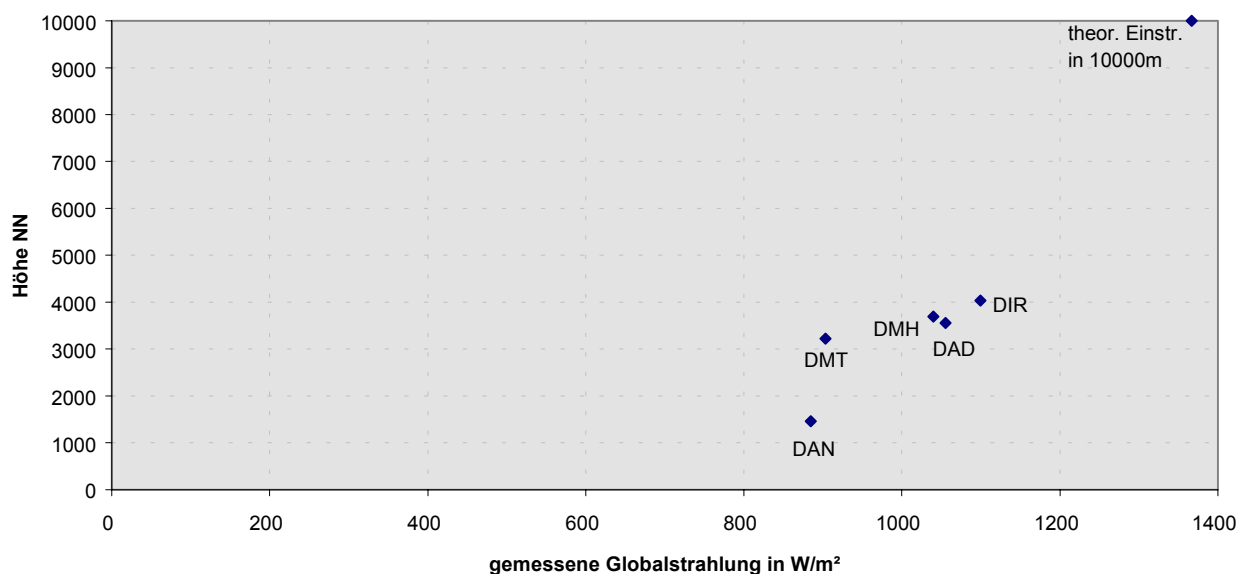


Abb. 7: Globalstrahlung im Vergleich zur Höhe NN, gemessen an den Klimastationen im Bagrot-Tal, Datum/Uhrzeit: 25. Aug. 1991 12.00 Uhr (DAN=Dainyor, DMT=Dame tief, DAD= Dador-mal, DMH=Dame hoch, DIR=Diran) (Quelle: Meßdaten von CRAMER 2000)

Fig. 7: Global Radiation compared to elevation a.s.l., measured at the climate stations of the Bagrot valley, Date/Time: 25th Aug. 1991 12.00 h (source material: measured data by CRAMER 2000)

2.2.3. Bewölkung

Die Bewölkung stellt für die Globalstrahlung die primäre Steuergröße dar. Der Einfluß zeigt sich anhand eines gemessenen Tagesganges der Globalstrahlung in der Regel in einer äusserst dynamischen „Modulation“ der ansonsten sinusförmigen Strahlungskurve(s. Abb. 49).

Selbst in strahlungsreichen subtropischen Hochgebirgen kann die Bewölkung die jährlich empfangene Einstrahlung um bis zu 50% reduzieren. WEIERS (1995, S. 35) weist darauf hin, daß an der Station Skardu, deren Beobachtungswerte für den Karakorum repräsentativ sind, im langjährigen Mittel kaum mehr als die Hälfte der potentiell möglichen Sonnenscheindauer erreicht wird.

Für den Untersuchungsraum i.e.S. sind keine stationären Bewölkungsbeobachtungen bekannt. Daher muß für die Darstellung der regionalen Bewölkung auf Beobachtungsreihen des Pakistan Meteorological Department (PMD) an den Stationen Gilgit und Misgar/Oberhunza zurückgegriffen werden, die von WEIERS (1995) aufbereitet und ausgewertet wurden. Beim Vergleich der beiden Stationen fällt zunächst neben der Ähnlichkeit der Jahresgänge eine markanter Rückgang der Bedeckungsgrade an der Station Misgar auf, deren Ursachen einerseits in der Höhendistanz von ca. 1500m und andererseits in dem bereits angeführten hygrischen Süd-Nord gerichteten Gradienten liegen.

Die Beobachtungsstationen liegen auf einer Linie in etwa gleicher Entfernung zum Zentrum des Untersuchungsraumes, wodurch es hochwahrscheinlich ist, daß der Raum Zentralhunza im langjährigen Mittel ein geringeres Bewölkungsaufkommen aufweist als Gilgit und ein höheres als Misgar.

Es wurden an beiden Stationen jeweils die Bedeckungsgrade in Achteln täglich drei mal um 5^o Uhr, 8^o Uhr und 17^o Uhr geschätzt und nach Gesamtbewölkung und tiefer Bewölkung⁵ aufgeschlüsselt (Abb. 8), wobei der Jahresgang die synoptische Situation wiedergibt, und die tageszeitlichen Veränderungen die Einflüsse lokaler Zirkulationssysteme anzeigen.

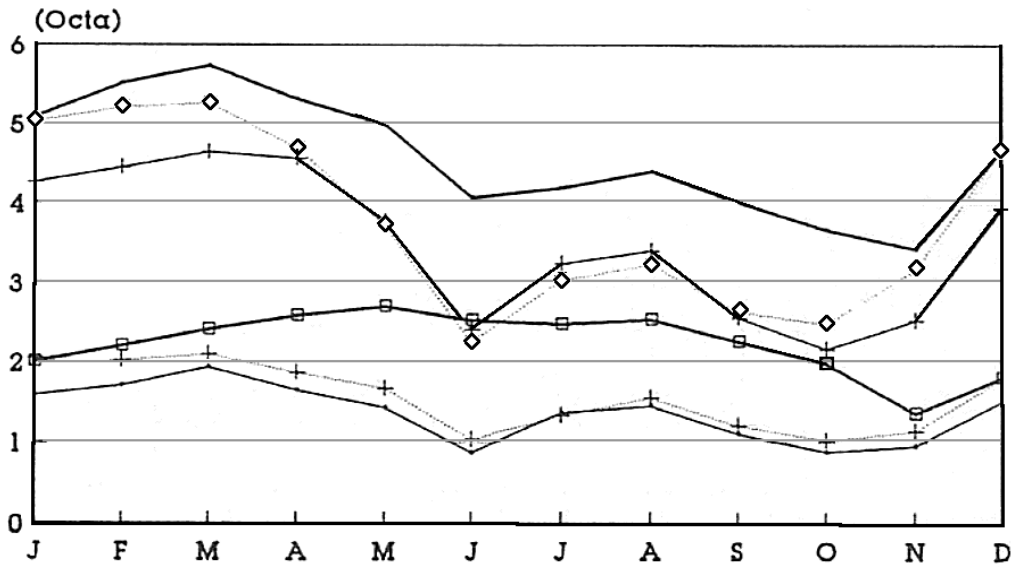
Die höchsten Bedeckungsgrade werden sowohl in Gilgit als auch in Misgar in den Winter- und Frühjahrsmonaten erreicht. Im August weisen die Beobachtungen ein sekundäres Maximum auf, das in Misgar jedoch nun noch sehr schwach ausgeprägt ist. Die Perioden mit der geringsten Wolkenbedeckung fallen in die Sommermonate Juni und Juli sowie in die Herbstmonate Oktober und November.

An beiden Beobachtungsstandorten zeigt die Wolkenbedeckung vor allem im Zeitraum von April bis Oktober ausgeprägte tagesperiodische Veränderungen, die anhand eigener Beobachtungen auch für den Untersuchungsraum im mittleren Hunza-Abschnitt bestätigt werden können. Am späten Nachmittag ist die Bewölkung gegenüber dem frühen Morgen deutlich verdichtet. Die Differenz zwischen dem 5^o Uhr-Termin und dem 17^o Uhr-Termin in Abb. 8. beträgt im langjährigen Mittel bis zu 1,5 Achtel. Ursache hierfür ist in aller Regel der Aufzug lokaler, konvektiver Bewölkung über Hängen und Gipfelgraten (siehe auch Abb. 4), während die Talsohle unter der Wirkung einer Winddivergenz meist wolkenfrei bleibt.

FLOHN (1969, S. 211) berechnete auf der Basis von Klimadaten der Station Misgar eine mittlere Cumulusbasis von ca. 5380m. WEIERS (1995, S. 34) weist darauf hin, daß der nachmittägliche

⁵WEIERS (1995, S. 33/34) gibt an, daß nach Auskunft des PMD als tiefe Bewölkung der Anteil mit einer Wolkenuntergrenze von 3000 bis 5000 Fuß über Grund angesprochen wird.

Gilgit 1952-89 (1460m NN)



Misgar 1951-78 (3106m NN)

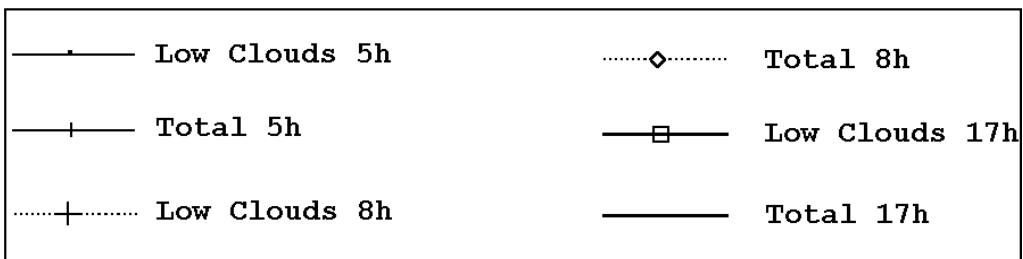
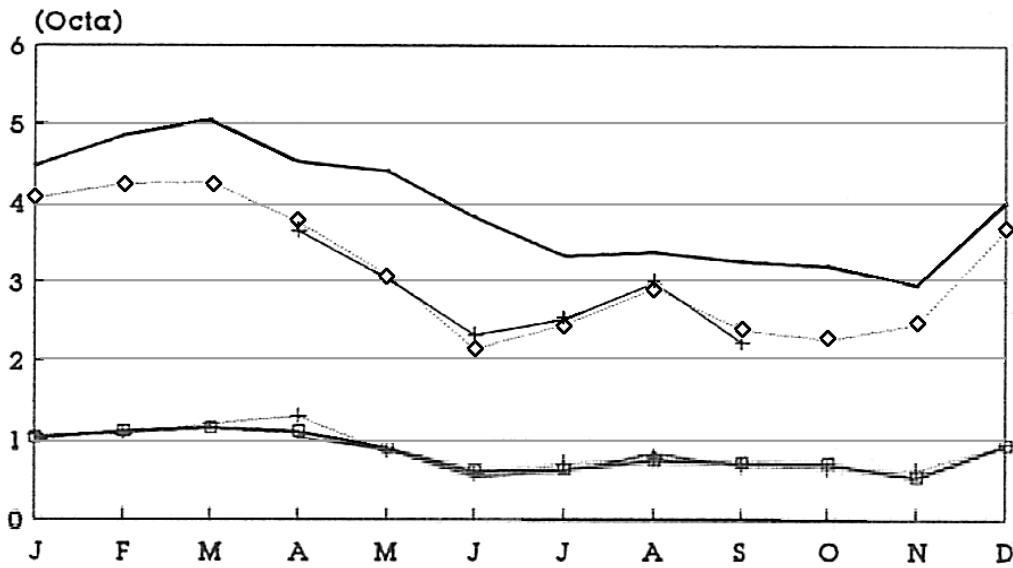


Abb. 8: Monatsmittel der Wolkenbedeckung in Achtel an den Beobachtungsstandorten Misgar und Gilgit (nach WEIERS 1995)

Fig. 8: Monthly means of cloud coverage in octa at the observation locations Misgar and Gilgit (after WEIERS 1995)

Bewölkungsaufzug eine vegetationsökologische Differenzierung hervorruft. Die Westhänge werden vor allem im Sommer stärker gegenüber der hohen Einstrahlung abgeschirmt als die vormittags besonnten ostexponierten Hänge (vgl. BRAUN 1996). Die dadurch reduzierte Verdunstung bedeutet vor allem für die westexponierte Vegetation an der Trockengrenze einen entscheidenden ökologischen Standortvorteil.

Die lokalen Zirkulationen in Form von ausgeprägten Konvektionswalzen sind hier im strahlungsreichen subtropischen Hochgebirge so stark, daß sie sich im Jahresverlauf auch bei synoptisch bedingten Störungen durchsetzen (FLOHN 1969, S. 211). Die Analyse einer 1½-jährigen Zeitreihe von NOAA-Satellitenbildern ergab, daß in ca. 70% der untersuchten Satellitenszenen der Himmel über der Talsohle des mittleren Hunza-Tals bewölkungsfrei ist (zur Methodik vgl. Kap. 4.2.4.2.3.). Oft ist diese wolkenfreie Zone auf ein schmales Band mit wenigen Pixeln Breite reduziert, während die übrige Satellitenszene vollständig mit Wolken bedeckt ist. CRAMER (2000, S. 49) stellte fest, daß im südlich angrenzenden Bagrot-Tal an der Talstation Dainyor im Jahr 1991 insgesamt 50 Strahlungstage mehr auftraten, als an der Hangstation Diran.

Abb. 9 zeigt einen graphischen Vergleich der langjährigen Beobachtungsreihen des PMD mit den Ergebnissen dieser Bewölkungsklassifikation aus NOAA-Daten des Untersuchungsraumes. Da die Satellitendaten dem nachmittäglichen NOAA-Überflug entstammen, wurden von den beiden Beobachtungsstandorten des PMD hier jeweils nur die 17-Uhr-Zeitreihen berücksichtigt. Erwartungsgemäß stimmen die mittleren Bedeckungsgrade nur in wenigen Monaten überein. Die Grafik zeigt jedoch eindeutig, daß die Wolkenbedeckungen aus der Satellitenbild-Klassifikation in wesentlichen Zügen

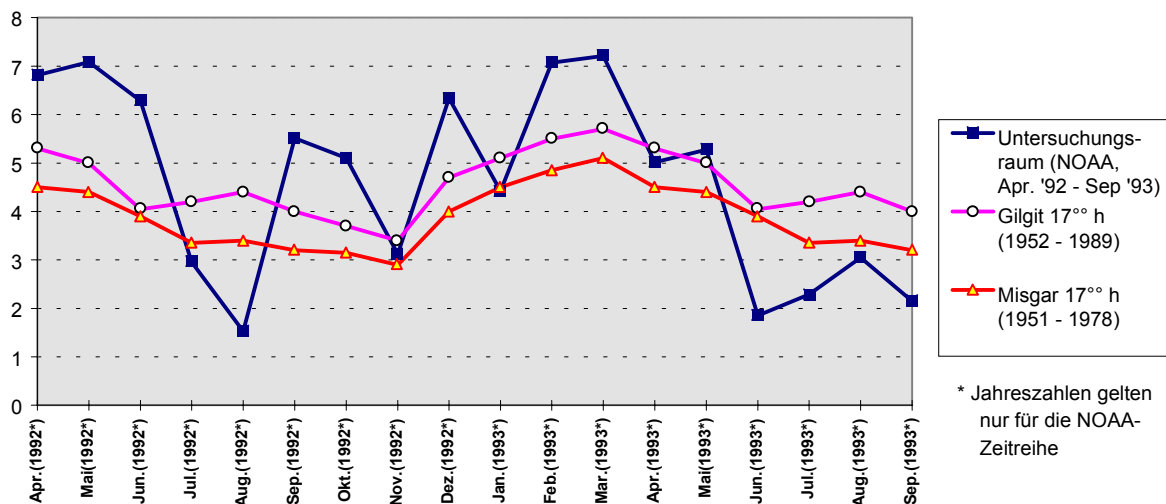


Abb. 9: Mittlere monatliche Bedeckungsgrade der Bewölkung (in Achtel) aus langjährigen Stationsbeobachtungen des PMD im Vergleich zu einer 1½-jährigen Wolkenklassifikation aus NOAA-Satellitendaten (Quellen: WEIERS 1995, EIDENSHINK & FAUNDEEN 1996)

Fig. 9: Mean monthly Cloud coverage (in octa) from the recorded period of the PMD compared to a 1½ year period cloud classification from NOAA satellite data (sources: WEIERS 1995, EIDENSHINK & FAUNDEEN 1996)

dem langjährigen Trend folgen. So fällt z.B. das Maximum der Wolkenbedeckung in allen drei Zeitreihen in den Monat März. Des weiteren erreichen die Bedeckungsgrade auch im Satellitenbild in den Winter- und Frühjahrsmonaten die höchsten Werte, während die Minima in die Sommer- und Herbstmonate fallen.

Somit zeigen die hier dargestellten Bewölkungsgrade aus Satellitendaten die im Jahresverlauf mögliche Variabilität, während die langjährigen Zeitreihen in einem geglätteten Kurvenverlauf den klimatisch wirksamen Trend darstellen. Obwohl diese Beobachtungswerte zwei völlig unterschiedlichen Quellen entstammen, die wiederum quellenspezifische Fehler aufweisen können, bleibt festzustellen, daß eine mehrere Dekaden umfassende Statistik auf der Basis von NOAA-Bewölkungsklassifikationen hochwahrscheinlich einen ähnlichen Kurvenverlauf wie die Mittelwerte aus den Stationsdaten des PMD annehmen würde.

Die flächenhaft von einem satellitengestützten Sensor erfassten Daten haben zudem den Vorteil, daß sie geographisch eindeutig lokalisierbar und quantitativ umsetzbar sowie mit anderen Flächendaten korrelierbar sind, und somit besser in eine Modellierung integriert werden können. Die Bewölkungsbeobachtungen des PMD hingegen sind zwar statistisch auswertbar und erfüllen damit die Anforderungen an eine deskriptive Darstellung des lokalen Bewölkungsregimes, können jedoch in der vorliegenden Arbeit nur für eine überschlägige Validierung, nicht jedoch als numerisch hinterlegte Modellvariable herangezogen werden.

2.3. Vergletscherung und Schneebedeckung

Ein dominierendes Landschaftselement bilden die ausgedehnten Gletscherareale, deren Zungen teilweise bis hinab in das Hunza-Haupttal reichen, und somit alle vertikalen Klimazonen des Raumes durchmessen. WISSMANN (1959) schätzt den Anteil der mit Eis und Firnschnee bedeckten Landschaft im gesamten Karakorum auf ca. 37%.

Im Hunza-Karakorum ist eine Vielzahl von Gletschertypen vertreten, vorwiegend sind es jedoch Firnkesselgletscher, Firmuldengletscher und Lawinenkesselgletscher (PAFFEN et al. 1956), wobei die Verbreitung der einzelnen Typen meist von der Orientierung des Nährgebiets abhängig ist. Von der Südflanke des Hunza-Karakorum Hauptkamms im Norden des Untersuchungsraumes strömen mehrere Lawinenkesselgletscher mit überwiegend südlich orientiertem Nährgebiet, die vom Talschluß bis zur Gletscherzunge fast vollständig mit Schutt bedeckt sind. Die flachen Gletscherböden der Talschlüsse liegen nicht wesentlich über 4000m Höhe, wodurch der gesamte Eiskörper dieses Typs im Zehrgebiet liegt. Die Gletscher der Rakaposhi-Nordflanke hingegen gehören zum Firnkessel- bzw. Firmuldentyp mit firnverkleideten Talschlüssen und überwiegend nordwärts orientiertem Nährgebiet.

Da die direkte Einstrahlung mit der Höhenlage zunimmt, ist deren Wirkung auf Schnee- und Eisflächen besonders deutlich. Infolge der hohen Strahlung entstehen die typischen supraglazialen und randglazialen Ablationsformen wie Firnpyramiden und Firnseracs, die in aller Regel an Unstetigkeitsflächen oder Bruchstrukturen im Eis angelehnt sind (KUHLE 1991), sowie Ablationsschluchten an besonders strahlungsexponierten Gletscherflanken. Auf Schneeflächen beobachteten PAFFEN et al.

(1956) die episodische Bildung von Büßerschnee, die ebenfalls ein Indikator für hohe Solarstrahlung ist.

Wesentliche Auswirkungen auf den Strahlungsempfang von Eis- und Schneeflächen, und somit auch auf deren Ablation, haben Exposition, Hangneigung und Abschattung. Dies führt dazu, daß auf süd-exponierten Hängen die temporäre Schneegrenze bis zu 1000m und die klimatische Schneegrenze etwa 400 - 500m höher liegt als in Nordexposition (vgl. dazu auch Kap. 8.2.1.).

WAKE (1984, S. 28) stellte fest, daß die Gletscherbedeckung, und hier insbesondere die Anzahl von kleinen Hängegletschern, auf südexponierten Flanken wesentlich geringer ist als in Nordexposition (siehe auch Abb. 10). Auf Satellitenbildern der Region ist zu erkennen, daß die Gletscher mit überwiegend südwärts orientiertem Nährgebiet (z.B. Mouchiouchil-Gletscher und Shishpare-Gletscher)⁶ wesentlich stärker mit Schutt bedeckt sind als solche mit nordwärts orientiertem Nährgebiet (z.B. Pisan-Gletscher, Minapin-Gletscher). Dies liegt zum großen Teil darin begründet, daß durch die hohe Insolation und häufige Frostwechsel in Südexposition mehr loses Gestein aufbereitet wird, welches dann von Lawinen mitgerissen und auf den Gletschern als Obermoräne zur Ablagerung kommt. Zudem sorgt die hohe Einstrahlung dafür, daß in den Nährgebieten dieser Gletscher die Bildung von Firn weitgehend unterbunden wird, wodurch sie ausschließlich auf die Zufuhr durch Lawinen angewiesen sind, und dementsprechend deutlich auf klimatische Veränderungen reagieren (MAYEWSKI et al. 1980, KREUTZMANN 1989). Perioden mit hohen Schneeniederschlägen in den Hochlagen und dadurch hervorgerufener starker Lawinentätigkeit führen zum Vorstoß dieser Gletscher, während auf mehrjährige niederschlagsarme Perioden der Rückzug folgt.

KUHLE (1988) führt demgegenüber das Bewegungsverhalten der Karakorum-Gletscher nicht auf die Lage und Exposition des Nährgebiets, sondern auf Einflüsse der lokalen Orographie und die stark differierenden Größen der einzelnen Gletscher zurück.

Abb. 10 zeigt den bis zu drei Kilometer breiten und 60 km langen Eisstrom des Batura-Gletschers. Deutlich zu erkennen ist, daß die südwärts gerichteten sonnenexponierten Hangpartien im Vergleich zu nordwärts orientierten Hängen eine wesentlich geringere Schnee- und Eisbedeckung tragen.



Abb. 10: Batura-Gletscher/Hunza-Karakorum, die Blickrichtung ist Ost; (aus: PAFFEN et al. 1956)

Fig. 10: Batura glacier/Hunza-Karakorum, the viewing direction is east (from: PAFFEN et al. 1956)

⁶In der Nomenklatur werden diese beiden Gletscher wegen der Lage ihrer gemeinsamen Gletscherzunge auch häufig als Hasanabad-Gletscher bezeichnet

2.4. Naturvegetation

Die für den Hunza-Karakorum maßgebenden vegetationsgeographischen Untersuchungen (u.a. PAFFEN et al. 1959, HARTMANN 1966, BRAUN 1996, RICHTER et al. 1999) stellen den Raum als phytogeographischen Grenzraum dar, da hier diverse Gefäßpflanzen bis hin zu ganzen Vegetationsformationen ihre Verbreitungsgrenze in Richtung der innerasiatischen Steppenräume erreichen. Der für Hochgebirgsräume charakteristische hypsometrische Wandel der Vegetation wird überlagert von einer nordwärts gerichteten Reduzierung der Artenvielfalt, die bereits auf der relativ kurzen Süd-Nord-Distanz des Untersuchungsraumes erkennbar wird (Abb.11). Westhimalayische Florenelemente hygrophiler Prägung, zu denen auch diverse Baumarten gehören, treten zurück, während zentralasiatische trockenheits- und kälteresistente Arten ein höheres Gewicht erhalten. Hinzu kommt ein markanter Wechsel des Vegetationsbildes in mittleren Höhenlagen (Abb. 12), der bestimmt wird durch Exposition, Hangneigung und Horizontüberhöhung. Waldformationen bilden in diesen Lagen keine geschlossenen Höhenstufen, sondern besiedeln ausschließlich die nordwärts gerichteten Talflanken. Entsprechend dem ariden Klima der Wüstensteppe der Haupttäler besteht die Vegetationsdecke am Talboden des Hunza-Tals aus trockenheitsresistenten Chenopodiaceen, die einen Bedeckungsgrad von 20-35% erreichen. Höhenwärts schließt sich an den Hängen und in den Seitentälern bei etwa 1900m bis 2200m NN ohne erkennbare scharfe Grenze die *Artemisia*-Steppe an, die mit bis zu 70% einen wesentlich höheren Bedeckungsgrad im Vergleich zur Wüstensteppe aufweist.

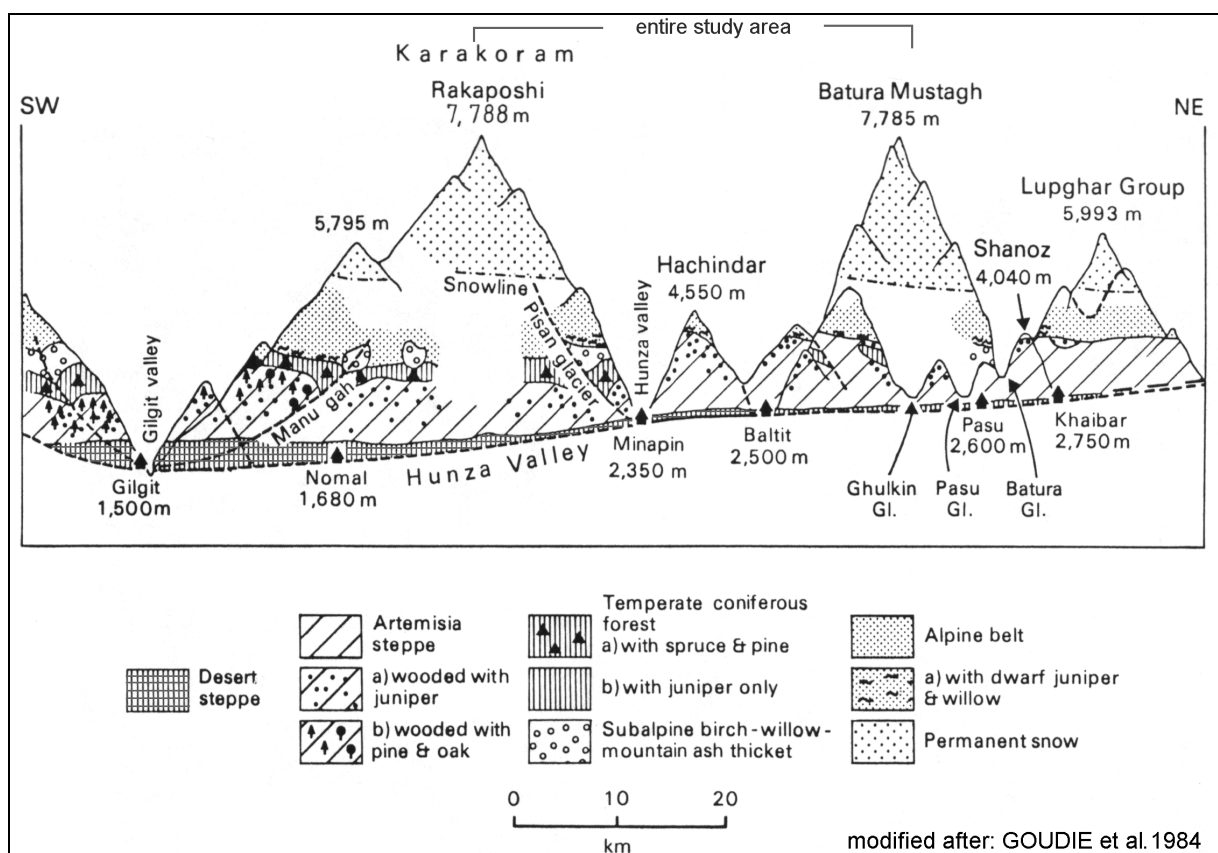


Abb. 11: Höhenstufen der Vegetation des Hunza-Karakorum in einem Südwest-Nordost-Profil

Fig. 11: Altitudinal vegetation zonation of the Hunza-Karakorum in a southwest-northeast profile

Die Obergrenze dieser Strauchsteppe variiert erheblich mit der Exposition. BRAUN (1996, S. 75) stellt fest, daß die *Artemisia*-Steppe in nördlichen Expositionen bereits in 2600-3000m Höhe in feucht-temperierte Nadelwälder übergeht. In südlichen Lagen sind diese Nadelwälder jedoch nicht anzutreffen. Hier mischen sich mit zunehmender Höhenlage Baumwacholder (*Juniperus macropoda*) und Kiefern (*Pinus wallichiana*) in die *Artemisia*-Steppe. Die von GOUDIE et al. (1984) beschriebenen *Pinus wallicchiana* (z.B. im Chaprot-Tal) sind aufgrund von Holzeinschlag und Beweidung stark degradiert und allenfalls noch vereinzelt an Reliktstandorten in dieser Vegetationsstufe anzutreffen.

Auch die Stufe der montanen feucht-temperierten Nadelwälder, die in Expositionen von West über Nord bis Ost in Höhen ab 2800m beginnt, und hier die untere Waldgrenze bildet, unterliegt einer exzessiven Degradierung, die in einer starken Auflichtung der Wälder und einer höhenwärtigen Verlagerung der unteren Waldgrenze resultiert. Hier dominieren die Fichte (*Picea smithiana*) mit beachtlichen Wuchshöhen von 35m und mehr bei älteren Exemplaren. Die Jahresniederschläge erreichen an der unteren Waldgrenze 400mm und steigen innerhalb der Stufe der Nadelwälder auf über 700mm an. Die feucht-temperierten Nadelwälder erreichen im Hunza-Karakorum klimatisch bedingt ihre Verbreitungsgrenze in Richtung der innerasiatischen Wüsten. Nördlich einer Linie Chaprot-Chalt-Minapin-Nager sind sie heute auch in extrem abgeschatteten Nordlagen nicht mehr anzutreffen.

Die Wuchshöhe der Baumarten in den Nadelwäldern und ihr Deckungsgrad von über 80% in naturbelassenen Beständen lassen erkennen, daß in dieser Vegetationsstufe die klimatischen Voraussetzungen für das regionale Maximum der Biomasse gegeben sind. Dem Einfluß des Menschen ist es zuzuschreiben, daß das rezente Biomasse-Maximum höhenwärts verschoben ist, und nunmehr in der Übergangszone zu den hochmontanen Laubwäldern liegt (vgl. Abb. 12). Beginnend mit einer Höhe von ca. 3300m sind die Nadelwälder zunehmend mit Himalaya-Birken (*Betula utilis*) durchsetzt, die ab ca. 3500m die Bestände dominiert.

Höhenwärts werden die montanen feucht-temperierten Nadelwälder daher vielerorts von hochmontanen bis subalpinen Laubwäldern abgelöst, die außerhalb der sonnenexponierten Lagen die obere Waldgrenze bilden. Abhängig von den lokalklimatischen Standortbedingungen besetzen sie Höhenlagen zwischen 3200m und 3900m NN. Dominierende Baumart ist in dieser Stufe wiederum *Betula utilis*. In naturbelassenen Reinbeständen erreichen die Birken einen Bedeckungsgrad von nahezu 80%. Daneben bestimmen an strahlungsverminderten und feuchteren Standorten sowie an der Waldgrenze Weidengebüsche (*Salix spec.*) das Vegetationsbild, während die sonnenreicheren Lagen von Wacholderbüschen (*Juniperus communis*) eingenommen werden. Somit zeigen auch die wesentlichen Pflanzenarten dieser Höhenstufe einen deutlichen Bezug zu strahlungsbestimmenden Geländeparametern. Mit zunehmender Höhe tragen die wachstumshemmenden Wirkungen hoher UV-Strahlung dazu bei, daß die laubwerfenden Gehölze der subalpinen Stufe nur in abgeschatteten Nordlagen anzutreffen sind. In ähnlicher Weise wie die montanen Nadelwälder erreichen auch die subalpinen Laubwälder im Hunza-Karakorum ihre nördliche Verbreitungsgrenze.

In gleicher Höhenlage wie die laubwerfenden subalpinen Wälder stockt auf Südhängen *Juniperus macropoda*, der in Abhängigkeit vom Lokalklima eine relativ hohe Bestandsdichte erreicht, sodaß diese Formation auch als Steppenwald bezeichnet wird. Oberhalb des Laubwaldes und des Steppenwaldes bzw. der Waldsteppe schließt sich ab ca. 3900m NN ein subalpiner bis alpiner Krummholzgürtel an, der je nach Exposition in der Ausprägung dominierender Arten differiert. Den höchsten

Bedeckungsgrad mit annähernd 100% erreichen in dieser Höhenstufe die Legwacholder (*Juniperus communis*), die an einigen Standorten in dichten, teppichartigen Wuchsformen auftreten.

Die an die Krummholzformation höhenwärts anschließende Formation der alpinen Matten nimmt Lagen zwischen 4200m und 4500m NN ein. Neben Sauergrasmatten mit verschiedenen *Cobresia*-Arten steigt der Knöterich (*Polygonum affine*) bis in Höhen um 4500m NN. Mit zunehmender Elevation vollzieht sich in dieser Höhenstufe eine Auflösung der Vegetationsdecke aufgrund einer nur wenige Monate dauernden Vegetationsperiode. Oberhalb der Baumgrenze wird das Pflanzenwachstum, durch Frostwirkungen, hohe UV-Strahlung, nächtliche Ausstrahlung, Windstreß, hohe und dauerhafte Schneebedeckung sowie vielerorts durch morphologische Instabilität begrenzt.

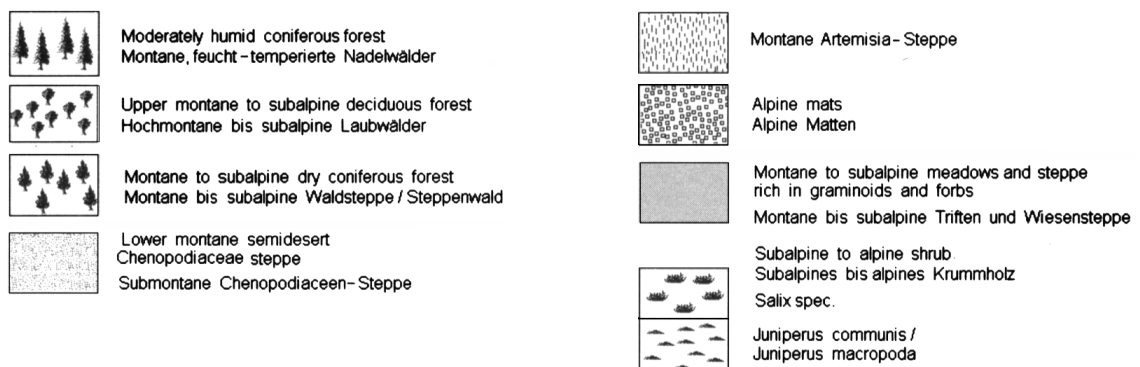
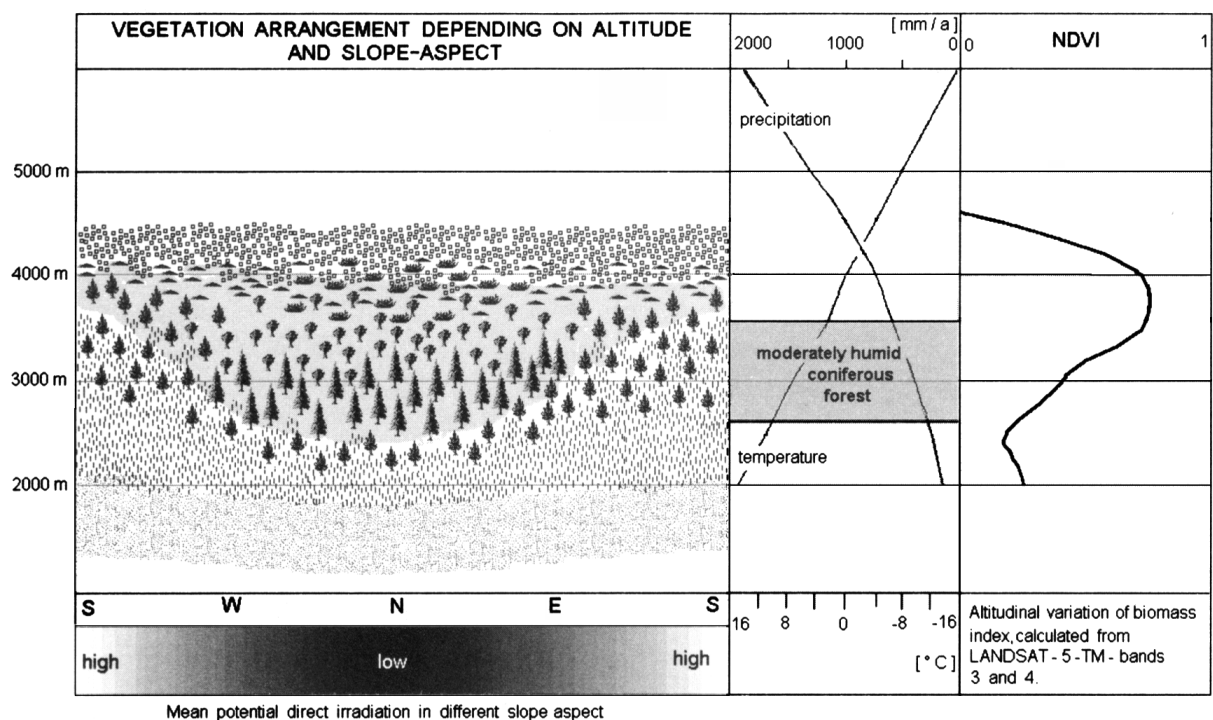


Abb. 12: Verbreitung der Vegetationsformationen im Hunza-Karakorum dargestellt mit Bezügen zu Klimaelementen und topographischen Parametern (BRAUN 1996)

Fig. 12: Spatial arrangement of the vegetation formations in the Hunza Karakorum with relations to climate elements and topographical parameters (BRAUN 1996)

Aus Abb. 12 geht hervor, daß weder die unterste Vegetationsstufe der Wüstensteppe noch die höchste Formation der alpinen Matten einen eindeutigen Bezug zur Exposition zeigen. Somit spielt für diese marginalen Vegetationsareale die Strahlungsexposition nur eine untergeordnete Rolle.

2.5. Landnutzung

Im folgenden sollen vor allem agrarklimatologische Aspekte des Untersuchungsraumes im Vordergrund stehen, wobei das Hauptaugenmerk auf den durch Abschattung und ungünstige Exposition bedingten Anbaurisiken liegt.

Auf dem bewässerten Kulturland werden neben Ackerbau auch Weidewirtschaft und Obstbau betrieben. Als dominierende Arten der in Hunza angebauten Feldfrüchte nennt KREUTZMANN (1989) Winterweizen, Buchweizen und Mais. Hinzu kommen in jüngster Vergangenheit vermehrt Kartoffeln. Die klimatischen und topographischen Rahmenbedingungen im Hunza-Karakorum limitieren den Anbau von Feldfrüchten auf die Terrassenflächen und Schwemmfächer sowie die daran angrenzenden Hangpartien des Haupttals und einiger Seitentäler, wo im ariden bis semiariden Klima intensiv genutzte Bewässerungsoasen die Flußläufe begleiten. Das Wasser für die Anbauflächen wird nahezu ausschließlich über Kanalbauten von Schneefeldern und Gletscherzungen zugeführt.

Diverse Studien zur räumlichen Differenzierung der Anbauperiode charakterisieren den Abschnitt des mittleren Hunza-Tals als Übergangsraum zwischen Einfach- und Doppelernte. CONWAY et al. (1987, S. 16 ff., s. a. KAKDE 1985, WHITEMAN 1985) weisen den Südwesten des Untersuchungsraumes noch als gesichertes Doppelerntegebiet mit 277 Tagen thermischer Vegetationsperiode aus, während flußaufwärts dem Hunza River folgend in Zentral-Hunza die Anbauperiode nur noch 264 Tage beträgt, und damit die Anbaurisiken für eine zweite Feldfrucht steigen. Durch einen Modellansatz von WEIERS (1995, S. 145 ff.) zur Berechnung der Vegetationsperiode wird vor allem im Übergangsraum zwischen Einfach- und Doppelernte deutlich, daß bei ausreichender Wasserversorgung Lufttemperatur und Einstrahlung die limitierenden Faktoren sind. Dies führt dazu, daß strahlungsgünstige, südexponierte Lagen in Zentral-Hunza das Ausreifen von zwei Ernten pro Jahr ermöglichen, während auf nordwärts exponierten Flächen, die zudem zum Ende der Vegetationsperiode vom Schlagschatten des Rakaposhi-Massivs erreicht werden, die Reifung einer zweiten Feldfrucht unterbunden werden kann.

CONWAY et al. (1987) weisen darauf hin, daß die Fruchtfolge auf zweifach bestellten Feldern in der Regel aus Weizen und Mais besteht⁷, wobei auch aus dieser Darstellung hervorgeht, daß der Reifegrad des Mais zum Ende der Vegetationsperiode mit den thermischen und solaren Bedingungen variieren kann. WHITEMAN (1985, S. 20) stellt fest, daß im Übergangsraum zwischen Einfach- und Doppelernte ausschließlich Mais-Sorten mit einer kurzen Reifeperiode angebaut werden, während andere Sorten lediglich im gesicherten Doppelerntegebiet mit ausreichender Besonnung zum Einsatz kommen.

Trotz der Verwendung von speziellen Sorten ist die Anbauperiode für Mais im Hunza-Tal auf zweifach im Jahr bestellten Feldern im Vergleich zu tiefer gelegenen subtropischen Regionen extrem kurz.

⁷In witterungsbedingten Ungunsthjahren kommen auch Buchweizen und Hirse als Zweitfrucht zum Einsatz

Während sie im Südwesten des Untersuchungsraums noch etwa 140 Tage beträgt, verkürzt sie sich den Angaben von CONWAY et al. (1987, S. 16 ff.) zur Folge in Zentral-Hunza auf unter 120 Tage. Es ist den besonderen Eigenschaften bestimmter Pflanzenarten tropischer und subtropischer Herkunft zuzuschreiben, daß trotz kurzer Anbauperiode ein Ausreifen der Frucht möglich ist, denn der Mais zählt zu den C₄-Pflanzen⁸. Sie weisen besondere physiologische Merkmale auf, die es ihnen ermöglichen, das Sonnenlicht effizienter auszunutzen als C₃-Pflanzen, und dadurch die Nettophotosyntheseleistung zu erhöhen. C₄-Pflanzen erzielen in den sonnenreichen subtropischen Breiten einen wesentlich höheren Kohlenstoffgewinn (vgl. Abb. 13), was wiederum in einer effizienteren Biomasseproduktion und einer kürzeren Anbauperiode resultiert.

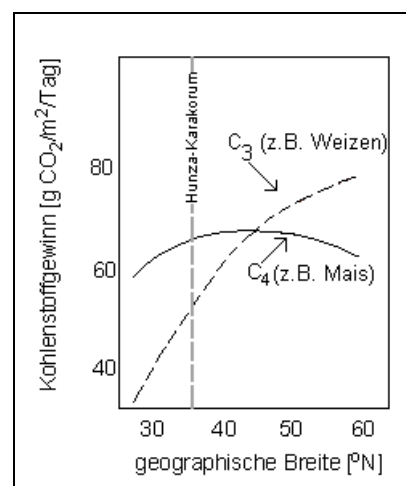


Abb. 13: Kohlenstoffgewinn bei C₄- und C₃-Pflanzen offener Graslandschaften in verschiedenen geographischen Breiten (verändert nach: SENGBUSCH 1998)

Fig. 13: Carbon dioxide gain of C₄- and C₃-plants in open grasslands throughout various geographical latitudes (modified after: SENGBUSCH 1998)

Aufgrund dieser speziellen Eigenschaften des Mais ist es hochwahrscheinlich, daß das Anbaurisiko in der Übergangszone zwischen Einfach- und Doppelernte mit dem kleinräumigen Wechsel von Exposition und Abschattung, die den Anteil der direkten Strahlung pro Flächeneinheit steuern, variiert (vgl. STÖBER 1993).

Letztlich ist auf der Basis klimatischer Einflußgrößen zwar eine thermisch bedingte, mesoskalige Differenzierung von Einfach- und Doppelernte durch die genannten Autoren nachgewiesen, eine kleinskalige, strahlungsbedingte Differenzierung des Maisanbaus konnte in Hunza jedoch bisher nicht beobachtet werden. Die Beweggründe einer Entscheidung des Hunza-Landwirts für einen bestimmten Anbauzyklus sind äußerst vielschichtig und nicht allein an klimatischen oder witterungsbedingten Einflüssen orientiert. Den Untersuchungen von KREUTZMANN (mdl. Mitt.) zur Folge werden aufgrund des wachsenden Bevölkerungsdrucks in Hunza mittlerweile solche und andere Anbaurisiken in Ungunstlagen in Kauf genommen, zumal eine nicht ausgereifte Zweitfrucht immer noch als Viehfutter dienen kann.

⁸Das erste Produkt der Photosynthese ist bei diesen Pflanzen eine Verbindung aus vier Kohlenstoff-Atomen

3. Physikalische Grundlagen und Modellkonzept

3.1. Kurzwelliger Strahlungshaushalt im System Atmosphäre-Erdoberfläche

Die in der vorliegenden Arbeit erläuterten Strahlungsmodelle bilden im wesentlichen die nachfolgend beschriebenen physikalischen Prozesse nach.

Die Strahlung der Sonne erreicht den äußeren Rand der Atmosphäre mit einer Energieflußdichte von 1368 Watt pro Quadratmeter ($\pm 3\%$). Zur Extinktion (Schwächung) der kurzwelligen Solarstrahlung in der Erdatmosphäre tragen zwei Prozesse bei:

- die Absorption, bei der die kurzwellige Energie der Strahlung in Wärme umgewandelt wird, und
- die Streuung, bei der die Richtung des einfallenden Sonnenlichts verändert wird

Abb. 14 skizziert das globale Budget der solaren Strahlungsenergie im Gesamtsystem Atmosphäre-Erdoberfläche. Die angegebenen Prozentwerte sind mit Unsicherheiten in der Größenordnung von $\pm 2\%$ behaftet (ROEDEL 1992, S. 18).

Die von der planetaren Albedo ausgehende Emission kurzwelliger Energie in den Weltraum wird demnach nur zu einem geringen Teil von der Erdoberfläche und zu einem großen Teil von Partikeln der Atmosphäre bestimmt. Das hier dargestellte mittlere Reflexionsvermögen der Erdoberfläche kann regional deutlich abweichen. So sind zum Beispiel für die polaren Breiten und für Hochgebirgsräume auf Grund der hohen Reflektivität von Eis- und Schneeflächen wesentlich höhere Reflexionsanteile bekannt.

Sowohl die Absorption als auch die Streuung von Sonnenlicht sind nicht über das gesamte Wellenlängenspektrum gleich verteilt. Eine spektrale Differenzierung dieser beiden Prozesse ist somit erforderlich. Abb. 15 zeigt die spektrale Verteilung der solaren Strahlungsenergie im kurzwelligen Bereich bis 2 μm und weist auf die wesentlichen Einflußgrößen der Extinktion hin. Neben der breitbandigen Schwächung der Solarstrahlung durch Streuung wird die schmalbandige Absorption vor allem durch Ozon und durch Wasserdampf in sogenannten Absorptionsbanden deutlich.

Des weiteren liegen im nahen und mittleren Infrarotbereich noch einige weniger bedeutsame Absorptionsbanden des Kohlendioxids und des Sauerstoff, die im Maßstab der Abb. 15 nicht darstellbar sind.

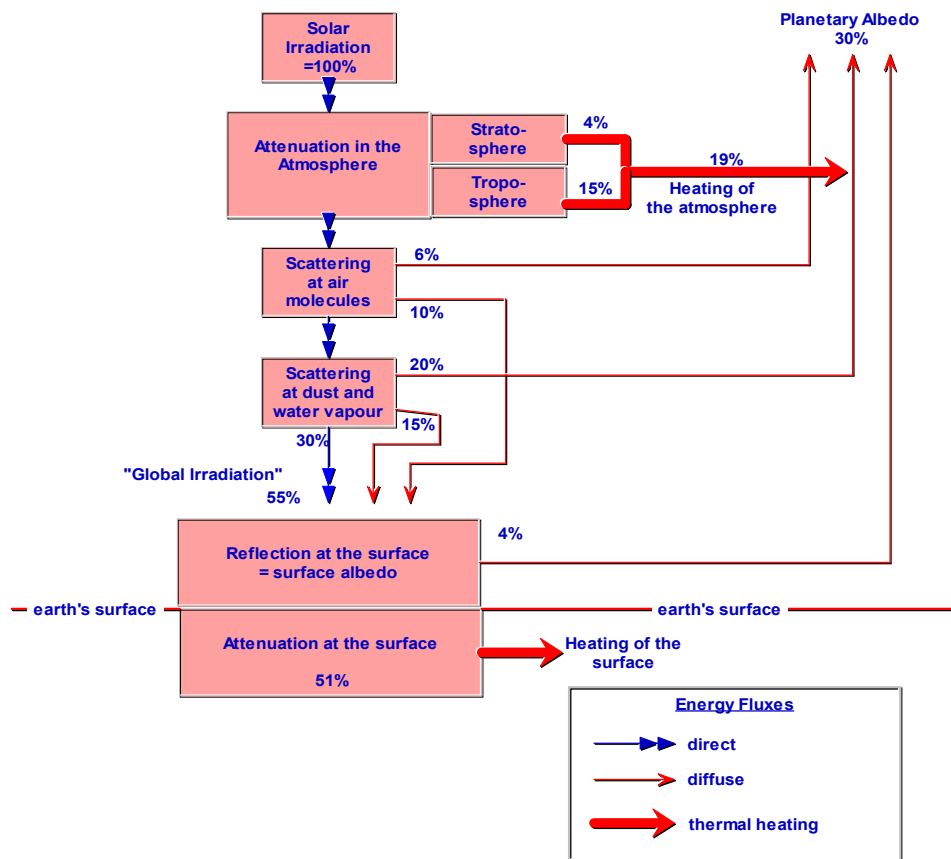


Abb. 14: Das globale Budget der solaren Strahlung im System Atmosphäre-Erdoberfläche (ROEDEL 1992)

Fig. 14: The global budget of solar radiation in the system atmosphere - earth's surface (ROEDEL 1992)

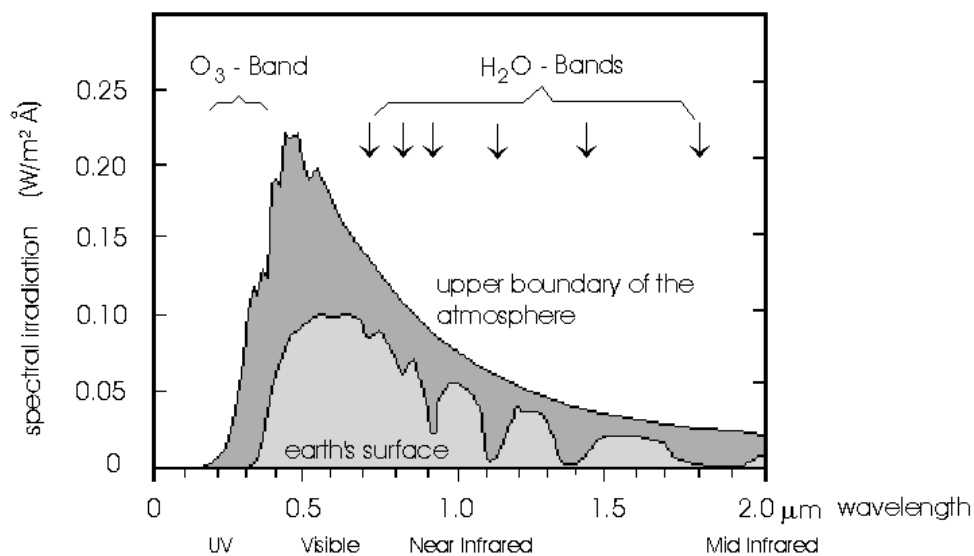


Abb.15: Spektrale Verteilung der solaren Einstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre und am Erdboden (verändert nach: ROEDEL 1992)

Fig 15: Spectral distribution of solar irradiation at the upper boundary of the atmosphere and at the earth's surface (modified after: ROEDEL 1992)

Bei der Betrachtung der Streuung von Sonnenlicht in der Atmosphäre spielt die Größe des Partikels, auf das die Solarstrahlung auftrifft, und deren Verhältnis zur solaren Wellenlänge eine bedeutsame Rolle.

Man unterscheidet dementsprechend:

- die Rayleigh-Streuung an Partikeln, die klein gegenüber der Wellenlänge des Lichtes sind, und
- die Mie-Streuung an Partikeln, deren Dimensionen gleich groß bzw. größer als $\frac{1}{4}$ der betrachteten Wellenlänge sind

Im Fall der Rayleigh-Streuung (Abb. 16, Teil a) sind die Anteile der Vorwärts- und Rückwärtsstreuung identisch. Die Maxima liegen jeweils in diesen beiden Hauptrichtungen, während im Winkel von 90° zur Hauptstrahlrichtung die Minima liegen. Die Intensität der Rayleigh-Streuung ist proportional zu λ^{-4} mit λ als der Wellenlänge der einfallenden Strahlung. Kurzwelliges Licht unterliegt demnach viel stärker diesem Prozeß als langwelliges Licht.

Abb. 16 verdeutlicht im Teil b), daß bei der Mie-Streuung ein Maximum in Vorwärtsrichtung beobachtet wird. Werden die Partikel größer als die betrachtete Wellenlänge, so treten Streu-Effekte in Seitenrichtungen auf. Die Streuung von Sonnenlicht in der Atmosphäre ist als multipler Prozess der Mehrfachstreuung zu verstehen. Streustrahlung von einem Partikel trifft auf benachbarte Partikel und wird von diesen erneut gestreut.

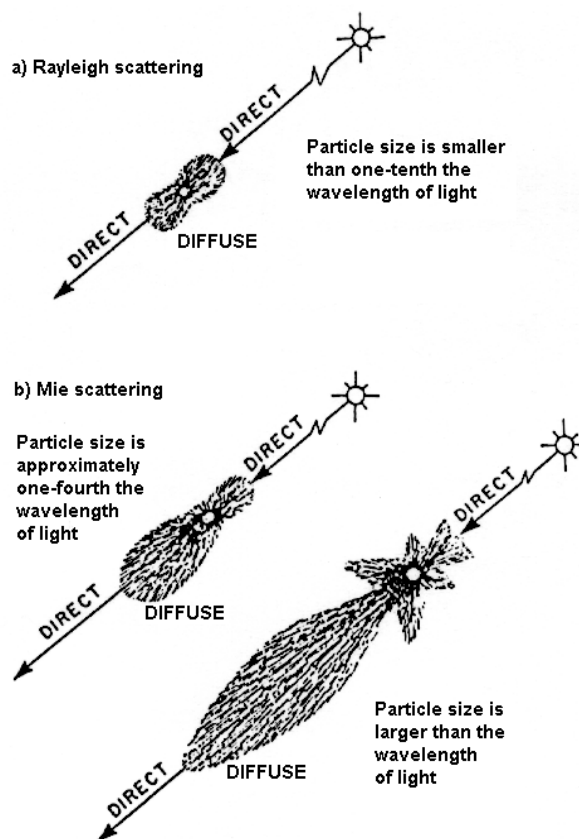


Abb. 16: Streuung der Solarstrahlung: a) Rayleigh-Streuung, b) Mie-Streuung (nach IQBAL 1983)
 Fig. 16: Scattering of solar radiation: a) Rayleigh scattering, b) Mie scattering (after IQBAL 1983)

Die Bestimmung des solaren Strahlungsempfangs am Erdboden erfordert vor allem für Gebirgsräume den Einbezug der Topographie. Während die aus der direkten Komponente empfangene gerichtete Strahlungsenergie von der Orientierung der Empfangsfläche im Raum (Neigung, Exposition) und der Abschirmung der Sonne durch den Horizont bestimmt wird, erreicht die diffuse Strahlung den Erdboden zum Teil aus dem freien Halbraum über dem Horizont und zu einem meist geringeren Teil von den umgebenden, direkt und diffus bestrahlten Flächen.

Entscheidend für den Anteil der direkten Strahlung, der von einer Fläche empfangen wird, ist sowohl die Pfadlänge durch die Atmosphäre als auch die Winkelbeziehung zwischen Flächennormalvektor und Sonnenvektor (Abb. 17). Ist der aus diesen Vektoren gebildete Einfallswinkel α steil, dann erreicht die Direktstrahlung ihren Maximalwert.

Wird der Winkel zwischen der Flächennormalen und dem Sonnenvektor größer als 90° , dann gerät die betrachtete Fläche in den Bereich des Kernschattens und ist somit nicht mehr für die Direktstrahlung erreichbar. Sowohl diffuser als auch direkter Strahlungsempfang stehen im direkten Bezug zur Höhe NN des betrachteten Flächenelements. Ist die Atmosphäre wolkenlos oder nur gering bewölkt, reduziert sich der Anteil streuender und absorbierender Partikel mit zunehmender Höhe. Der Anteil der diffusen Himmelsstrahlung an der Globalstrahlung nimmt ab, während die Direktstrahlung sowohl in ihrem Absolutwert als auch in ihrem relativen Anteil steigt.

Insbesondere in Hochgebirgsräumen mit hoher Reliefdynamik, steilen Flanken und tief eingeschnittenen Tälern, ist es notwendig, die diffusen Einstrahlungskomponenten in Abhängigkeit von der Horizontüberhöhung und deren Bezug zum Flächenelement zu betrachten. In Abb. 17 wird deutlich, daß der relative Anteil der diffusen Geländereflexion mit zunehmender Horizontüberhöhung steigt, und der Anteil der diffusen Himmelsstrahlung umgekehrt proportional hierzu abnimmt. In einem ähnlichen Bezug zu den beiden Anteilen der diffusen Strahlung steht die Neigung des betrachteten Flächenelements. Würde man in Abb. 17 die Neigung des mit „target surface“ bezeichneten Geländeabschnitts erhöhen, so würden weitere Geländepartien „sichtbar“ und somit zur diffusen Geländereflexion beitragen.

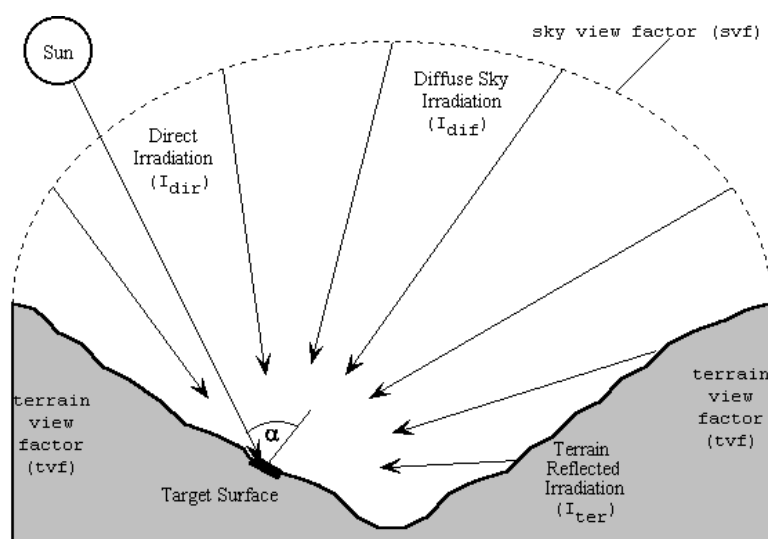


Abb. 17: Solare Einstrahlung und topographische Variablen (verändert nach: DUGUAY 1993)

Fig. 17: Solar irradiation and topographical variables (modified after: DUGUAY 1993)

Die von einer Fläche empfangene Strahlungsleistung I_{fl} kann damit als Ergebnis geometrischer und atmosphärischer Variablen wie folgt hergeleitet werden:

$$I_{fl} = I_{dir} (VecSun \bullet VecFl) + I_{dif} (svf) + I_{ter}(tvf) \quad [w/m^2] \quad (1)$$

wobei die beiden Vektormultiplikatoren sowie die Viewfaktoren jeweils Werte zwischen 0 und 1 annehmen können.

Kurzwellige solare Strahlungsenergie, die auf die Erdoberfläche trifft, wird teilweise reflektiert und zum Teil absorbiert. Für die Berechnung der kurzwelligen Energiebilanz in den nachfolgend erläuterten Modellen sind ausschließlich die reflektiven Eigenschaften von Landoberflächen von Bedeutung. Das Verhältnis von eingestrahelter zu reflektierter kurzwelliger Strahlung, die Albedo, wird in Tab. 1 beispielhaft für natürliche Landoberflächen dargestellt.

Die Variationsbreite der einzelnen Wertebereiche zeigt, daß die Albedo nicht als Konstante für eine bestimmte Oberflächenklasse in ein Computerprogramm übernommen werden kann, sondern von Fall zu Fall neu berechnet werden muß.

<u>Surface type</u>	<u>Albedo</u>
soils(dark, wet to light, dry)	0.05 to 0.40
desert soils	0.20 to 0.45
grass (long to short)	0.16 to 0.26
agricultural crops, tundra	0.18 to 0.25
orchards	0.15 to 0.20
deciduous forest (bare to leaved)	0.15 to 0.20
coniferous forest	0.05 to 0.15
snow (old to fresh)	0.40 to 0.95
glacier ice	0.20 to 0.50

Tabelle 1: Albedowerte von typischen natürlichen Landoberflächen (nach: OKE 1987)

Table 1: Albedo values of typical land surfaces (after: OKE 1987)

Die Reflexionseigenschaften einer Oberfläche sind darüber hinaus abhängig von:

- der Oberflächenstruktur (Rauhigkeit), die maßgeblich die räumliche Verteilung des Reflexionsfeldes bestimmt,
- dem Einfallswinkel der Strahlung (Flächeneigung, Sonnenhöhe),
- bei Vegetationsflächen vom Bedeckungsgrad und der Bestandeshöhe, und
- bei unbedeckten Oberflächen (Böden, Fels) von der Feuchte.

Kurzwellige Solarstrahlung wird von Landoberflächen je nach ihrer Beschaffenheit entweder diffus oder spiegelnd reflektiert. Da der Untersuchungsraum Hunza nur zu einem geringen Anteil spiegelnd reflektierende Oberflächen aufweist, soll nachfolgend ausschließlich die räumliche Ausprägung diffu-

ser Reflexion näher erläutert werden. Wie in Abb. 18 erkennbar wird, kann die räumliche Verteilung diffuser Reflexion an einer Oberfläche entweder idealtypisch isotrop in alle Richtungen oder anisotrop ausgeprägt sein.

Teil a) der Abb. 18 verdeutlicht, daß im Fall eines isotropen Lambert-Reflektors Richtung und Intensität der reflektierten Strahlung unabhängig sind vom gegebenen Einfallswinkel, im Gegensatz zum Reflexionsfeld anisotroper Reflektoren (Abb. 18 Teil b)). Die anisotrope Reflexion muß nicht zwangsläufig in Vorwärtsrichtung ausgeprägt sein, sondern kann, je nach Oberflächentyp, auch ein Maximum in Rückwärtsrichtung aufweisen (BANKO 1997, GRAVENHORST et al. 1998). Allgemein gilt, daß je flacher der Einfallswinkel ist, desto stärker ist die anisotrope Reflexion ausgeprägt.

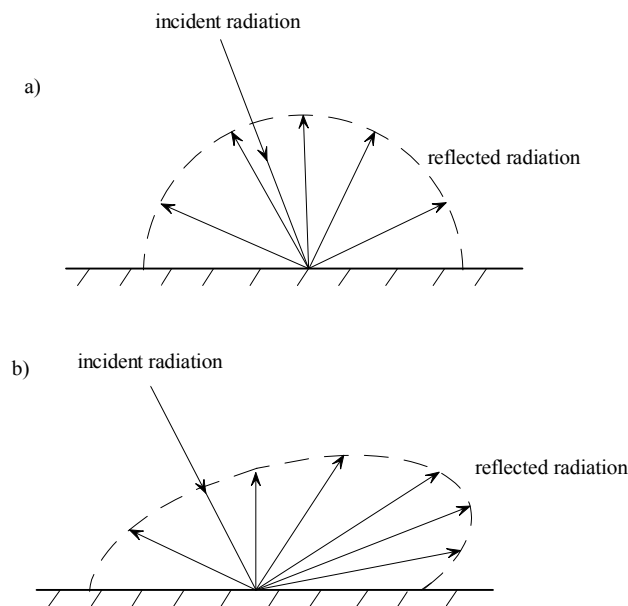


Abb. 18: Diffuse Reflexion an Oberflächen, a) isotrope oder Lambert-Reflexion, b) anisotrope Reflexion mit ausgeprägter Vorwärtsrichtung

Fig. 18: Diffuse surface reflection, a) isotropic or Lambert-reflection, b) anisotropic reflection into forward direction

In Gebirgsräumen kommt es nicht nur in den Morgen- und Abendstunden zu flachen Einfallswinkeln der Solarstrahlung, sondern topographisch bedingt praktisch zu jeder Tageszeit, sodaß der Einfluß anisotroper Reflexion vor allem in besonders steilem Gelände untersucht und ggf. in Modellalgorithmen integriert werden muß.

HÜGLI & FREI (1983) erläutern die anisotropen Reflexionseigenschaften von Oberflächentypen in Gebirgsräumen und entwerfen ein Simulationsmodell für vegetationsbestandene Flächen. Sie weisen aber auch gleichzeitig darauf hin, daß Computersimulationen die reflektiven Eigenschaften von Gebirgslandschaften nur mit einer relativen Genauigkeit wiedergeben können. Neben dem Einsatz in Strahlungsbilanzmodellen werden rechnergestützte Simulationen der anisotropen Reflexion in zu-

nehmendem Maße auch zur radiometrischen Korrektur von Satellitendaten und damit zur Verbesserung von Klassifikationen eingesetzt (dazu auch MULLER 1993, QI et al. 1995, COLBY et al. 1998).

3.2. Das Modellkonzept

Entsprechend den in Kapitel 3.1. dargelegten Einflüssen auf den kurzwelligen Strahlungshaushalt im System Atmosphäre-Erdoberfläche wurde ein Modellalgorithmus auf der Basis von Punktdaten und Rasterdaten entwickelt.

Die wesentlichen limitierenden Faktoren für eine flächenbezogene Modellierung der kurzwelligen solaren Strahlungsflüsse sind Berechnungszeitraum, Zeitpunkt der verwendeten Fernerkundungsdaten, Größe und Pixelauflösung des Modellraumes, sowie die numerische Komplexität der integrierten Strahlungstransfergleichungen. Die in Kap. 1.1. genannten Teilziele wurden daher wie folgt konkretisiert:

- a) Entwicklung und Validierung eines Strahlungstransfermodells mit einer Genauigkeit von mindestens $\pm 10\%$ der an Teststandorten von Klimastationen gemessenen Globalstrahlung für bewölkungsfreie Meßzeitpunkte
- b) Entwicklung eines Flächenmodells der potentiellen kurzwelligen Einstrahlung unter Verwendung eines digitalen Geländerrasters mit einer Flächenausdehnung von 40 x 50 km, einer Rasterweite von 30m sowie einer Höhenauflösung von 1m für einen Zeitraum von 1 Kalenderjahr
- c) Entwicklung eines Flächenmodells der potentiellen isotropen/anisotropen kurzwelligen Reflexion auf der Basis des digitalen Geländerrasters, einer geeigneten multispektralen Satellitenszene sowie Anisotropiedaten für Landoberflächen, für den Zeitraum der Gültigkeit der Satellitenszene, d.h. für etwa 2 Wochen vor/nach dem Überflugzeitpunkt
- d) Verknüpfung der flächenbezogenen Einstrahlung und der flächenbezogenen Reflexion zu einem Flächenmodell der kurzwelligen Strahlungsbilanz für diesen Zeitraum von ca. 4 Wochen
- e) exemplarische Entwicklung eines Flächenmodells annähernd reeller kurzwelliger Einstrahlungssummen unter Verwendung des digitalen Geländerrasters sowie Wettersatellitenszenen und Globalstrahlungsdaten für den Zeitraum der Gültigkeit der Wettersatellitendaten

Entwickelt und angewendet wurden die Modellprogramme auf einem PC mit einem Pentium-233 Prozessor und 128 Mbyte Hauptspeicher. Der in Abb. 19 dargestellte Modellalgorithmus zeigt, daß ausgehend von den Basis-Input-Daten das Gesamtmodell ähnlich dem Vorgehen von FUNK (1983) in einzelnen Programm-Modulen aufgebaut ist. Dies ermöglicht eine schrittweise Überprüfung und Verbesserung von Zwischenergebnissen und reduziert gleichzeitig Datenmenge und Anzahl der Berechnungsschritte, die von einem einzelnen Programm-Modul verarbeitet werden müssen.

3.2.1. Die Datenbasis im Überblick

Die folgenden Erläuterungen beziehen sich auf die in Abb. 19 in grün dargestellten Teilelemente des Algorithmus.

In einer Vorstufe der flächenbezogenen Modellierung wurden zunächst punktbezogene Strahlungsmodelle für einzelne Standorte von Klimastationen programmiert. Die Wahl der Vorgehensweise bei den Flächenmodellen stand in direktem Bezug zu den Ergebnissen dieser „punktlokalen“ Modelle. Es wurden in dieser Phase geeignete Strahlungstransfergleichungen zur Weiterverwendung in den Flächenmodellen getestet, und gleichzeitig ein hoher Datenaufwand durch die Beschränkung auf nur einige Geländepunkte vermieden. Die Datenbasis dieser Punktmodelle bestand aus Horizontdaten (Horizontrichtung und Horizonthöhe) des jeweiligen Klimastations-Standortes sowie den in die Modellprogramme entsprechend den Vorgaben aus der Literatur zu integrierenden variablen und konstanten Atmosphärenparametern. Des Weiteren standen zur Validierung der Punktmodelle Meßreihen der Globalstrahlung für die Standorte der Klimastationen zur Verfügung.

Unabdingbare Voraussetzung für eine flächenhafte Modellierung solarer Einstrahlung und Reflexion in einem Hochgebirgsraum mit kleinräumig wechselnder Topographie und Bedeckung ist eine Flächendatenbasis mit möglichst hoher räumlicher sowie genügender spektraler Auflösung im kurzwelligen Bereich. Besonders geeignet für die Verwendung in derartigen Modellierungen sind regelmäßige digitale Geländeraaster und Satellitenszenen von Erderkundungssatelliten mit einer Bodenauflösung von weniger als 100m, wie sie auch in den in Kapitel 1.2. genannten Ansätzen überwiegend Verwendung fanden.

Durch die Arbeiten von BRAUN (1996) stand eine geokodierte und entzerrte LANDSAT-5 TM Viertelszene sowie eine auf der Basis dieser Daten entwickelte Landnutzungsklassifikation zur Verfügung. Die Multispektraldaten des LANDSAT-5 TM Systems haben eine Auflösung von 30m pro Bildelement und können somit auch mesoskalige Differenzierungen der Landbedeckung wiedergeben. Im Rahmen der Diplomarbeit des Autors (vgl. SCHMIDT 1993) und der Arbeiten von BRAUN(1996) wurde ein digitales Rastergeländemodell entwickelt, das auch in einer 30m-Auflösung zur Verfügung stand. Die vertikale Auflösung dieses DGM liegt im Bereich von einem Höhenmeter, und ermöglicht somit ebenfalls die topographische Differenzierung mesoskaliger Landschaftselemente, wie z.B. Flußterrassen und größere Seitenmoränen von Gletschern.

Die in den Algorithmus integrierte Modellierung der winkelabhängigen Reflexion basiert auf einer Arbeit von SUTTLES et al. (1988), in der die Winkelbeziehungen von Einstrahlung, Reflexion und Satellitensensor für diverse Landoberflächen graphisch und tabellarisch dargestellt sind. Grundlage für diese geometrisch-numerischen Modelle der Reflexionseigenschaften von natürlichen Oberflächen sind Meßdaten der Satellitenplattformen Nimbus 7 und GOES, die im Verlauf des Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) der NASA erhoben wurden. Die in Frage kommenden Tabellenwerte wurden in Form einer dreidimensionalen Matrix der Reflexionsindikatoren integriert.

Für die Erfassung der Bewölkung des Untersuchungsraumes und ihre Integration in das Modell sind Satellitendaten mit genügender zeitlicher und räumlicher Auflösung erforderlich. Die Erfordernis der hohen Zeitauflösung können ausschließlich Aufnahmen von Wettersatelliten erfüllen, während deren räumliche Auflösung im Vergleich zu Erderkundungssatelliten relativ grob ist.

Die Satelliten des amerikanischen NOAA-Systems liefern zwar im Vergleich zu geostationären Wettersatelliten nur wenige Bilder pro Tag, haben aber den Vorteil einer hohen Bodenauflösung von 1,1km². Dies ermöglicht sowohl die Erkennung advektiver, großräumig ausgebildeter Bewölkung als auch die Lokalisierung konvektiver Wolkencluster ab einer Größe von einem Kilometer. Die in Abb. 19 angeführten NOAA-Daten des HRPT-Scanners werden vom „Global Land 1 km AVHRR Data Set Project“ des US Geological Survey (USGS) im Internet bereitgestellt (vgl. EIDENSHINK & FAUNDEEN 1996, TEILLET et al. 2000), und können in einzelnen Spektralkanälen herunter geladen werden⁹.

3.2.2. Programm-Module und Verarbeitungsschritte im Überblick

Die folgenden Erläuterungen beziehen sich auf die in Abb. 19 in gelb und violett dargestellten Teilelemente des Algorithmus.

Die Modellierung der kurzwelligen Strahlungsflüsse wurde zu einem größeren Teil mit eigenen Programmen in den Programmiersprachen C++ und Turbo Pascal und zu einem kleineren Teil mit den kommerziellen GIS-Programmen IDRISI und ERDAS-IMAGINE umgesetzt¹⁰.

Die Auswahl eines geeigneten Strahlungstransfermodells auf der Basis der Punktmodellierung war an die folgenden Auswahlkriterien gebunden:

- keine Erfordernis von Meßdaten bzw. Atmosphärenprofilen als Modellvariablen
- Integration von Standardatmosphärenparametern als Modellvariablen
- höhenabhängige Differenzierung des Wasserdampfgehalts
- hohe Übereinstimmung mit den Pyranometermessungen an Strahlungstagen

Es wurden insgesamt 3 parametrische Modellansätze für Standorte von Klimameßstationen in unterschiedlichen Höhenstufen getestet (*Modul: „various irradiation models for a single location“*).

Eine Extrahierung der Bewölkung aus den NOAA-Satellitendaten konnte in der Form eines spektralen Differenzverfahrens realisiert werden (*Modul: cloud detection*). Mit Hilfe von Differenzbildern der Kanäle 3 und 4 ist eine operationelle Erkennung von Bewölkung aufgrund der unterschiedlichen Emissivität und Reflektivität in den Spektralbereichen der beiden Kanäle möglich. Die Integration der Bewölkung in das Einstrahlungsmodell wurde über eine empirisch ermittelte Variable der optischen Transparenz realisiert.

Ausgehend von den Rasterdaten des digitalen Höhenmodells waren zunächst Zwischenprodukte erforderlich, die als Ableitungen direkt aus dem DHM berechnet wurden. Der Informationsgehalt dieser Rasterdaten liefert zusätzlich zum originären Höhenwert des DHM wesentliche Parameter der Geländegeometrie als Eingangsdaten für das Einstrahlungsmodell. Das Horizontmodell besteht aus einem dreidimensionalen Datenfeld, in dem für jedes Rasterelement der zugehörige Horizont in 10-Grad-Schritten abgelegt ist, mithin also 36 Horizontwerte pro DGM-Pixel berechnet werden. Dies ermög-

⁹ Internet-Adresse: <http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/>

¹⁰ mit Ausnahme der Landnutzungsklassifikation von G. Braun, die mit der Software Terramar-Microimage durchgeführt wurde

licht im Programmablauf der Einstrahlungsberechnung eine relativ exakte Bestimmung von Sonnenaufgang und Sonnenuntergang. Diffuse Himmelsstrahlung und diffuse Geländereflexion werden im Modell über die Rasterdatei Skyview-/Terrainviewfaktor bestimmt, wobei hier ebenso wie im Horizontmodell die Horizontlinie über die Berechnung des höchsten sichtbaren Geländepunkts für jede Suchrichtung ermittelt wird. Hangneigungs- und Expositionsmodell bilden die Datengrundlage zur Berechnung der Flächenorientierung und des Einfallwinkels der Direktstrahlung.

Ein Berechnungsansatz von DUGUAY&LEDREW (1991, 1992, s.a. GRATTON et al. 1993) zur flächenhaften Modellierung der Albedo konnte mit einigen wenigen Modifikationen in den Algorithmus übernommen werden. Wesentliche Grundlage dafür ist die Differenzierung der spektralen Eigenschaften von Landoberflächen und deren Abbildung auf die zur Verfügung stehenden Spektralsignale des LANDSAT-5 TM Systems im kurzwelligen Bereich. Es werden hierzu jeweils ein Kanal aus dem „visible“-Bereich, dem nahen Infrarotbereich und dem mittleren Infrarotbereich ausgewählt. Auf diese Weise wird die Reflektivität von Landoberflächen breitbandig, d.h. mit einem oberflächenspezifischen Signal für jeden dieser kurzwelligen Spektralbereiche, erfasst.

Hangneigungsmodell und Expositionsmodell liefern weitere elementare Eingangsparameter zur Berechnung des winkelabhängigen Reflexionsfeldes (*Module: Isotropy/Anisotropy Detection*), und sind außerdem Bestandteil einer Beleuchtungskorrektur der Landsat-Daten, in der die Signalabsenkung durch sonnenabgewandte Flächen weitestgehend ausgeglichen wird (*Module: Detection of sensor saturation, Illumination correction*). Auf der Grundlage der vorhandenen Landnutzungsklassifikation konnte allen Flächenelementen die Klassen unbedeckter Boden, Vegetation und Schnee/Eis als Basis-klassen für die Albedomodellierung zugewiesen werden (*Modul: extraction of 3 main classes*).

In der ersten Entwicklungsphase des Reflexionsmodells wurde zunächst der flächenspezifische Grad der Anisotropie und die Relevanz der anisotropiekorrigierten Albedo ermittelt (*Modul: Albedo Model*). Im Anschluß an diese Test-Berechnungen konnte dieser Teil-Algorithmus in die Modellierung der potentiellen Reflexion einbezogen werden.

Integriert man alle Teil-Algorithmen und Zwischenergebnisse in der dargelegten Weise, so erlangt man die Hauptelemente des Modellalgorithmus, das Einstrahlungsmodell (*Modul: Model of potential irradiation*), das Reflexionsmodell (*Modul: Model of potential shortwave reflected radiation*), und das Strahlungsbilanzmodell (*Modul: Model of potential shortwave net radiation*). Über eine Integration der Bewölkung aus NOAA-Daten wird schließlich eine Näherung an die reellen Einstrahlungssummen erreicht (*Modul cloud corrected irradiation model*).

In Abb. 19 wird sowohl der modulare Aufbau des Algorithmus deutlich, als auch die schrittweise Erstellung von Teilprogrammen, die dadurch einzeln getestet werden konnten. Gleichzeitig war es möglich, die Ergebnisse auf Plausibilität zu prüfen, und somit sicherzustellen, daß die Fehlersuche nach logischen Fehlern immer auf einen überschaubaren Teil des Gesamtalgorithmus begrenzt blieb.

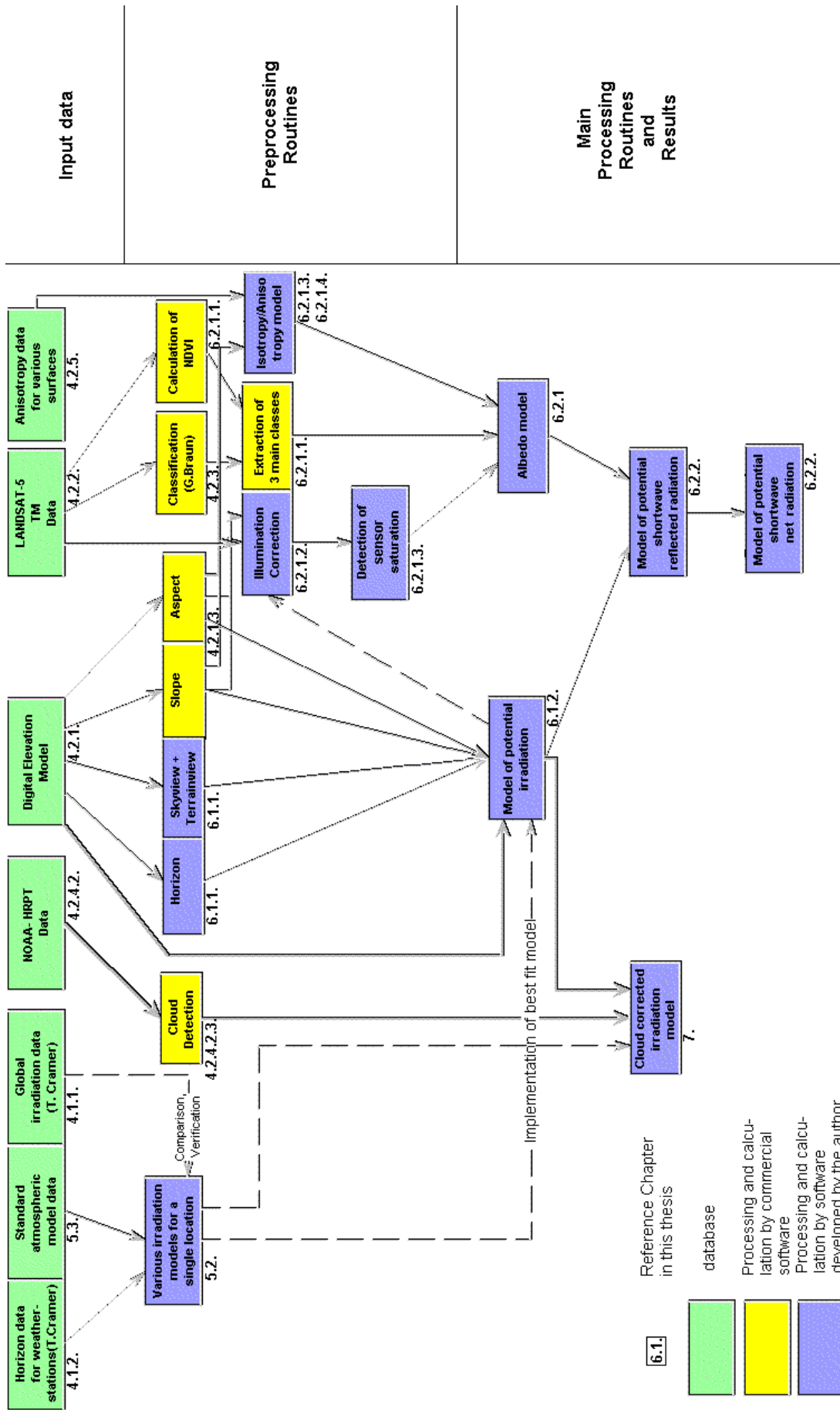


Abb. 19: Der modular aufgebaute Algorithmus des Gesamtmodells
 Fig. 19: The modular structure of the total model algorithm

4. Räumliche Datengrundlagen

4.1. Punktdaten

4.1.1. Globalstrahlungsdaten

Im Norwest-Karakorum wurde zur Ergänzung der Klimadaten des PMD und zur Erfassung horizontaler wie vertikaler Gradienten ein Klimameßnetz mit mechanischen und automatischen Wetterstationen installiert und betrieben (CRAMER 2000). Bis zum Einsatz dieser CAK-Wetterstationen wurden ausschließlich die in den Haupttälern installierten pakistanischen Stationen zur Darstellung der klimatischen Verhältnisse im Karakorum herangezogen. Die während der Projektlaufzeit von CAK im Bagrot-Tal, Yasin-Tal und im Anschluß daran auch im Hunza-Tal errichteten Stationen liefern Daten über den hypsometrischen Klimawandel und schließen somit eine seit Beginn der Forschungsarbeiten im Karakorum bestehende Informationslücke (MIEHE et al. 2001).

Eine Validierung und Kalibrierung der Punktmodelle an Globalstrahlungsmeßdaten in der dargestellten Weise ist nur dann sinnvoll, wenn die erforderlichen Datensätze für den Standort zur Verfügung stehen. Die ab dem Kap. 5 erläuterten Modellberechnungen basieren daher auf Meßdaten der Wetterstationen im Bagrot-Tal, da für diese Stationsstandorte auch die entsprechenden Horizontvermessungen zur Berechnung der Punktmodelle vorlagen.

Von den insgesamt 12 Wetterstationen im Bagrot-Tal waren 5 mit Globalstrahlungssensoren des Typs LiCor LI200SZ, ausgerüstet. Der Hersteller gibt für diesen Sensortyp eine spektrale Bandbreite von 0,28 bis 2,8 μ m sowie einen maximalen Meßfehler von $\pm 5\%$ an. Die Strahlungssensoren wurden horizontal montiert, sodaß die einfallende Solarstrahlung aus dem gesamten oberen Halbraum mit dem Radius 2π am Sensor auftraf. Dies hatte zur Folge, daß je nach Topographie an Strahlungstagen mit Schneebedeckung die diffuse Reflexstrahlung umliegender Hangpartien einen wesentlichen Anteil an der Gesamtstrahlung einnahm.

Die Datalogger der Klimastationen speicherten die gemessene Globalstrahlung zu jeder vollen Stunde. Aufgrund dieser relativ groben Zeitauflösung war eine eindeutige Erkennung des Sonnenaufgangszeitpunktes in Form eines Anstiegs der Meßwerte nicht möglich (vgl. Abb. 36 und 37).

Insgesamt standen von den 5 Klimastationen folgende Meßzeiträume zur Verfügung (zur Lagebeschreibung siehe CRAMER 2000):

<u>Dainyor</u>	<u>Diran</u>	<u>Dame tief</u>	<u>Dame hoch</u>	<u>Dadormal</u>
Jan. - Dez 1991	Jan. - Dez 1991	Jan. - Dez 1991	Jan. - Dez 1991	Jan. - Dez 1991
	Jan. - Dez.1992			Jan. - Dez 1992
	1.1. - 4.9.1993			Jan - Dez 1993

Hinzu kamen Daten der Station „Baldihel“ im Hunza-Tal aus den Jahren 1993 und 1994, die jedoch wegen fehlender Horizontdaten nicht verwendet wurden.

CRAMER stellte explizit heraus, daß die gemessenen Strahlungswerte den Einfluß von Neigungswinkel und Exposition des Geländes zur Sonne nicht berücksichtigen. Dies hat einerseits den Vorteil, daß für eine standortbezogene Punktmodellierung die Flächenorientierung außer acht gelassen werden kann, andererseits sind sowohl die gemessenen als auch die modellierten Punktdaten nur bedingt für eine Validierung der Flächenmodelle geeignet.

Beispiele für die Globalstrahlungsdaten finden sich in den Kapiteln 2.2.2., 5.3. und 7.1.

4.1.2. Horizontdaten aus Fischaufnahmen

Insbesondere in Hochgebirgsräumen hat die Horizontüberhöhung einen entscheidenden Einfluß auf den Energiebetrag der empfangenen direkten und diffusen Solarstrahlung. Anhand der o.a. Meßdaten wurde deutlich, daß die Klimastation am Standort „Dame tief“ aufgrund eines bis zu 72° hohen Horizonts im Südsüdwesten (vgl. Abb. 21) einen wesentlich geringeren Strahlungsempfang im Jahresverlauf aufweist als die übrigen Stationen.

Die Vermessung des Horizontes an den jeweiligen Standorten basierte auf einem einfachen, photographisch gestützten Meßverfahren. Mit einer Fischaugekamera, deren Objektiv einen Öffnungswinkel von 180° hat, wurde der Horizont des Standortes photographisch erfasst. Derartige Aufnahmen fanden in der angewandten Klimatologie bereits mehrfach Verwendung, so z.B. zur Bestimmung des Bewölkungsgrades (WINIGER 1975), zur Ermittlung der freien Himmelskuppel in urbanen Straßenschluchten (HOLMER 1992), sowie zur Berechnung der diffusen Solarstrahlung (McARTHUR & HAY 1981).

Voraussetzungen zur Verwendung eines Fisheye-Photos für die Horizontberechnung sind ein weitgehend bewölkungsfreier Himmel zur Bestimmung der Sonnenposition als Fixpunkt und möglichst freie Sicht auf den Horizont in alle Richtungen.

Zum Einsatz kam eine Kleinbildkamera (Filmmaß 24x36mm) und ein Fischauge-Objektiv mit einer Brennweite von 8mm. Die Kamera wurde für die Aufnahmen in horizontaler Lage auf ein Stativ montiert, und mit Hilfe einer auf dem Objektivdeckel angebrachten Dosenlibelle feinhorizontiert. In dieser Stellung fällt der astronomische Zenit mit dem Bildmittelpunkt zusammen.

Die Methode eignet sich im Gegensatz zu wesentlich aufwendigeren geodätischen Verfahren mit Tachymetertheodoliten besonders für den Feldeinsatz im Hochgebirge, da mit einer relativ leichten Ausrüstung in kürzester Zeit eine Vielzahl von Horizonten an mehreren Standorten aufgenommen werden kann. Der Zeitaufwand pro Standort beträgt ca. 20 Minuten.

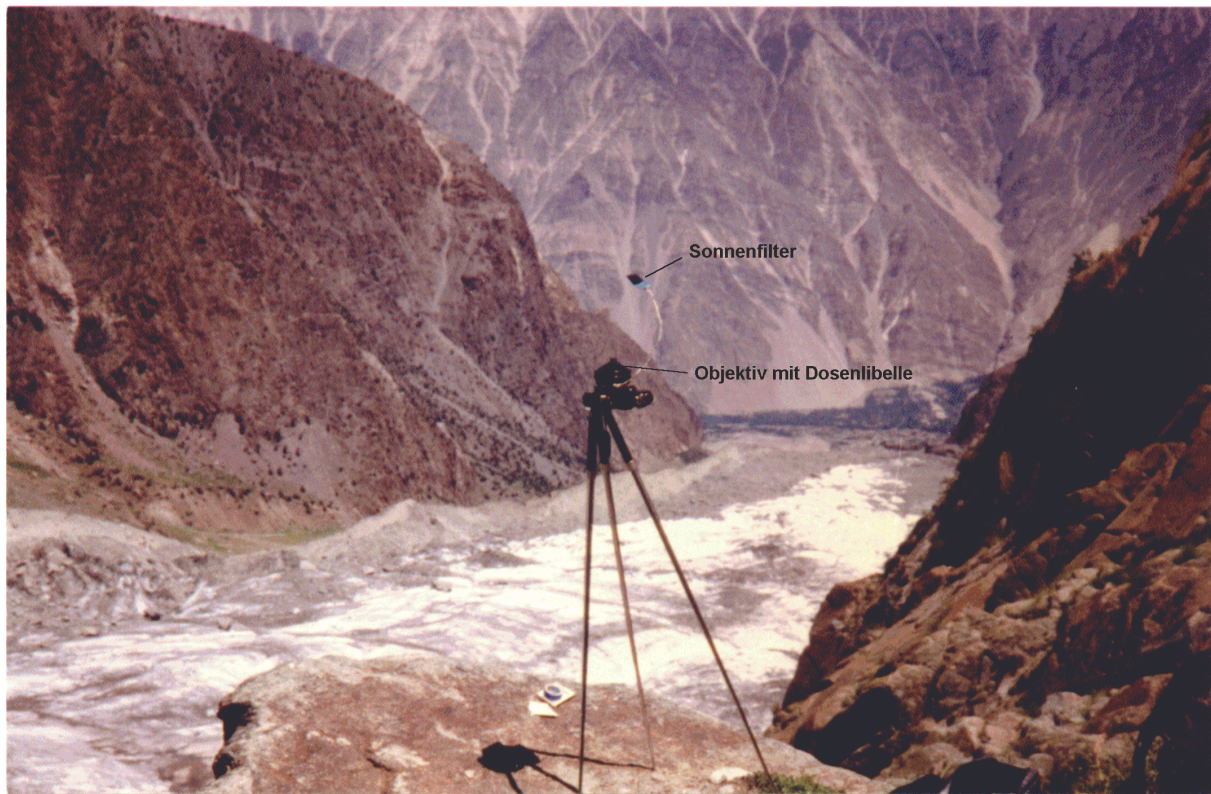


Abb. 20: Fischaugenkamera am Pisan-Gletscher/Hunza-Karakorum

Fig. 20: Fisheye-camera at the Pisan-glacier/Hunza-Karakorum

Zur digitalen Umsetzung der Photographie muß das abgebildete topographische Kontinuum Horizont zunächst diskretisiert werden. Es wurde eine Einteilung in Azimut-Schritten von 1 Grad gewählt, die naturgemäß eine Generalisierung der Bildinformation zur Folge hat. Diese ist jedoch tolerierbar, da topographische Details in den digitalisierten Horizontbildern noch ausreichend genau wiedergegeben werden. Die eigentliche Messung von Azimut und Elevation des Horizontes erfolgte mit einem Digitalisier-tablett am Computerarbeitsplatz, wobei der Abstand zwischen dem Bildrand und dem im Bild sichtbaren Horizont für jede Azimutrichtung gemessen und in eine Datei übertragen wurde.

Bei diesem Verfahren ist zu berücksichtigen, daß in der Regel die aufgenommene Umgebung nicht äquidistant wiedergegeben wird. Um die erforderliche Genauigkeit der Horizontprojektion zu erreichen, mußten die Abweichungen von der äquidistanten Abbildung, die aufgrund der radialen Verzeichnung des Objektivs entstehen, ermittelt und rechnerisch ausgeglichen werden. Da für diese Berechnungen keine Herstellerdaten zur Verfügung standen, wurde die Abbildungsgeometrie des Objektivs anhand einer Meßaufnahme ausgeglichen. Zu diesem Zweck wurden aus dieser Aufnahme markante Punkte in verschiedenen Zenitwinkeln ausgewählt, und anschließend mit einem Tachymetertheodoliten vermessen. Die festgestellten Abweichungen konnten in Form einer Regressionsgleichung in die Horizontberechnung integriert werden. Der verbleibende Fehler lag anschließend unter $\pm 1^\circ$ Zenitwinkel.

In Abb. 21. sind beispielhaft 2 Horizontdatensätze von Klimastationsstandorten im Bagrot-Tal graphisch dargestellt. Anhand dieser Beispiele wird der Einfluß der Horizontüberhöhung auf die Sonnenscheindauer besonders deutlich. Während am Standort „Dame tief“ bereits am frühen Nachmittag die Sonne vom

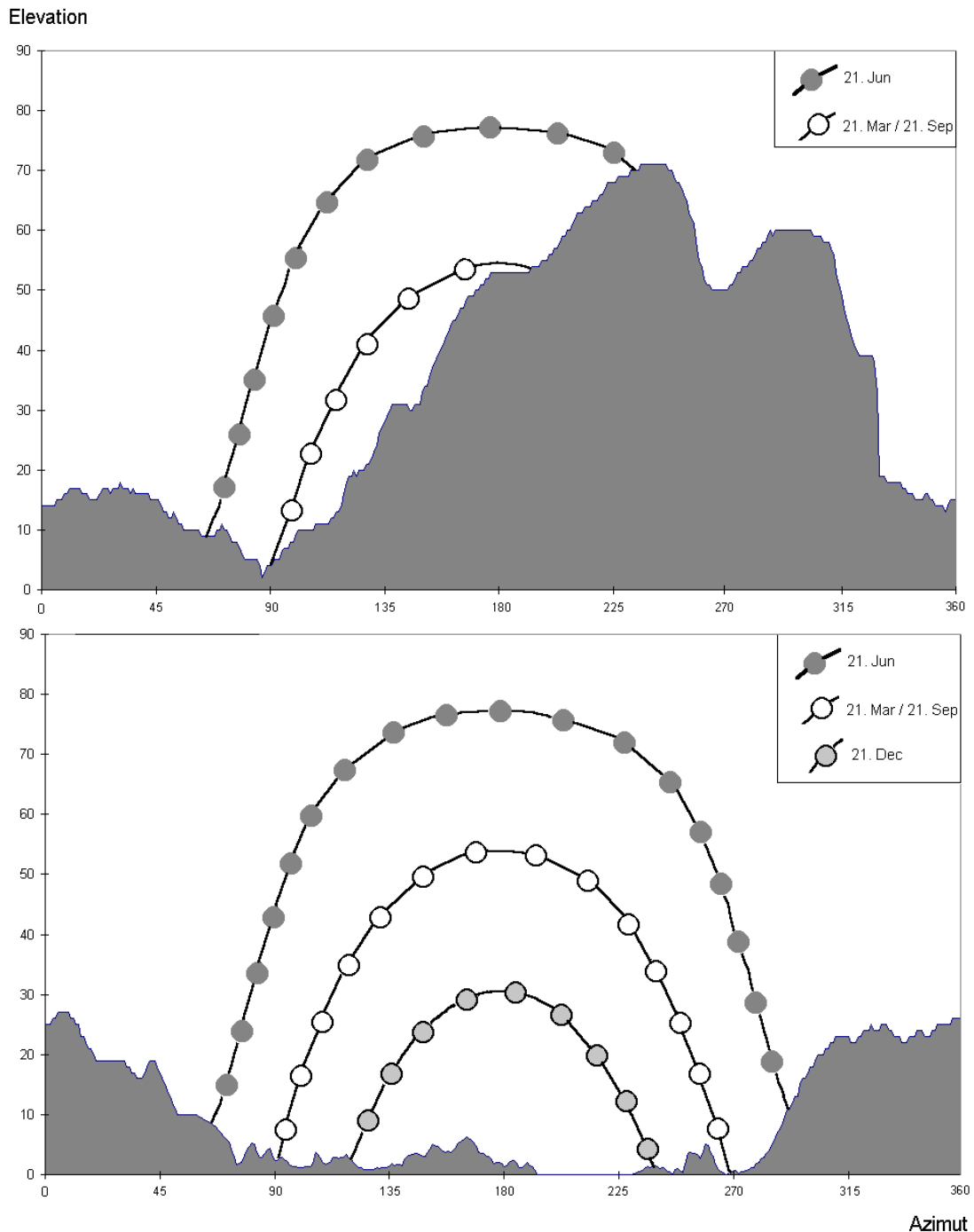


Abb. 21: Verlauf des Tagesbogens der Sonne und der zugehörige Horizont berechnet für die Standorte an den Wetterstationen Dame tief (oben) und Diran (unten) ($0^{\circ}/360^{\circ}$ =Nord, 180° =Süd)

Fig. 21: Sunpath and the corresponding horizon calculated for the locations at the weather stations Dame tief (upper) and Diran (lower) ($0^{\circ}/360^{\circ}$ =north, 180° =south)

Horizont verdeckt wird, ist die Sonnenbahn am Standort „Diran“ nahezu frei von jeglichen topographischen Hindernissen.

Insgesamt wurden an den Standorten der Klimastationen im Laufe der Arbeiten von CRAMER jeweils eine Aufnahme und im Untersuchungsraum Hunza im Rahmen der Diplomarbeit des Verfassers 10 Aufnahmen an verschiedenen Standorten angefertigt und digitalisiert.

4.2. Rasterdaten

4.2.1. Das digitale Höhenmodell

4.2.1.1. Erfassung topographischer Vektordaten

Die topographische Basis des digitalen Höhenmodells entstammt Stereoautographenplänen der deutsch-österreichischen Karakorum-Expeditionen in den Jahren 1954 und 1959 (PAFFEN et al. 1956, SCHNEIDER&BAUMERT 1968). Dieses Kartenwerk lag bei Erstellung des Höhenmodells in Form von Lichtpausen im Maßstab 1: 50.000 vor. Mittlerweile wurde eine topographische Karte im Maßstab 1:100.000 aus den einzelnen Plänen erstellt und im Jahr 1996 veröffentlicht (FINSTERWALDER 1996). In der Regel liegen die Lage- und Höhenfehler einer Stereoautographenkartierung des o.a. Maßstabes bei etwa 10m (HAKE 1982, S.80). Da jedoch im Laufe der photogrammetrischen Aufnahme einige Geländeabschnitte nicht einsehbar waren, und somit topographisch interpoliert werden mußten, ist zumindest in diesen Bereichen mit einem wesentlich größeren Fehler zu rechnen. Nach PAFFEN et al. (1956) betrifft dies vor allem die hoch gelegenen Gletscherkare. Hinzu kommt, daß eine Überprüfung der Maßhaltigkeit der Lichtpausen anhand der Größe der UTM-Gittermaschen Abweichungen bis zu 1mm festgestellt wurden (mdl. Mitt. R. SPOHNER), wodurch weitere Lagefehler bis zu 50m entstehen können.

Zunächst wurden die wesentlichen topographischen Informationen dieses Kartenwerks in einzelnen UTM-Gitterquadraten der Größe 5x5km digitalisiert und im Vektorformat abgespeichert. In der Regel genügte die Erfassung der Isohypsen im Höhenabstand von 100m sowie aller vermessenen Höhenpunkte (vgl. BRAUN 1996, S. 51). Dort, wo die 100m - Isohypsen die Geländeformen nicht ausreichend repräsentierten, wurden die 50m-Zwischenintervalle hinzu genommen.

Die hierfür verwendete Software ermöglichte dabei die Digitalisierung im Linienverfolgungsmodus mit konstantem Zeitintervall (stream mode). Dabei wird die Aufzeichnung der Höhenpunkte pro Linie dichter, sobald sich die Richtung ändert (HAKE 1985, S. 252, SCHERER 1989, s.a. Abb. 22). Markante

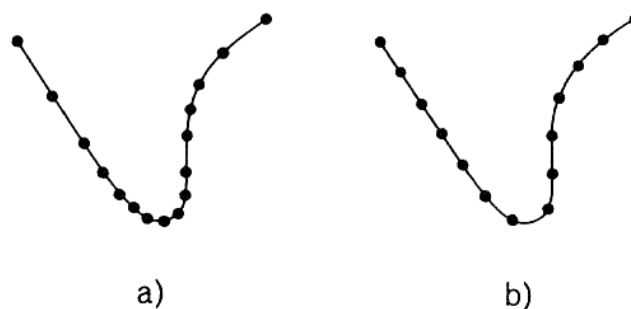


Abb. 22: Vektorielle Digitalisierung einer Höhenlinie mit konstantem Zeitintervall im

a) „stream mode“ bzw. mit konstantem Wegintervall im b) „distance mode“ (nach: HAKE 1985)

Fig. 22: Vector digitizing of an elevation line with a constant time interval in a „stream mode“ (a) and with a constant path interval in a „distance mode“ respectively (b) (after HAKE 1985)

Geländeformen wie Höhenrücken, Gletschermoränen und Taleinschnitte werden dadurch besser repräsentiert als in anderen Digitalisiermodi. Auf diese Weise konnten bis zu 8.500 Höhenpunkte pro UTM-Quadrat aufgenommen und für eine möglichst detailgenaue Flächeninterpolation zur Verfügung gestellt werden.

4.2.1.2. Interpolation zu einem Rastermodell

Im Anschluß an die Digitalisierung erfolgte die Interpolation der einzelnen UTM-Gitterquadrate im Kriging-Verfahren zu einem digitalen Raster.

Die Kriging-Methode bietet gegenüber anderen Interpolationsverfahren einige wesentliche Vorteile. So kann zum Beispiel über ein Variogramm-Modell eine Distanzgewichtung integriert werden. Des weiteren versucht dieses speziell für räumliche Modelle entwickelte Interpolationsverfahren, Trends in irregulär verteilten Daten zu erkennen (LANG 1995), wodurch z. B. Punkte entlang eines Höhenzuges im Rastermodell zu einer Kammlinie verbunden werden. Andererseits war dieses Verfahren sehr speicher- und berechnungsintensiv, sodaß von einer Interpolation des Gesamtmodells in einem einzigen Programmlauf abgesehen werden mußte.

Bei der Zusammenstellung des Gesamtmodells wurden vereinzelt Restklaffungen zwischen benachbarten UTM-Quadraten festgestellt, die als geringfügige Fehler der Topographie in Kauf genommen werden mußten. Erste Anwendungen des DHM in seiner ursprünglichen Auflösung von 40m waren Berechnungen zur räumlichen Verteilung der potentiellen Sonnenscheindauer (SCHMIDT 1993, BRAUN 1996). Für weitergehende Modellberechnungen sowie die Geokorrektur der Satellitendaten war die Anpassung des Höhenmodells an die Auflösung des LANDSAT-5-TM Systems erforderlich.

Es entstand schließlich ein digitales Rasterhöhenmodell mit den folgenden Hauptmerkmalen:

Auflösung pro Rasterpixel:	30m
Anzahl der Zeilen:	1343
Anzahl der Spalten:	1679
Datentyp:	ganzzahlig Integer/Binary
Minimaler Höhenwert:	1663m (Talausgang d. Hunzaflusses)
Maximaler Höhenwert:	7800m (Rakaposhi Peak)
Geogr. Koord. des Mittelpunktes:	74° 25' östl. Länge, 36° 20' nördl. Breite

Die Abb.23 zeigt das Histogramm des digitalen Höhenmodells Hunza mit den Flächenanteilen der Höhenintervalle bei einer Intervallgröße von 10m. Hierin wird deutlich, daß die verwendete Interpolationsroutine im Bereich einiger 100m-Isopynen Treppungen verursachte. Diese fehlerhaften Darstellungen der Geländehöhe sind in ihrem Absolutbetrag nicht bedeutsam, sie beeinflussen jedoch die Berechnung der Hangneigung und wirken sich somit auch auf die Berechnung der Flächennormalvektoren für das Strahlungsmodell aus.

Ein visueller und somit qualitativer Vergleich der Topographie im digitalen Höhenmodell Hunza mit den geometrisch korrigierten LANDSAT-5-TM-Daten durch G. BRAUN (1996, S. 50, s.a. Abb. 24) zeigte

dennoch, daß die Reliefstrukturen nur unwesentlich zwischen DHM und Satellitenbild differierten. Am Geographischen Institut der Universität Bonn wurde eine Ergänzung der Vektordaten sowie eine erneute Interpolation des DHM Hunza kürzlich abgeschlossen, sodaß für künftige Forschungsarbeiten ein verbessertes digitales Höhenmodell zur Verfügung steht.

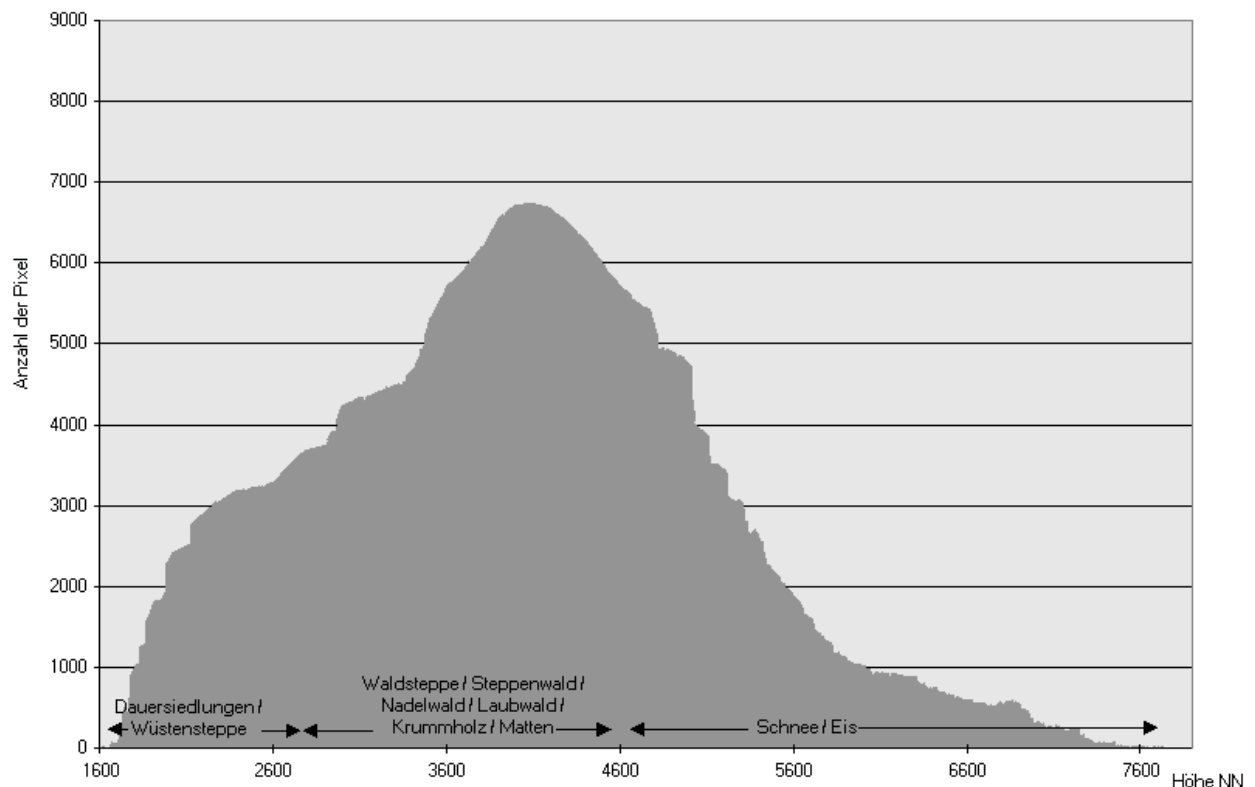


Abb. 23: Histogramm der Flächenanteile des digitalen Höhenmodells Hunza

Fig. 23: Histogram of the elevation levels covered by the digital elevation model Hunza

4.2.1.3. Die Ableitung von Flächenneigung und Flächenexposition

Neigung und Exposition der Flächen im DHM sind elementare Bestandteile des Datenmodells und werden im Laufe des Gesamtalgorithmus mehrfach verwendet. Sie können direkt aus den Rasterdaten des Höhenmodells abgeleitet werden. Mit Hilfe der GIS-Software IDRISI wurden jeweils ein Hangneigungsmodell und ein Expositionsmodell erstellt. Das Programm ermittelt dabei aus den Höhenwerten einer 3 x 3 Pixelumgebung den jeweiligen Raumwinkel.

Beide Raumwinkel werden in ganzzahligen, positiven Grad-Einteilungen in den entsprechenden Rasterdateien abgelegt, wobei die Hangneigung zwischen 0° und 90° variiert, während die Exposition Werte zwischen 0° und 359° annehmen kann. Die hohe Reliefenergie im Untersuchungsraum wird erneut deutlich, wenn man neben dem Histogramm in Abb. 23 auf der Basis des Hangneigungsmodells die mittlere Hangneigung berechnet, die hier bei 35° liegt. Insbesondere der visuelle Vergleich der Flächenexposition mit topographischen Karten und Satellitenbildern eignet sich zur Überprüfung der Topographie im digitalen Geländemodell (siehe Abb. 24).

4.2.1.4. Fehlerbetrachtung

Bei der Verwendung von generalisierten digitalen Rasterdaten für flächenorientierte Modellberechnungen ist die Genauigkeit der Input-Daten für eine Bewertung der Modellergebnisse von hoher Bedeutung. Für eine entsprechende Beurteilung der topographischen Fehler wurden die erzeugten Rastermodelle zunächst einem visuellen Vergleich mit anderen topographischen Daten unterzogen. Hinzu kam eine stichprobenartige Überprüfung der möglichen Fehlereinflüsse auf die Strahlungsberechnung anhand der Horizontvermessungen.

Abb. 24 zeigt einen qualitativen Vergleich zweier unterschiedlicher Quellen topographischer Informationen mit dem Expositionsmodell für einen Ausschnitt des Untersuchungsraumes bei Karimabad, wobei die Hangrichtungen von 0° bis 180° in dunklen Schattierungen und von 181° bis 359° in hellen Schattierungen dargestellt sind. Es wird deutlich, daß nur in wenigen flacheren Geländeabschnitten die Dichte der Höhenlinien und somit die Basisinformation für die Interpolationsroutine nicht ausreichte, um topographische Elemente vollständig und detailliert im Geländemodell wiederzugeben. Mit zunehmender Höhenliniendichte im Hang- und Kammbereich treten jedoch auch topographische Details wie Hangrinnen und Lawenbahnen wieder genügend deutlich hervor, sodaß insgesamt von einer ausreichenden topographischen Detailtreue ausgegangen werden kann.

Die Horizontdaten dienen nicht nur der Berechnung direkter und diffuser Einstrahlung in den Punktmodellen, sondern erlaubten eine weitere Kontrolle der Genauigkeit des digitalen Höhenmodells. Die Programmroutinen zur Ermittlung des Horizontes und des Sky View Faktors wurden dabei modifiziert, so daß eine Gegenüberstellung dieser beiden Parameter aus dem Höhenmodell und den Fish-Eye-Aufnahmen möglich wurde. Ein Vergleich der Horizontlinien in Abb. 25 zeigt, daß an Standorten mit einem hohen Horizont aufgrund der generalisierten Topographie im Geländemodell dieser nur annähernd realitätsgetreu wiedergegeben wird. Anhand der eingefügten Tagesbögen der Sonne ist zu erkennen, daß aufgrund der Abweichungen Elevation und Azimut der Sonnenauf- und Sonnenuntergänge ein Fehler unterworfen sind, der sich in erster Linie auf die berechneten Summen der direkten Einstrahlung im Modell auswirkt. Dieser Fehler ist an Standorten mit hohem Horizont in Richtung des Sonnenauf- bzw. Sonnenuntergangs bei entsprechenden Abweichungen der Horizontelelevation im DGM besonders hoch, da zu beiden Zeitpunkten die Direktstrahlung einen hohen Anteil an der Globalstrahlung erreicht. Wenn sich die Sonnenbahn zeitnah zum Wintersolstitium dem Horizont nähert, und diesen in relativ flachem Winkel durchstößt, führen selbst geringe Abweichungen in der Berechnung der Horizonthöhe zu modellbedingten Fehlern.

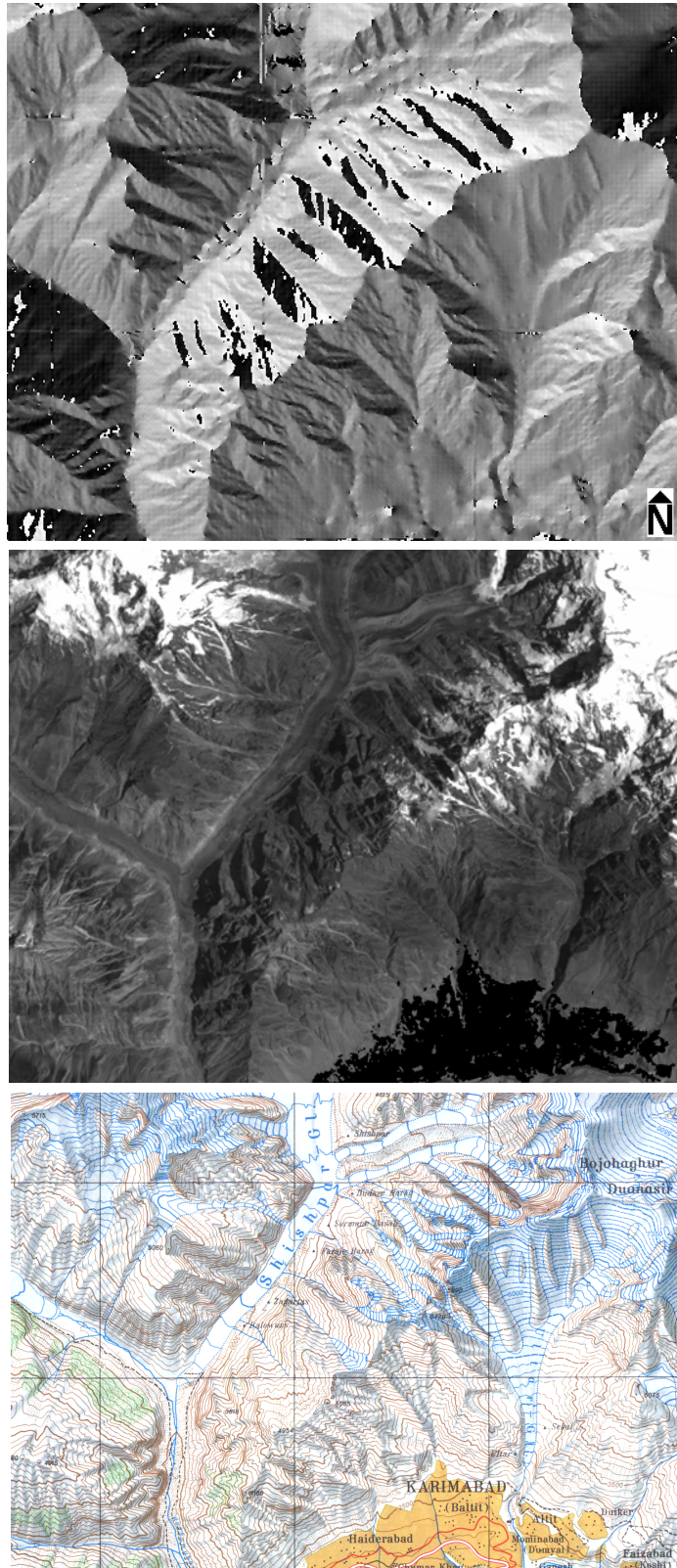


Abb. 24: Das DHM Hunza (oben) im Vergleich zum LANDSAT-5 TM Kanal 3 (Mitte) und der topographischen Karte 1:100.000 des dt. Alpenvereins (FINSTERWALDER 1996) (unten)

Fig. 24: The digital elevation model Hunza (upper) in comparison with the LANDSAT-5 TM channel 3 (middle) and the topographical map 1:100.000 of the german Alpenverein (FINSTERWALDER 1996) (lower)

Es ist jedoch davon auszugehen, daß die Horizontfehler im DHM umgekehrt proportional zur Entfernung des Horizontes kleiner werden. Liegt ein Horizontpixel in direkter Nähe zum Standort, so wirkt sich dessen Differenz zur tatsächlichen Höhe NN wesentlich gravierender aus als bei weiter entferntem Horizont. Die dargestellte Situation am Standort Pisan-Gletscher (A3) kann somit durchaus als Beispiel für die maximal möglichen Fehler gelten, da die Horizontlinie hier in unmittelbarer Nähe von den Höhenzügen der Rakaposhi-Kette und den Talflanken des Pisan-Gletschers gebildet wird.

Diese Annahme bestätigte sich auch anhand einer weiteren Fehlerschätzung auf der Basis des Skyview Faktors (vgl. Abb. 26), der als Maß für den von der Horizontlinie begrenzten freien Himmel in die Modellierung der diffusen Strahlung eingeht. Die Kamerastandorte A3 bis A6, an denen der Horizont in unmittelbarer Nähe liegt, zeigen deutlichere Differenzen als die übrigen Standorte. Insgesamt bewegen sich die in Abb. 26 dargelegten Fehler in akzeptablen Grenzen, zumal Abweichungen von unter 1% bereits im Bereich der Rundungstoleranz des berechneten Skyview-Modells liegen.

Trotz der vorgenannten Abweichungen ist, in Übereinstimmung mit BRAUN (1996), die Genauigkeit des digitalen Höhenmodells als ausreichend für die Verwendung als Basismodell in einer Strahlungsmodellierung anzusehen.

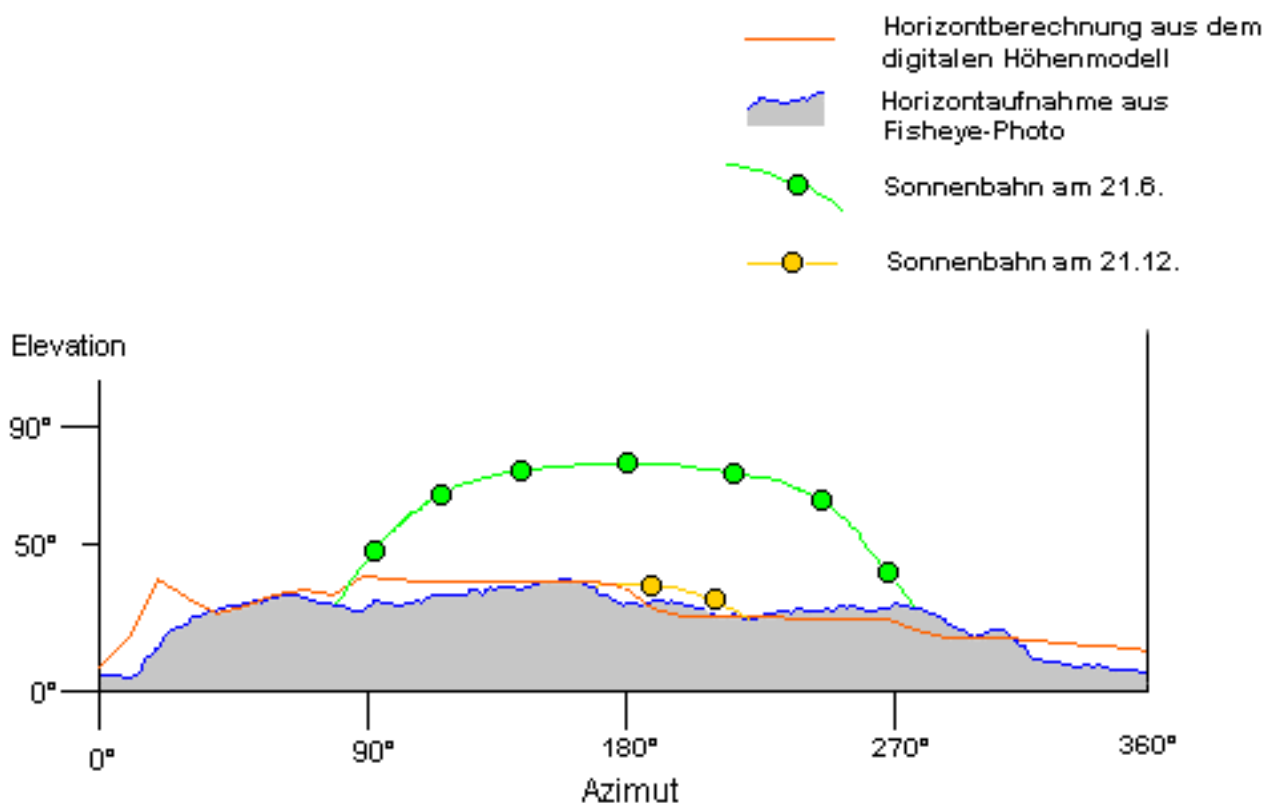


Abb. 25: Horizont aus einer Fischeyaufnahme und aus dem digitalen Höhenmodell im Vergleich (Standort: Pisan-Gletscher)

Fig. 25: Horizon from a fisheye-photo compared with the horizon from the digital elevation model (Location: Pisan glacier)

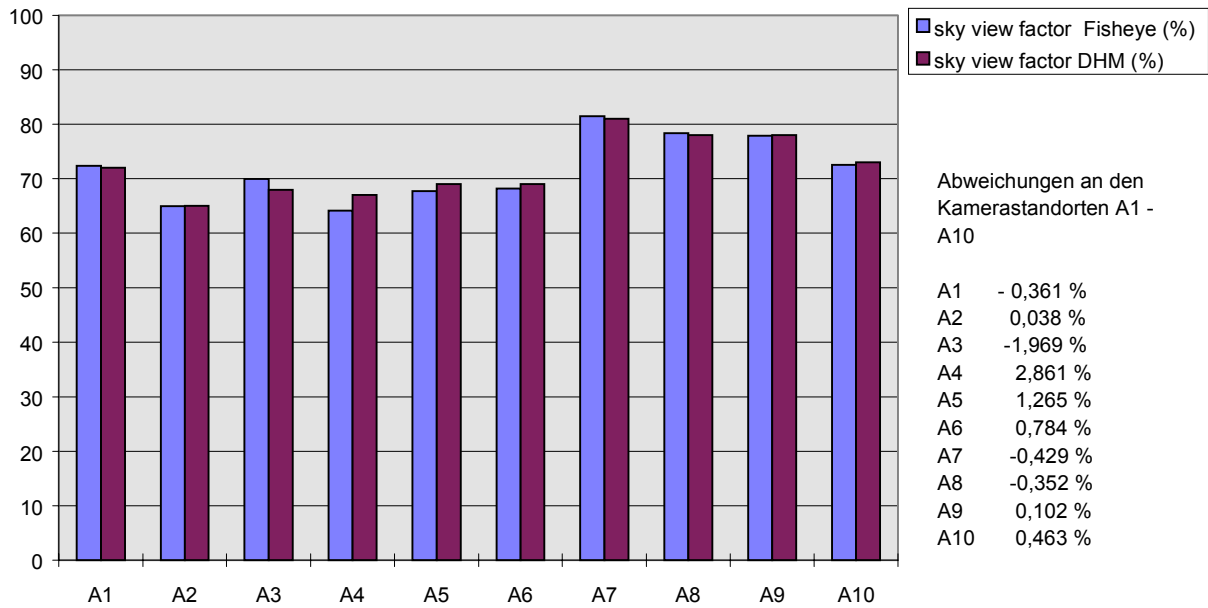


Abb. 26: Vergleich des Skyview Faktors auf der Basis der Fisheye-Aufnahmen und des digitalen Höhenmodells

Fig. 26: Sky view factor derived from fisheye photographs compared with that derived from the digital elevation model

4.2.2. LANDSAT-5-TM Satellitendaten

Die Satelliten des LANDSAT-Systems gehören zu den hochauflösenden, operationellen Erderkundungsplattformen. Neben der hohen räumlichen Auflösung sind insbesondere eine hohe spektrale Auflösung und eine genügende Bandbreite im kurzwelligen Bereich notwendig für eine GIS-gestützte, flächenbezogene Modellierung reflektierter kurzweiliger Strahlungsflüsse in Hochgebirgsräumen. Diese Anforderungen werden von den Bilddaten des LANDSAT-5-TM Systems erfüllt (siehe Tab. 2).

Kanal-Nr.	spektrale Auflösung	räumliche Auflösung	differenzierbare Raummerkmale
1	0,45-0,51 μ m	30 x 30m	Bodenbewuchs, Laub- oder Nadelwald, Pflanzenstreif, Straßen, Gebäude
2	0,52-0,60 μ m	30 x 30m	Vitalität der Veg., lokales Maximum grüner Veg.
3	0,62-0,69 μ m	30 x 30m	Differenzierung der Veg., Biomassekartierung
4	0,77-0,90 μ m	30 x 30m	Biomassekartierung, Bodenfeuchte, Pflanzenunterscheidung
5	1,56-1,78 μ m	30 x 30m	Wassergehalt von Pflanzen und Böden, Wolken/Schnee
6	10,40-12,50 μ m	120 x 120m	Temperatur, Pflanzenstreif
7	2,09-2,34 μ m	30 x 30m	Geologie, Bodengüte, Vegetationsfeuchte

Tab. 2: Räumliche und spektrale Eigenschaften der Kanalsensoren des LANDSAT-5-TM Systems (EOSAT: LANDSAT Technical Notes No. 1, Aug 1986, BRAUN 1996)

Table 2: Spatial and spectral attributes of the LANDSAT-5-TM channel detectors (EOSAT: LANDSAT Technical Notes No. 1, Aug 1986, BRAUN 1996)

Der LANDSAT-5-Satellit bewegt sich auf einer sonnensynchronen, nahezu polaren Umlaufbahn in ca. 705 km Höhe bei einer Bahninklination von $98,2^\circ$ gegenüber der Äquatorebene (EOSAT 1986), wobei der Scanspiegel des Abtastsystems die Erdoberfläche in einem 185 km breiten Streifen erfasst. Die technische Ausstattung verfügt im kurzwelligen Bereich über 16 Detektoren pro Kanal, deren Empfangssignal in ein 8-Bit-Spektrum umgewandelt wird, und somit eine Differenzierung von 256 Werten möglich ist.

Zur Anwendung kam ein Ausschnitt einer LANDSAT-5-TM Viertelszene (149/35) vom 06.07.1990. Diese Szene hatte den Vorteil, daß zum Überflugzeitpunkt des Satelliten um ca. 10 Uhr 30 die Beleuchtung durch die Sonne ausreichte, sodaß der Anteil von abgedunkelten Kernschattenbereichen, die in der Regel Probleme bei der Verarbeitung der spektralen Signale bereiten, relativ gering war.

In Hochgebirgsräumen mit hoher Reliefenergie ist eine aufwendige Geokorrektur der Satellitendaten für eine Verwendung in der angestrebten Weise unerlässlich. Da auch der hier angewandte affine Ansatz die Lageveränderungen einzelner Punkte aufgrund großer Höhenunterschiede nicht vollständig ausgleichen kann, lag der mittlere Lagefehler an den Paßpunkten nach der geometrischen Korrektur bei 3,7 Pixeln (BRAUN 1996, S. 46), was einer Horizontaldistanz von ca. 110m entspricht.

Zum Einsatz kamen die kurzwelligen Spektralkanäle des LANDSAT-5-Systems, deren spektrale Bandbreiten in Abb. 27 in Relation zu den Reflexionskurven von Landoberflächen dargestellt sind.

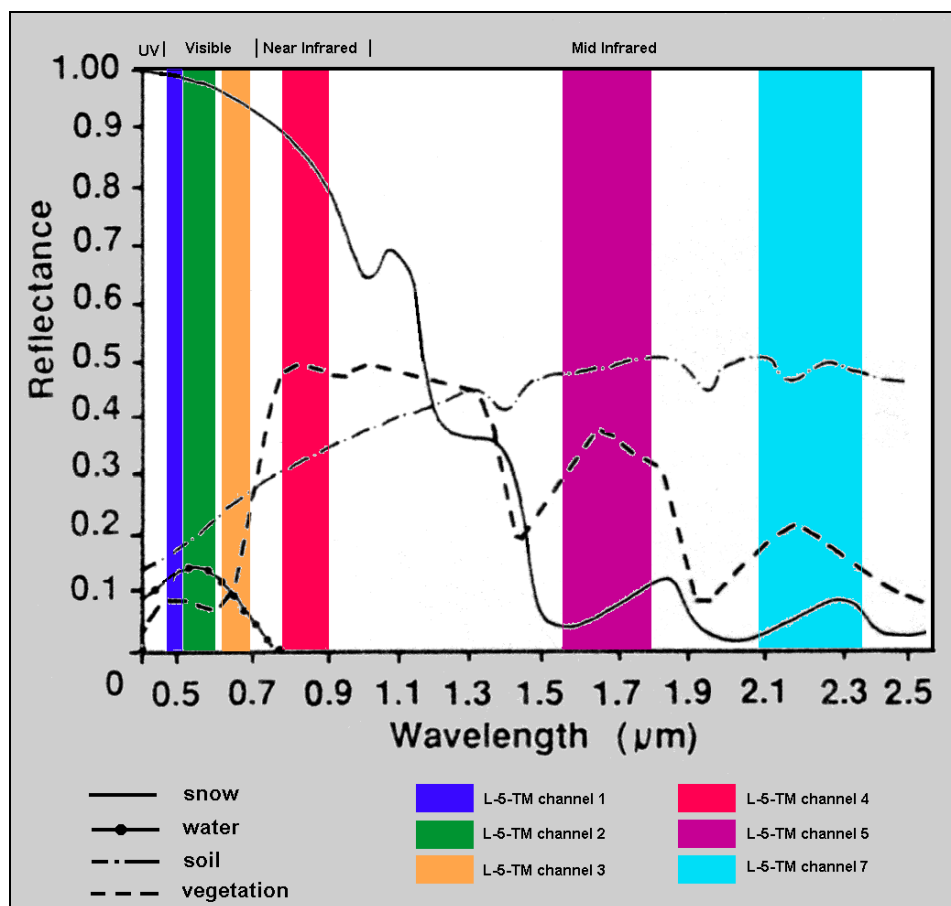


Abb. 27: Spektrale Reflexionskurven von Landoberflächen in Relation zu den kurzwelligen Empfangsspektren der LANDSAT-5-Detektoren

Fig. 27: Spectral reflection curves land surfaces related to the shortwave receiving spectra of the LANDSAT-5 detectors

Aus dieser Graphik wird deutlich, daß die spektralen Minima und Maxima der 4 Oberflächenklassen in den LANDSAT-Kanälen genügend repräsentiert sind. Insbesondere die hohe spektrale Auflösung in den Bereichen des sichtbaren Lichts und des nahen Infrarots ermöglichen bei der Klassifizierung von Landoberflächen die Unterscheidung einzelner Klassen (BRAUN 1996, S. 25 ff.). Spektrale Auflösung und Bandbreite der LANDSAT-Sensoren ermöglichten schließlich auch die numerische Darstellung der Reflexionseigenschaften der im Untersuchungsraum vorkommenden Landoberflächen, eine wesentliche Voraussetzung für die Erstellung des flächenbezogenen Reflexionsmodells.

4.2.3. Die Vegetationskarte des NW-Karakorum

Für eine Berechnung der kurzwelligen Reflexion von natürlichen Landoberflächen ist, dem gewählten Ansatz (DUGUAY & LEDREW 1991) zur Folge eine wenn auch grobe aber dennoch lagegenaue Klassifizierung der Landbedeckung in den 4 Klassen Schnee, Wasser, Vegetation und unbedeckter Boden erforderlich. Es bot sich hier die Verwendung einer bereits bestehenden digitalen Landnutzungskartierung an.

Auf der Basis einer überwachten Klassifikation der oben beschriebenen LANDSAT-5-TM Satellitendaten entstand im Rahmen der Arbeiten von BRAUN (1996) eine Karte der Vegetationsformationen des Nordwest-Karakorum, die dem Autor als digitaler Datensatz zur Verfügung stand. Wesentliche Ergebnisse dieser Kartierung wurden bereits im Kapitel 2.4. vorgestellt. Daher sollen hier einige methodische und technische Details im Vordergrund stehen.

Probleme bei der Aufnahme von Trainingsgebieten und der anschließenden Klassifikation wurden sowohl durch zu geringe Bedeckungsgrade einzelner Vegetationsformationen als auch durch häufig vorkommende Inhomogenität der Vegetationsflächen verursacht. In den lichten, steppenartigen Vegetationsbeständen war der Bedeckungsgrad vielfach so gering, daß die vegetationsfreien Flächen erheblichen Einfluß auf das am Satelliten gemessene Signal hatten (siehe auch Kapitel 6.2.1.1.). Die Auflösung des LANDSAT-Satelliten von 30x30m erwies sich zumindest bei der Kartierung der montanen bis alpinen Vegetationsformationen als zu gering, da diese Bestände aufgrund ihrer kleinräumig wechselnden Durchmischung mehrerer dominanter Arten Mischsignale erzeugten, die nur schwer interpretierbar waren. In Höhen zwischen 2700m und 4300m, die zudem durch eine expositionsabhängig alternierende Vegetationsbedeckung geprägt sind, konnten nur wenige homogene Bestände ausreichender Größe aufgenommen werden. Aus diesen Gründen war es notwendig, insgesamt 200 Trainingsgebiete aufzunehmen, und deren spektrale Signaturen in phytogeographische Einheiten zu gruppieren. Tabelle 3 zeigt die auf der Basis einer euklidischen Distanzklassifikation entstandenen 15 Bedeckungs- und Vegetationsklassen. BRAUN (1996, S. 43 ff.) beurteilte die Qualität dieser Klassifikation anhand einer Konfusionsmatrix, die eine prozentuale Abschätzung der Klassifikationsgenauigkeit erlaubt, weist jedoch gleichzeitig darauf hin, daß es sich hierbei um keine vollständige Fehlererfassung handelt. In Tabelle 3 sind auch diese Genauigkeiten für die wichtigsten Bedeckungsklassen ausgewiesen.

<u>Vegetations-/Bedeckungsklasse</u>	<u>Klassifikationsgenauigkeit in %</u>
Fels, Schutt, unbedeckter Boden	81
Bewölkung	---
Wasseroberflächen	96
Kernschatten und nicht klassifizierte Bereiche	--
Bewässertes Kulturland	100
Chenopodiaceen-Steppe	---
Montane Artemisia-Steppe	91
Montane bis subalpine Waldsteppe und Steppenwald	76
Montaner, feucht-temperierter Nadelwald	86
Subalpines und unteres alpines Weidengebüsch und Legwacholder-Sträucher	54
Hochmontane bis subalpine Laubwälder	83
Subalpine Artemisia-Steppe	76
Subalpines bis alpines Krummholz, Triften, alpi- ne Cyperaceen-Matten und Wiesensteppe	82
Offene alpine Polster- und Rosettenpflanzen	--
Schnee und Eis	99

Tab. 3: Vegetations- und Bedeckungsklassen der digitalen Vegetationskarte des NW-Karakorum (BRAUN 1996)

Tab. 3: Vegetation- and land cover classes of the digital vegetation map of the NW-Karakorum (BRAUN 1996)

4.2.4. Bewölkungsdaten

4.2.4.1. ISCCP-Daten

Die Auswahl und Beschaffung von digitalen Bewölkungsdaten konzentrierte sich zunächst auf satelliten-gestützte Produkte mit geringen Bodenaufösungen von 30 Kilometern bis zu einigen hundert Kilome-tern. Diese sind insbesondere für makroskalige Strahlungsmodellierungen geeignet, da es sich um vor-verarbeitete Datenprodukte handelt, die zudem bereits in entsprechenden Modellen Verwendung fanden.

Das „International Satellite Cloud Climatology Project“ (ISCCP) bietet globale Bewölkungsdaten auf der Basis der Satellitenplattformen METEOSAT, GMS, GOES-EAST, GOES-WEST, INSAT und NOAA an (BREST & ROSSOW 1992; RASCHKE et al. 1992; ROSSOW 1995).

Von besonderem Interesse für eine Verwendung in der vorliegenden Arbeit waren die Datensätze des Teilprojekts „International Satellite Land Surface Climatology Project“ (ISLSCP), dessen Arbeits-schwerpunkt die Erhebung von Bewölkungsdaten über Landoberflächen ist. Die Daten des ISLSCP ba-

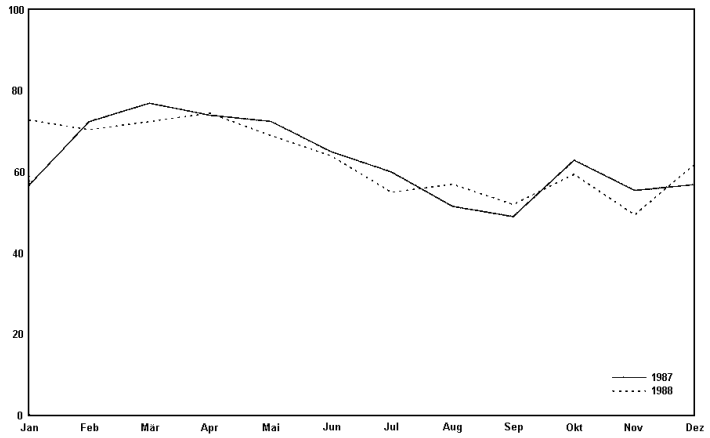
sieren auf Analysen der Emissivitäten im „visible“ Spektrums bei $0,6\mu\text{m}$ und im thermalen Infrarotspektrum bei $11\mu\text{m}$, die beide von den Sensoren der o.a. Satellitenplattformen abgedeckt werden (WEARE 1992). Besonders geeignet für Strahlungsmodellierungen sind diese Daten dadurch, daß sie als weiterverarbeitete Datenprodukte insgesamt 4 verschiedene modellrelevante Atmosphärenparameter liefern.

Diese sind:

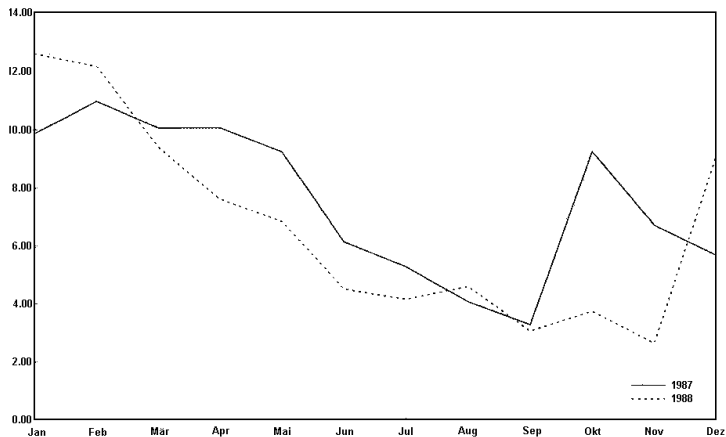
- Bewölkungsgrad in %
- optische Dicke der Bewölkung (dimensionslos)
- Flüssigwassergehalt in g/cm^2
- Luftdruck an der Wolkenobergrenze in hPa

Abb. 28 zeigt die Ergebnisse einer ersten Analyse von ISLSCP-Daten aus den Jahren 1987 und 1988 mit einer Bodenauflösung von $100\times 100\text{km}$ (SELLERS et al. 1995). Die Daten entsprechen jeweils dem Pixelelement mit der geographischen Lage des NW-Karakorum. Den monatlichen Berechnungen des ISLSCP liegen Satellitenaufnahmen mit einer Zeitauflösung von 3 Stunden zugrunde.

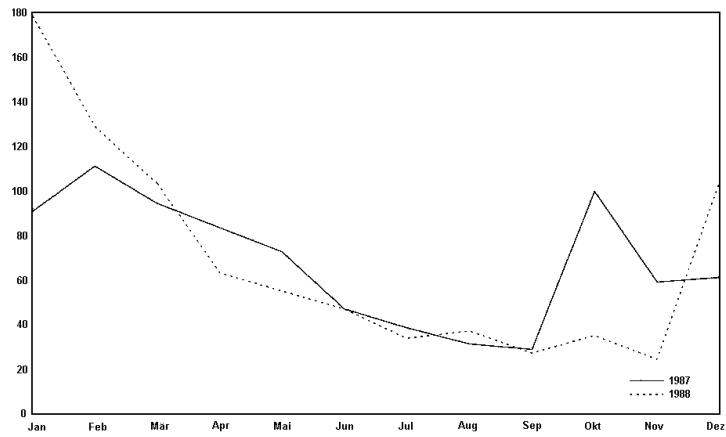
Bei einem Vergleich der Bewölkungsgrade in Abb. 28 mit den von WEIERS (1995) erhobenen Daten aus Bodenbeobachtungen (siehe Abb. 14) ist zu berücksichtigen, daß die ISLSCP-Daten aufgrund der geringen Bodenauflösung einer starken Generalisierung unterworfen sind. Dennoch sind zumindest ähnliche Kurvenverläufe der Gesamtbewölkungsgrade um 17.00 Uhr ein Indiz dafür, daß auch Satellitendaten mit geringer Bodenauflösung die mesoskalige Bewölkung relativ gut repräsentieren. Des weiteren geht aus Abb. 28 hervor, daß der Bewölkungsgrad in seinem Kurvenverlauf erheblich von der optischen Dicke bzw. dem Flüssigwassergehalt abweicht. Insgesamt zeigen optische Dicke und Flüssigwassergehalt den klimatischen Verhältnissen entsprechend ausgeprägte Maxima im Winter und Minima im Sommer, wodurch deutlich wird, daß diese beiden Parameter die physikalischen Eigenschaften der Bewölkung hinreichend repräsentieren. Für die Integration von satellitengestützten Bewölkungsdaten in ein Strahlungstransfermodell bedeutet dies, daß über mindestens einen dieser beiden Parameter die bewölkungsbedingte Reduzierung der solaren Strahldichte approximiert werden muß (s.a. BENDIX 1998, S. 47 ff.). Für den Zeitraum der ISLSCP-Daten lagen jedoch keine bodengestützten stationären Messdaten vor. Hinzu kam, daß der Untersuchungsraum nur einen Teilbereich (ca. $1/4$) eines Bildelements abdeckt, und somit die Daten aufgrund ihrer geringen Auflösung für das Modellierungsvorhaben nur bedingt geeignet sind. Die Weiterverwendung über eine erste vergleichende Analyse zu bestehenden Stationsdaten hinaus wurde aus diesen Gründen zunächst nicht in Betracht gezogen.



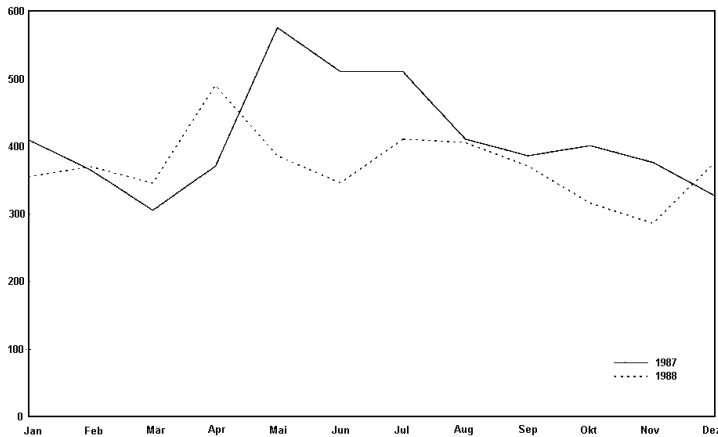
Mittlerer monatlicher Bewölkungsgrad in %



Mittlere monatliche optische Dicke der Bewölkung (dimensionslos)



Mittlerer monatlicher Flüssigwassergehalt der Bewölkung in g/cm²



Mittlerer monatlicher Luftdruck an der Wolkenobergrenze in hPa

Abb. 28: Bewölkungsparameter aus ISLSCP-Daten für den NW-Karakorum

Fig. 28: Cloud Parameters derived from ISLSCP-data for the NW-Karakorum

4.2.4.2. NOAA-Daten

Die weiteren Datenrecherchen für den Untersuchungsraum orientierten sich an zwei wesentlichen Voraussetzungen. Die Daten sollten eine maximal mögliche Bodenauflösung aufweisen und zeitlich mit den zur Verfügung stehenden Klimastationsmessungen übereinstimmen (dazu auch WINIGER 1984).

4.2.4.2.1. Das NOAA-Satellitensystem

Die Satelliten der NOAA-Reihe bewegen sich ebenso wie die LANDSAT-Plattformen auf einer nahezu polaren Umlaufbahn mit einer Neigung von 98° gegenüber der Äquatorebene. Bei einer nominalen Flughöhe von 833 km (Perigäum) bzw. 870 km (Apogäum) erfasst das NOAA-Abtastsystem die Erdoberfläche in einer Breite von ca. 2400km.

Ein wesentlicher Vorteil der NOAA-Satelliten gegenüber anderen polarumlaufenden Systemen ist die hohe Wiederholrate der Überflüge. Jeweils zwei Satelliten arbeiten im operationellen Betrieb, sodaß in der Regel vier Szenen pro Tag - 2 Szenen pro Satellit - empfangen werden können. Die wesentlichen radiometrischen und geometrischen Details sind in Tab. 4 zusammengefaßt, wobei die Satelliten, die zur Zeit noch in Betrieb sind, mit einem Unterstrich gekennzeichnet wurden.

Kanal-Nr.	spektrale Auflösung NOAA-6,8,10	spektrale Auflösung NOAA- <u>7,9,11,12,14,15,16</u>	max. räumliche Auflösung (HRPT)
1 (visible)	0,58 - 0,68 μ m	0,58-0,68 μ m	1,1km
2 (nahes Infrarot)	0,725 - 1,10 μ m	0,725 - 1,10 μ m	1,1km
3 (mittleres Infrarot)	3,55 - 3,93 μ m	3,55 - 3,93 μ m	1,1km
4 (thermisches Infrarot)	10,5 - 11,5 μ m	10,3 - 11,3 μ m	1,1km
5 (thermisches Infrarot)	10,5 - 11,5 μ m	11,5 - 12,5 μ m	1,1km

Tab. 4 : Räumliche und spektrale Auflösung der AVHRR-Kanalsensoren der NOAA-Satelliten

Tab. 4 : Spatial and spectral resolution of the NOAA-Satellites AVHRR channel detectors

Die im Vergleich zu anderen Wettersatelliten hoch auflösenden NOAA-HRPT-Signale werden in einem 10-Bit-Rohdatenformat gesendet, wodurch eine spektrale Auflösung von bis zu 1024 Werten pro Kanal möglich wird. Eine detaillierte Systembeschreibung für die NOAA-Satelliten findet sich u.a. bei BACHMANN& BENDIX (1993).

4.2.4.2.2. NOAA-AVHRR 10-Tages-Komposite des „Global Land 1-km Data Set Project“

Ein weiteres Projekt mit internationaler Beteiligung, das die Bereitstellung global erhobener Satellitendaten von Landoberflächen zum Ziel hat, wurde vom U.S. Geological Survey (USGS), der NASA, der ESA und weiteren nationalen Forschungseinrichtungen der U.S.A. initiiert. Insgesamt beteiligen sich am „Global Land 1 km Data Set Project“ mehr als 30 über den gesamten Globus verteilte NOAA-AVHRR-

Empfangsstationen. Die NOAA-Szenen des Untersuchungsraumes wurden von der Station Urumqi/China (45° N, 85° E) empfangen. Beginnend mit dem 1. April 1992 wurde ein großer Teil der Nachmittags-Orbits (Flugrichtung Süd-Nord) aufgenommen, und zu 10-Tages-Kompositen weiterverarbeitet. EIDENSHINK & FAUNDEEN (1996) sehen die wesentlichen Vorteile dieser Komposite gegenüber den unverarbeiteten Rohdaten wie folgt (dazu auch TEILLET et al. 2000):

- radiometrische Kalibrierung
- Atmosphärenkorrektur für Wasserdampf, Aerosole, Ozon und Rayleigh-Streuung
- Geokorrektur nach einem mehrpoligen Projektionsverfahren
- verbesserte Datenqualität durch die Reduzierung von systembedingten Fehlern, wie z.B. fehlende und anormale Zeilen, Pixelrauschen etc.

Hinzu kommt der Vorteil, daß ein großer Teil der Daten frei verfügbar auf einem Internet-Server des USGS EROS Data Center¹¹ vorliegt, und über das Internet herunter geladen werden kann. Die Satellitendaten werden auf diesem Server in einem 16-Bit Format (Integer) zur Verfügung gestellt, das, im Gegensatz zum 10-Bit-Rohdatenformat des Satellitensensors, kompatibel zu den gängigen Rasterformaten von GIS-Programmen bzw. zu den vom Autor entwickelten Programmroutinen ist.

Die NOAA-AVHRR 10-Tages-Komposite des Untersuchungsraumes stehen auf dem USGS-Server für die folgenden Zeiträume zur Verfügung:

- 1. April 1992 - 30. September 1993
- 1. Februar 1995 - 31. Januar 1996
- 1. Mai - 31. Mai 1996

Eine wesentliche Voraussetzung für die Verwendung der NOAA-Komposite in der angestrebten Modellierung ist eine möglichst lagegenaue Übereinstimmung mit den übrigen im Modell verwendeten Rasterdaten. STEINWAND (1994) transformierte die Bildkoordinaten der NOAA-Szenen unter Anwendung einer sinusoidalen, mehrpoligen Projektion nach J.P. GOODE (s.a. HAKE 1982) in ein kartesisches Format mit nur geringen Verzerrungen.

Zur Reduzierung von topologisch bedingten Lagefehlern war es des weiteren erforderlich, die NOAA-Satellitendaten auf der Basis eines digitalen Höhenmodells zu korrigieren, das global in einem einheitlichen Format für alle Landoberflächen verfügbar ist. Verwendung fand hier das globale Höhenmodell ETOPO-5, dessen Bodenauflösung 5 Bogenminuten (ca. 10km) beträgt.

EIDENSHINK & FAUNDEEN (1996) weisen darauf hin, daß dieses Verfahren der Geokorrektur für raumbezogene Analysen der Daten besonders geeignet ist, und geben Lagegenauigkeiten von 1000m und darunter an. Dies bedeutet allerdings für die Integration der Bewölkung in die Strahlungsmodellierung, daß auch hier Lagefehler in der Größenordnung von einem NOAA-Bildelement auftreten können, die auch nicht durch eine nachträgliche Korrektur bei der Anpassung auf das digitale Höhenmodell Hunza ausgeschlossen werden können.

Bei der Generierung multitemporaler Komposite stand nicht die absolute topographische Lagegenauigkeit im Vordergrund, sondern die Genauigkeit der Bild-zu-Bild-Korrektur, und somit die Vermeidung

von Überlagerungsfehlern. Auch hier konnte der mittlere Bild-zu-Bild-Lagefehler im Subpixelbereich (<1000m) gehalten werden.

Die Komposite entstehen aus der Berechnung des Mittelwerts aller zusammengefaßten NOAA-Orbits eines Kanals. Die Zahl der einzelnen NOAA-Orbits pro Komposit orientiert sich an der Anzahl der Kalendertage pro Monat. So wird z.B. der Januar in 3 Komposite von jeweils 10, 10, und 11 Tagen aufgeteilt, während der Februar in einem Normaljahr aus zwei 10-Tages- und einem 8-Tages-Komposit besteht. Der gesamte Datensatz besteht somit nur zum größeren Teil aus „echten“ 10-Tages-Kompositen. Diese Vorgehensweise hat den Vorteil, daß die Satellitendaten zu Monatskompositen zusammengefaßt werden können, und so z.B. mit geostatistisch erhobenen Monatsmittelwerten (z.B. Klimastationsdaten) korellierbar sind.

4.2.4.2.3. Berechnung von Bewölkungskompositen

Die Ableitung von Bewölkungsinformationen aus multispektralen Satellitendaten hat in aller Regel die Generierung von Parametern wie sie in Abb. 28 dargestellt sind zum Ziel. Hierbei steht als erstes die Trennung von bewölkten und unbewölkten Bereichen einer Satellitenszene auf der Basis der vom Satellitensensor gemessenen Reflektivitäten und Emissivitäten im Vordergrund.

Zur Verdeutlichung des kurzwelligen Reflexions- und des mittel- bis langwelligen Emissionsverhaltens der im Untersuchungsraum zu differenzierenden Signale von Landoberflächen und Bewölkung am NOAA-Sensor sollen diese zunächst spektral eingeordnet werden. Allgemein gelten bei Reflektivitäten (Beispiele in Abb. 27) bzw. Emissivitäten mit angenommenen Werten zwischen 0.0 und 1.0 die folgenden spektralen Eigenschaften (dazu auch RASCHKE et al. 1992):

- *für schnee- und eisfreie Landoberflächen:*
 - geringe bis mittlere Reflektivität im visible-Bereich ($\approx 0.1 - 0.4$)
 - geringe bis mittlere Reflektivität im nahen Infrarotbereich ($\approx 0.2 - 0.5$)
 - geringe bis mittlere Reflektivität ($\approx 0.1 - 0.5$) und hohe Emissivität ($\approx 0.6 - 0.9$) im mittleren Infrarotbereich
 - hohe Emissivität ($\approx 0.6 - 0.9$) im thermischen Infrarotbereich
- *für schnee- und eisbedeckte Landoberflächen:*
 - hohe Reflektivität im visible-Bereich ($\approx 0.6 - 1.0$)
 - mittlere bis hohe Reflektivität im nahen Infrarotbereich ($\approx 0.6 - 0.9$)
 - sehr geringe Reflektivität (≈ 0.05) und mittlere Emissivität (≈ 0.4) im mittleren Infrarotbereich
 - mittlere Emissivität (≈ 0.4) im thermischen Infrarotbereich
- *für Eiswolken:*
 - ähnliches Reflexions- und Emissionsverhalten wie Schnee und Eis, jedoch im Regelfall kälter und dadurch eine geringere Emissivität im thermischen Infrarotbereich

¹¹ Earth Resources Observation Systems (EROS) Data Center

- *für Wasserwolken:*

- hohe Reflektivität (≈ 0.8) im visible-Bereich sowie im nahen und mittleren Infrarotbereich bis zu einer Wellenlänge von $5\mu\text{m}$
- mittlere Emissivität (≈ 0.5) im mittleren Infrarotbereich
- geringe bis mittlere Emissivität ($\approx 0.1 - 0.5$) im thermischen Infrarotbereich

BENDIX (1998, S. 52 ff., BACHMANN & BENDIX 1991) verwendet zur Erkennung von Nebel aus NOAA-AVHRR Daten ein Temperaturdifferenzverfahren für die aus den Kanälen 3 und 4 ermittelten Schwarzkörpertemperaturen gefolgt von einer schwellwertbasierten Klassifikation. Er gibt dieser Methode den Vorzug, u.a. mit der Begründung, daß eine eindeutige Trennung von Schnee und Nebel auf der Basis konventioneller statistischer Klassifikationsmethoden im visible und nahen Infrarotbereich aufgrund des ähnlichen Reflexions- und Emissionsverhaltens nicht möglich ist. Gleiches gilt für die Reflektivitäten und Emissivitäten von Schnee und Wolken im Untersuchungsraum (vgl. HAN et al. 1999), zumal beide Signale oft in direkter räumlicher Nähe zueinander in Kamm- und Gipfellagen auftreten. MAXSON et al. (1998) trennen die spektralen Signale von Schnee und Bewölkung mit einem dreidimensionalen vektorbasierten Ansatz unter Verwendung der NOAA-Kanäle 3, 4 und 5.

Da es sich bei den verwendeten Satellitendaten nicht um einzelne Szenen handelt, sondern um Komposite aus mehreren Überflügen, die den Verlauf des Bewölkungsaufkommens über einen mehrtägigen Zeitraum wiedergeben, sind die vorgenannten Ansätze nur bedingt übertragbar. Die Differenzierung von Wolken und Landoberflächen einschließlich des Schnees soll dennoch hier in Anlehnung an die Methodik von BENDIX (1998) mittels der AVHRR-Kanäle 3 und 4 durchgeführt werden, zumal es ein operationell einsetzbares Verfahren ist, das keine meteorologischen Zusatzinformationen benötigt.

Der Kanal 3 des NOAA/AVHRR-Sensors empfängt tagsüber ein Mischsignal aus emittierter Wärmestrahlung und reflektierter Solarstrahlung, deren Anteile mit der Sonnenhöhe variieren. Die Differenzierung von terrestrischen und atmosphärischen Signalen aufgrund ihrer spektralen Eigenschaften im NOAA-Kanal 3 resultiert daher aus den Unterschieden hinsichtlich ihres Emissions- und Reflexionsverhaltens. Der Kanal 4 empfängt ganztägig ein Signal der emittierten Wärmestrahlung, wodurch eine thermisch bedingte Unterscheidung von Landoberflächen und Wolken ermöglicht wird.

Unter Berücksichtigung der oben dargestellten kurzwelligen und langwelligen Eigenschaften von Wolken und Landoberflächen können die Signale entsprechend ihrer spektralen Verteilung in den Kanälen 3 und 4 zugeordnet werden. In Abwandlung des Ansatzes von BENDIX soll hier diese Differenzierung nicht auf der Basis von umgerechneten Strahlungstemperaturen in Kelvin, sondern unter Verwendung der originären 16-Bit Werte, den sog. „digital numbers“ (DNs) durchgeführt werden. Abb. 29 zeigt am Beispiel zweidimensionaler Merkmalsräume von zwei verschiedenen 10-Tages-Kompositen die Verteilung der Digitalwerte in den NOAA-Kanälen 3 und 4. Deutlich erkennbar sind ellipsenförmige Cluster der Landoberflächen mit hohen Werten in beiden Kanälen und dreieckförmige Cluster der Bewölkung mit mittleren Werten. Es bot sich mithin die Anwendung eines Schwellwertverfahrens zur Bildsegmentierung an, zumal nur diese beiden Klassen differenziert werden mußten.

Zunächst wurde mittels einer Bildsubtraktion der beiden Kanäle die Differenz $DN_3 - DN_4$ berechnet. Die Abbildungen 30 und 31 zeigen die resultierenden Differenzbilder für die ausgewählten Beispielszenen.

Entsprechend den oben dargelegten spektral differenzierten Reflexions- und Emissionseigenschaften werden nun die bewölkten Partien mit hohen und die unbewölkten Landoberflächen mit niedrigen Werten belegt. Abb. 32 zeigt die Grauwertdifferenzen entlang eines Nord-Süd-Profiles im Untersuchungsraum von der Shishpare-Kammhöhe zur Rakaposhi-Kette. Hier wird erkennbar, daß im

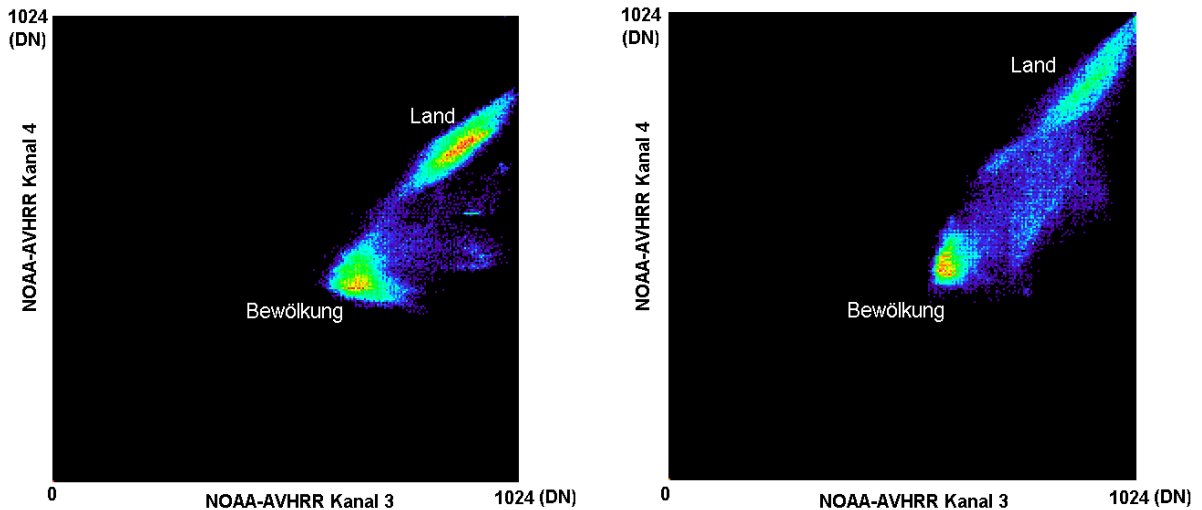


Abb. 29: Streuungsdiagramme der NOAA-AVHRR 10-Tages-Komposite (Kanäle 3 und 4) für die Zeiträume 11. bis 20. Oktober 1992 (linkes Bild) und 11. bis 20. April 1993 (rechtes Bild)

Fig. 29: Scatter diagrams of the NOAA-AVHRR 10-day composites (channels 3 and 4) for the time periods 11th to 20st October 1992 (lefthand plot) and 11th to 20st April 1993 (righthand plot)

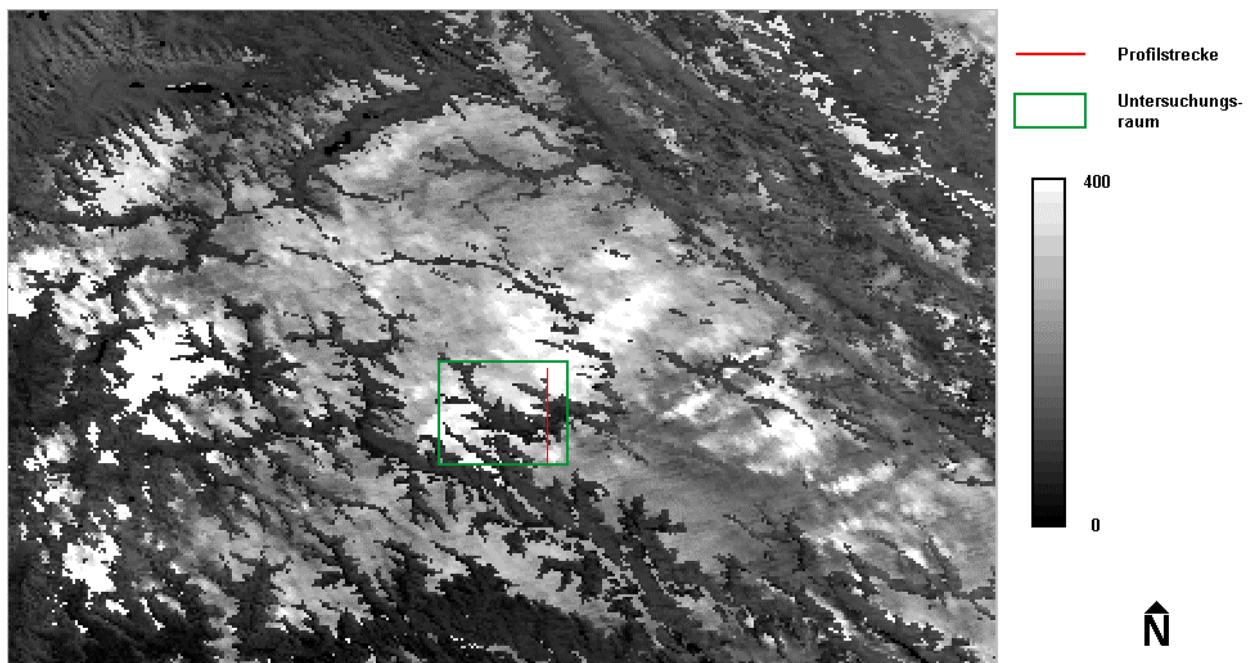


Abb. 30: Grauwert-Differenzbild der NOAA-Kanäle 3 und 4 für den Zeitraum 11. - 20. Oktober 1992

Fig. 30: Greylevel-difference of the NOAA-channels 3 and 4 for the time period of 11th - 20st October 1992

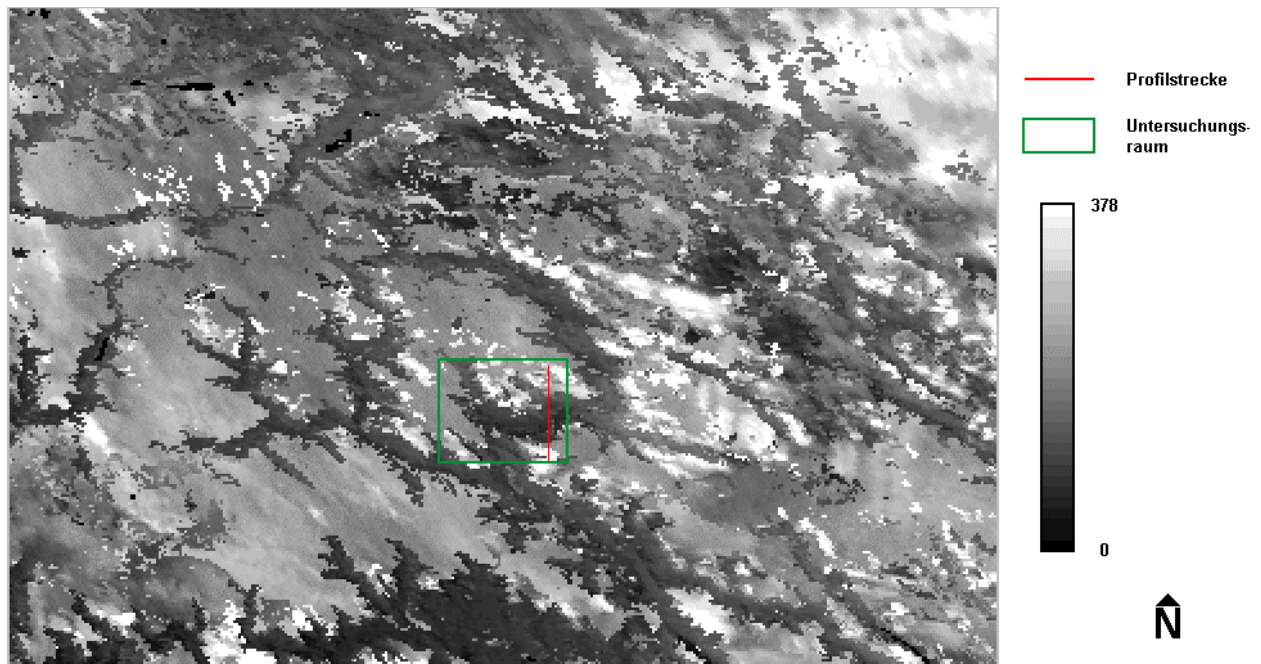


Abb. 31: Grauwert-Differenzbild der NOAA-Kanäle 3 und 4 für den Zeitraum 11. - 20. April 1993

Fig. 31: Grey level-difference of the NOAA-channels 3 and 4 for the time period of 11th - 20st April 1993

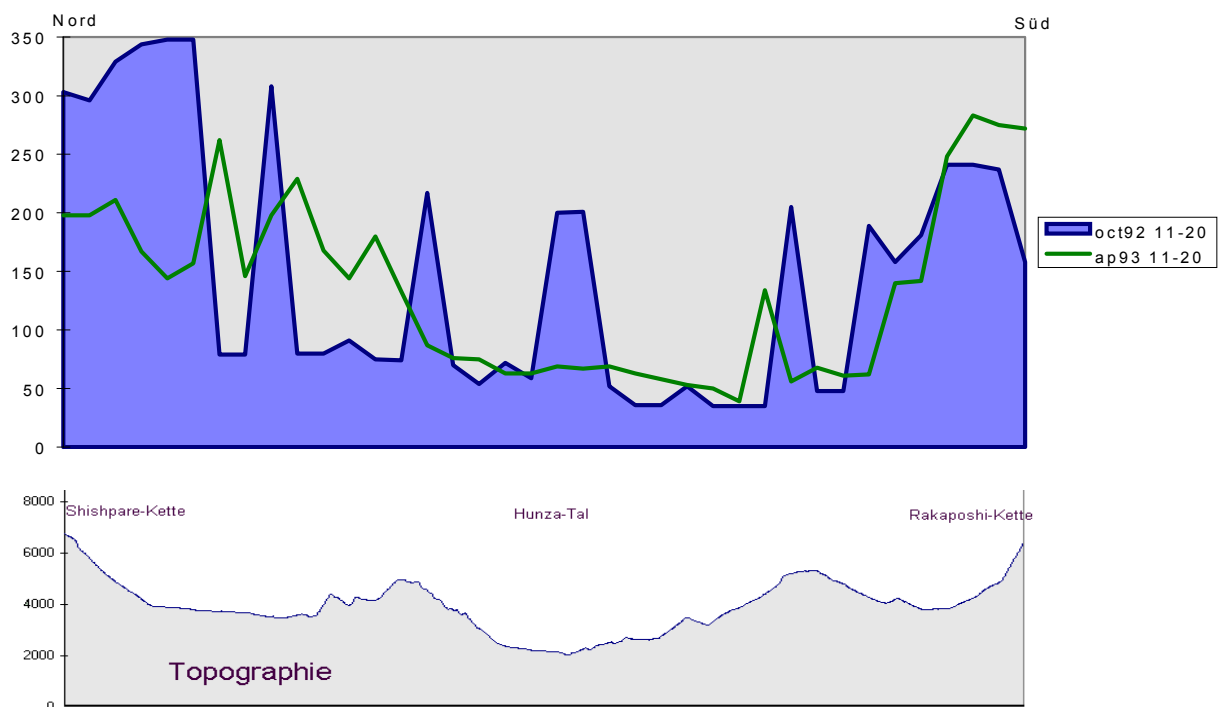


Abb. 32: Grauwert-Differenzen der NOAA-Kanäle 3 und 4 im Verlauf einer Nord-Süd-Profilstrecke im Untersuchungsraum

Fig.: 32: Grey level differences of the NOAA-channels 3 and 4 along a north-south-profile in the entire research area

Differenzbild die Grauwerte über unbewölkten Tallagen deutlich gegenüber den bewölkten Bereichen absinken. Zahlreiche weitere Profil-Analysen, die auch Szenen der übrigen Jahreszeiten beinhalteten, ergaben, daß insgesamt die Signifikanzschwelle für die spektrale Trennung von überwiegend bewölkten und überwiegend unbewölkten Bereichen bei ca. DN 65 liegt. In den Abbildungen 30 und 31 ist dies weiter erkennbar, daß die Konturen der Haupttäler im gesamten Nordwest-Karakorum in Form einer scharfen Grenze im Bereich dieses Schwellwertes deutlich hervor treten. Die Talräume bleiben wolkenfrei, wodurch die zahlreichen Beobachtungen des Bewölkungsaufkommens im Untersuchungsraum sowie in angrenzenden Räumen (u.a. PAFFEN et al. 1956, FLOHN 1968, CRAMER 2000) bestätigt werden. Somit können auf der Basis der oben erläuterten 10-Tage-Komposite unter Vermeidung aufwendiger Klassifikationsalgorithmen überwiegend bewölkte und überwiegend wolkenfreie Landoberflächen differenziert werden. Tagsüber dominiert im NOAA Kanal 3 die Reflektivität gegenüber der Emissivität, so daß bei diesem Verfahren die Signale von Schneeflächen auf niedrige Werte nahe 0 reduziert werden, und somit den übrigen Landoberflächen zugeordnet werden können.

4.2.5. Anisotropie-Daten

Die Ergebnisse terrestrisch gestützter Detailstudien zu anisotropen Reflexionseigenschaften von natürlichen Landoberflächen sind in aller Regel nicht geeignet, um in allgemein gültige Modellansätze übernommen zu werden. Einige dieser Forschungsarbeiten befassen sich mit Oberflächentypen, die auch im Untersuchungsraum vorkommen (u.a. LEHN 1991, LIU et al. 1994, PINKER & KARNIELI 1995, ECK et al. 1997, SANDMEIER et al. 1999). Anhand von terrestrischen Messungen auf Gletschern in den Schweizer Alpen stellten KNAP et al. (1999b) bereits bei einem relativ steilen Einfallwinkel der Sonnenstrahlen von ca. 47° anisotrope Abweichungen von bis zu 8% der isotropen Reflexion fest. Die Messdaten ergaben weiterhin, daß die Albedo von Eisflächen eine hohe räumliche Variabilität auf Distanzen von nur wenigen Metern haben kann. Dennoch sind die Ergebnisse dieser Detailstudien nicht auf den Untersuchungsraum übertragbar, so daß insbesondere für terrestrische Messungen des dreidimensionalen Reflexionsfeldes orographisch strukturierter Oberflächen bis hin zur Entwicklung von allgemein gültigen Reflexionsfunktionen für das gesamte kurzwellige Spektrum noch erheblicher Forschungsbedarf besteht.

Relativ zahlreich sind Forschungsarbeiten auf der Basis von Fernerkundungsdaten, deren Ziel die Erfassung und Parametrisierung der anisotropen Reflexionsgeometrie ist. Am Institut für Physik der Atmosphäre des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt entstanden einige richtungsweisende Ansätze, die sich vor allem auf die Generierung von Reflexionsfunktionen und -Parametern für natürliche Landoberflächen konzentrierten (BUSEN 1989, VÖLLGER 1993), und u.a. auch Untersuchungsräume in Hochgebirgsarealen zum Gegenstand hatten (RUPPERSBERG & BÜLL 1991, THOMAS 1995). MEERKÖTTER (1989), untersuchte den Einfluß der vertikalen Strukturierung von Oberflächen, z.B. der Bestandshöhe und Bestandsdichte in Wäldern, auf die Reflexionsgeometrie.

4.2.5.1. Theoretische Grundlagen

Da für den Untersuchungsraum keine terrestrischen Reflexionsmessungen vorlagen, wurde im vorliegenden Fall ebenfalls ein satellitengestützter Ansatz zur Berechnung der anisotropen Reflexionsgeometrie gewählt.

Eine exakte Bestimmung der geometrischen Zusammenhänge von Einstrahlung und Reflexion natürlicher Oberflächen ermöglichen sog. bidirektionale Reflexionsfunktionen (BRDF = bidirectional radiation distribution function). Mit ihrer Hilfe lassen sich aus jeder beliebigen Einstrahlungsverteilung die nach allen Richtungen reflektierten Strahlungsanteile berechnen. NICODEMUS et al. (1977) definierten die BRDF wie folgt:

$$\gamma_r(\beta_i, \Omega_i, \beta_r, \Omega_r, \lambda) = \frac{dL_{\lambda r}(\beta_i, \Omega_i, \beta_r, \Omega_r)}{L_{\lambda i}(\beta_i, \Omega_i) \cos \beta_i d\Omega_i} \quad (2)$$

i = incident (eingestrahlt)

r = reflektiert

λ = Wellenlängenintervall

$d\Omega$ = Raumwinkel der Strahlung

γ_r beschreibt hier das Verhältnis zwischen dem Anteil $dL_{\lambda r}$ der aus der Richtung (β_i, Ω_i) einfallenden Strahldichte, der in Richtung (β_r, Ω_r) reflektiert wird und der Bestrahlungsstärke $L_{\lambda i} \cos \beta_i d\Omega_i$, mit der die Fläche von der Einfallrichtung her bestrahlt wird (BUSEN 1989, S. 8). Die Bedeutung der BRDF liegt darin, daß sich alle anderen Reflexionsparameter, so z.B. auch die Albedo, von ihr ableiten lassen. Bei der Entwicklung von Reflexionsfunktionen auf der Basis von satellitengestützten Fernerkundungsdaten sind wesentliche systemspezifische Eigenschaften zu berücksichtigen. Der Sensor eines Satelliten erfaßt nur einen geringen Anteil des Strahlungsflusses, den die betrachtete Oberfläche in den Halbraum reflektiert. Dieser Anteil liefert bei isotroper Reflexion den Reflexionsgrad α (=Albedo), bei anisotroper Reflexion den Reflexionsfaktor R:

$$R = \pi \cdot L_r / I_{\beta} \quad (3)$$

Dabei ist L_r die von der Oberfläche in Richtung des Sensors reflektierte Strahldichte und I_{β} die von der Sonne erzeugte Einstrahlung. Somit gilt für die Strahlung einer Punktquelle, also z.B. die direkte Solarstrahlung:

$$R = \pi \cdot \text{BRDF} \quad (4)$$

Bildet man den Quotienten aus dem Reflexionsfaktor R und dem Reflexionsgrad α

$$f = R / \alpha \quad (5)$$

dann erhält man den Anisotropiefaktor f , der angibt, wieviel mal größer oder kleiner die am Satellitensensor ankommende Strahldichte ist, als sie bei isotroper Reflexion und gleichem Reflexionsgrad wäre. Bei der Integration dieses Anisotropiefaktors in eine flächenbezogene Modellierung der reflektierten kurzwelligigen Strahldichten ist es erforderlich, die theoretisch unendliche Zahl an möglichen Raumwinkeln zu begrenzen, und den Halbraum über dem Flächenelement in diskrete Raumwinkelbereiche (angular bins) einzuteilen. Abb. 33 zeigt eine solche Einteilung des Halbraums in „bins“ aus der Arbeit von BUSEN (1989). Der darin als Beispiel gekennzeichnete Raumwinkelbereich ist durch die mittleren Winkel $\vartheta = 30^\circ$ und $\varphi = 30^\circ$ charakterisiert.

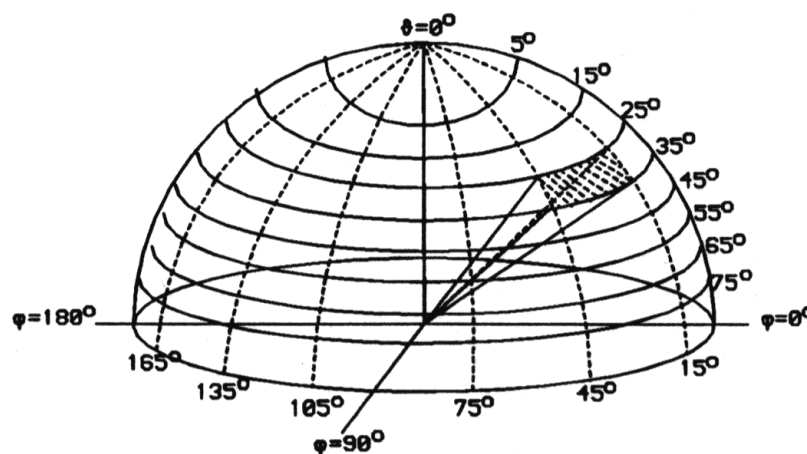


Abb. 33: Einteilung der Raumwinkelbereiche im Halbraum über einem Flächenelement (nach BUSEN 1989, S. 14)

Fig. 33: Separation of angular bins in the upper hemisphere of a surface element (after BUSEN 1989, p. 14)

Für jedes dieser Bins im Halbraum wird in Abhängigkeit von Satellitenvektor, Flächenorientierung und Einstrahlungsvektor der mittlere Anisotropiefaktor berechnet. Eine auf diese Weise entstandene Reflexionsindikatrix beschreibt die relative Winkelverteilung der reflektierten Strahlung dadurch, daß sie für jede Reflexionsrichtung die Abweichung vom halbräumlichen Mittelwert angibt. Im Fall der isotropen Lambert'schen Reflexion einer Oberfläche hat die Reflexionsindikatrix für alle möglichen Bin-Kombinationen den Wert 1, zumal dann der Reflexionsfaktor und der Reflexionsgrad bzw. die Albedo zahlenmäßig gleich sind.

BUSEN (1989, S. 19 ff.) stellte in seiner Arbeit Reflexionsindikatrizen ausgewählter natürlicher Oberflächen sowohl für die NOAA/AVHRR-Kanäle 1 und 2 als auch breitbandig für das gesamte kurzwellige Solarspektrum zusammen. Diese gelten jedoch nur für die von ihm untersuchten Oberflächenklassen, die im Untersuchungsraum nicht vorkommen, und somit wurde von einer Übernahme dieser Daten in den Modellalgorithmus abgesehen.

4.2.5.2. Anisotropiemodelle nach SUTTLES

Zur Integration der Anisotropie in die Modellierung der kurzwelligen Reflexion mußte aus den vorgeannten Gründen auf möglichst allgemein gültige Formulierungen des Anisotropiefaktors zurückgegriffen werden.

SUTTLES et al. (1988) entwickelten Reflexionsmodelle für die Landoberflächenklassen Schnee, Land und Wüste auf der Basis von Meßdaten der Satellitenplattformen NIMBUS-7 und GOES. Dabei erwies es sich als Vorteil, daß die Radiometer beider Plattformen die Erdoberfläche mit einem weiten Öffnungswinkel abtasten, und somit auch flache Reflexionswinkel erfaßt wurden. Der größte Teil der hier verwendeten bidirektionalen Modellparameter entstand aus den Messungen des NIMBUS-7 ERB Radiometers. Dieser Sensor ist breitbandig für den Spektralbereich von $0,2\mu\text{m}$ bis $4\mu\text{m}$ ausgelegt, und somit besonders für die Modellierung kurzwelliger Energieflüsse geeignet. SUTTLES et al. betonen, daß die Modellparameter auf globalen Messungen basieren, und daher auch global anwendbar sind, wobei die Oberflächenklasse Schnee auch für Eisflächen gilt, und die Oberflächenklasse Wüste sowohl vegetationsbestandene Halbwüste als auch vegetationsfreie Wüstenflächen repräsentiert.

Ein großer Teil der bidirektionalen Modelle entstand aus über 500 global verteilten Einzelmessungen pro Bin-Kombination, sodaß die globale Repräsentanz der Modellparameter gegeben sein sollte. Stichprobenartige Vergleiche mit ähnlichen Landoberflächenklassen der Reflexionsindikatrizien von BUSEN (1989) ergaben gute Übereinstimmungen auch bei flachem Einfallwinkel der Solarstrahlung. Abb. 34 zeigt beispielhaft, daß die Abweichungen vom isotropen Reflexionsverhalten bei flachem Einfall- und Beobachtungswinkel beträchtlich sein können.

Als Nachteil ist der hohe Grad der Generalisierung der Daten anzusehen. Sowohl die geringe räumliche Auflösung des NIMBUS-Sensors als auch die unscharfe Klassifikation in nur 3 relevante Oberflächenklassen, stellen potentielle Fehlerquellen dar, deren Einfluß jedoch ohne Korrelation mit vergleichbaren Modellen höherer Auflösung und Klassifikationstiefe nicht determinierbar ist.

PINKER & KARNIELI (1995, S. 1343) wiesen darauf hin, daß es zur Übertragung von Reflexionsmessungen unterschiedlicher räumlicher Auflösungen¹² und Maßstäbe bis dahin keine Untersuchungen gab. Mesoskalige Details, die im LANDSAT-5-TM-Maßstab die Reflexion beeinflussen, können in den hier dargestellten Modellen auf der Basis grobskaliger Messungen keinen Eingang finden. Da jedoch die Beobachtung des gesamten halbräumlichen Reflexionsfeldes mit dem eingeschränkten Scan-Winkel hochauflösender Erdbeobachtungssatelliten nicht möglich ist, gibt es folglich auch keine Studien hierzu, und somit kaum eine Alternative zur gewählten Vorgehensweise.

Unter der Annahme, daß das Reflexionsfeld der großmaßstäbigen Flächen im Untersuchungsraum weitestgehend mit den Daten der kleinmaßstäbigen Flächen von SUTTLES et al. (1988) übereinstimmt, wurden diese Reflexionsindikatrizien in Form von „lookup-tables“ in den Modellalgorithmus integriert. Die Modelldaten von SUTTLES beinhalten Parameter für unbewölkte und bewölkte Satellitenszenen. In die Modellierung der potentiellen Reflexstrahlung wurden ausschließlich Anisotropieparameter für unbewölkte bis gering bewölkte Szenen (0-5% Bewölkung) mit den Bezeichnungen clear land, clear snow und clear desert in den Algorithmus übernommen, zumal erst bei einem hohen Anteil direkter Einstrahlung die winkelabhängige Reflexion natürlicher Landoberflächen signifikant ausgeprägt ist.

¹² Bodenaufösungen von NIMBUS-7: 90km, GOES: 8km, NOAA/AVHRR: 1.1km, Modellareal des Untersuchungsraums Hunza-Karakorum: 30m

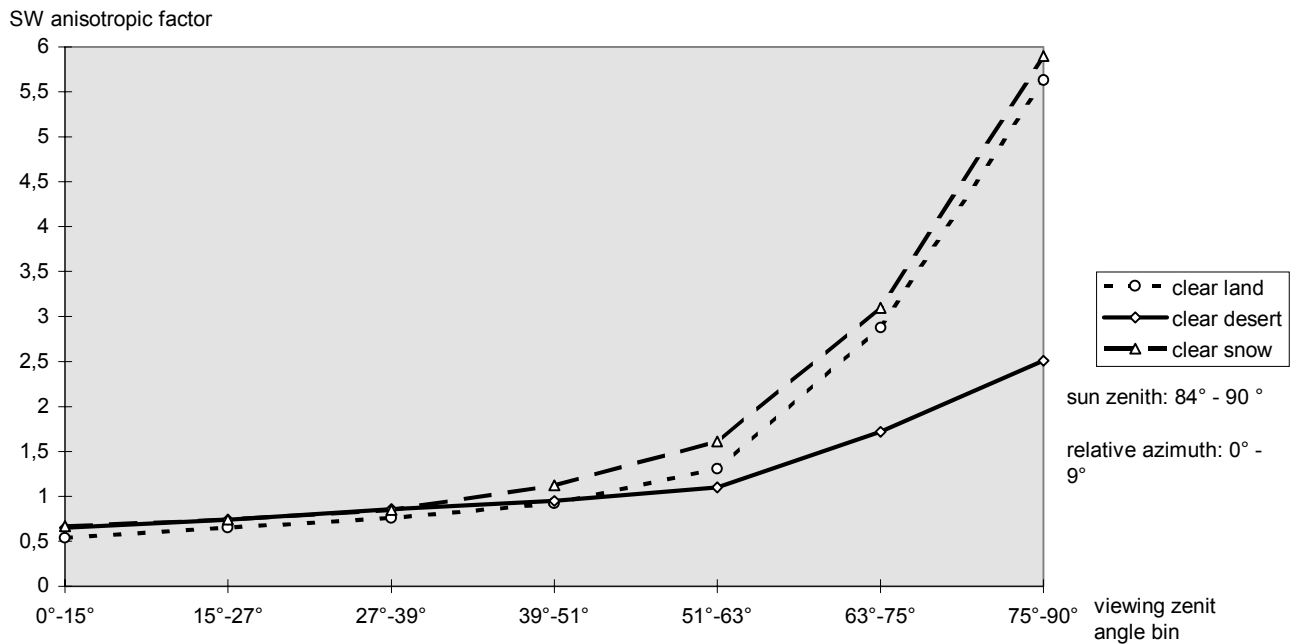


Abb. 34: Anisotropiefaktoren für Landoberflächen bei flachen Einfallswinkeln der Solarstrahlung und niedrigen relativen Azimutwinkeln (nach: SUTTLES et al. 1988)

Fig. 34: Anisotropic factors for land surfaces at low incident angles of the solar irradiation in combination with low relative azimuth angles (after: SUTTLES et al. 1988)

Mehrfachreflexionen der unmittelbaren Umgebung sowie des freien Halbraumes blieben unberücksichtigt. Dies bedeutet jedoch keine entscheidende Einschränkung der Genauigkeit, da Anisotropie und Absolutwerte der Reflexionsfaktoren in erster Linie von der Primärreflexion bestimmt werden.

In Übereinstimmung mit MEERKÖTTER (1989, S. 28) ist zu beobachten, daß die Anisotropie der Reflexionsfaktoren im allgemeinen in Abhängigkeit von den Zenitwinkeln stärker variiert ist als in Abhängigkeit vom relativen Azimut.

5. Punktmodelle an Klimastationsstandorten

Zur eindeutigen Differenzierung der Funktionsweise der vom Autor entwickelten Einstrahlungsmodelle wird in der vorliegenden Arbeit grundsätzlich zwischen Punktmodellen und Flächenmodellen unterschieden. Der wesentliche Unterschied dabei ist, daß die punktbezogene Modellierung keine Veränderung des Strahlungsempfangs über die Flächenorientierung (Hangneigung, Exposition) berücksichtigt, und somit der Einfallwinkel der Direktstrahlung bei diesem Modelltyp immer senkrecht zur Flächennormalen angenommen wird.

Aus den Erfahrungen mit den bisher entwickelten Einstrahlungsmodellen (SCHMIDT 1993, BRAUN 1996, SCHMIDT & BRAUN 1998) ergab sich die Notwendigkeit, zumindest die zentralen Modellgleichungen an Globalstrahlungsmessungen im Untersuchungsraum zu verifizieren, und, falls erforderlich, anhand der variablen Modellparameter zu kalibrieren. Sinnvollerweise wird ein solcher Test der „ground truth“ vor der Integration der Modellgleichungen in die Flächenmodellierung durchgeführt. Gleichzeitig ermöglicht diese Vorgehensweise eine Abschätzung der Sensitivität des verwendeten Modells in Bezug auf die Veränderung atmosphärischer Parameter, wie z.B. Wasserdampf und Ozon, und topographischer Variablen wie Horizonshöhe und Höhe NN.

Das erste Zwischenziel der gesamten Modellentwicklung war es daher, ein eindimensionales Strahlungstransfermodell für wolkenfreie Atmosphären zu generieren, das die mit Pyranometern in der näheren Umgebung des Untersuchungsraums gemessene Globalstrahlung den Anforderungen in Kap. 3.1. gemäß approximiert. Hierzu wurden insgesamt 3 parametrische Modellansätze getestet, und der „best-fit“-Ansatz zur Weiterverwendung ausgewählt.

5.1. Modellübergreifende Formulierungen

Die Berechnung der Sonnenposition erfolgte in allen nachfolgend beschriebenen Punktmodellen nach den bei OKE (1987, S. 339) erläuterten geometrischen Relationen. Der Vektor zur Sonnenrichtung, bestehend aus Azimut- und Zenitwinkel, läßt sich demnach wie folgt bestimmen:

$$\cos\theta = \sin\varnothing \sin\delta + \cos\varnothing \cos\delta \cosh = \sin\beta \quad (6)$$

$$\cos\Omega = (\sin\delta \cos\varnothing - \cos\delta \sin\varnothing \cosh) / \sin\theta \quad (7)$$

\varnothing = Geographische Breite

θ = Zenitwinkel

β = Höhenwinkel

Ω = Azimutwinkel

δ = Deklinationswinkel

h = Stundenwinkel

Der solare Deklinationswinkel δ ist der Winkel zwischen der direkten Verbindungsgeraden Sonne - Erdmittelpunkt und der Äquatorebene. In erster Näherung kann er wie folgt bestimmt werden:

$$\delta = - 23.4438 \cos [360(t_j + 10)/365] \quad (8)$$

Dabei steht t_j für das julianische Datum des Tages¹³, während der Stundenwinkel h die Position der Sonne für den Zeitpunkt t bezogen auf 12 Uhr wahre Sonnenzeit beschreibt. Da 1 Stunde einer Erdrotation von 15° entspricht, ist der Stundenwinkel gegeben durch:

$$h = 15 \cdot (12-t) \quad (9)$$

Die Gleichungen (6) bis (9) wurden sowohl in den Punktmodellen als auch in den Flächenmodellen zur Berechnung des Vektors zur Sonnenrichtung verwendet.

Das Verfahren zur Bestimmung von Sonnenauf- und Sonnenuntergang ist ebenso in beiden Modelltypen gleich. Hierbei kamen in den Punktmodellen der Klimastationsstandorte die in Kap. 4.1.2. beschriebenen Horizontdaten zum Einsatz. Der Vektor zur Sonnenrichtung und der entsprechende Horizontvektor aus diesem Datensatz werden in einem sequentiellen Verfahren für jeden Zeitschritt miteinander verglichen. Sonnenaufgang bzw. Sonnenuntergang sind dann definiert, wenn Sonnenrichtungsvektor und Horizontvektor zu einem gegebenen Zeitpunkt gleich sind. Dabei ist in beiden Modelltypen die Wahl der Zeitintervalle variabel. Je kürzer diese gewählt werden, desto genauer können die Zeitpunkte bestimmt werden, zu denen die Sonnenbahn den Horizont kreuzt. Ein experimenteller Vergleich mit vor Ort ermittelten Sonnenaufgangszeiten ergab für die Punktmodelle Abweichungen von ca. 2 Minuten.

5.2. Parametrische Modellgleichungen

Im folgenden sollen die wesentlichen Details der getesteten Strahlungstransfermodelle dargestellt werden. Es handelt sich in allen Fällen um sogenannte eindimensionale, parametrische Modelle, welche die Transmission über den gesamten Weg der Strahlung durch die Atmosphäre integrieren. Im Gegensatz dazu lösen mehrdimensionale Modelle die Atmosphäre in einzelne Luftdruckniveaus auf, und werden auf diese Weise wesentlich komplexer.

5.2.1. Das FROUIN-Modell

Eine relativ einfache aber doch präzise Gleichung zur Berechnung der Einstrahlung je für Meeres- und Landoberflächen erläutern FROUIN et al. (1989). Die Formel stellt eine Parametrisierung eines wesentlich komplexeren Strahlungstransfermodells von TANRÉ et al. (1979, zit. in FROUIN et al. 1989) dar.

In FROUINs Modell werden die wesentlichen Prozesse des Strahlungstransfers wie Rayleigh-Streuung und Mie-Streuung sowie die Absorption durch Wasserdampf, Ozon und Aerosole berücksichtigt, wobei

¹³ im Normaljahr ist $1 \leq t_j \leq 365$

die numerischen Integrationen in Form von parametrischen Funktionen der Sichtweite, des Wasserdampfgehalts und der Ozonsäule realisiert werden. Die o.g. Autoren entwickelten ihre Berechnungsformeln sowohl für das gesamte kurzwellige Solarspektrum von 0.25 bis 4µm als auch für das Spektralintervall der photosyntheseaktiven Strahlung (PAR) von 0.35µm bzw. 0.4µm bis 0.7µm.

Aus Gleichung (10) ist zu ersehen, daß für diese relativ genaue Berechnung des Strahlungstransfers die exoatmosphärische Einstrahlung mit den Transmissionsparametern der entsprechenden Gase und Partikel entlang des direkten Weges von der Sonne zur Erdoberfläche, und somit in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel multipliziert werden kann.

Für die Einstrahlung I im betrachteten Wellenlängenintervall $\lambda_1 - \lambda_2$ gilt somit nach FROUIN et al.(1989):

$$\begin{aligned}
 I_{\lambda_1 - \lambda_2} = & I_{0 \lambda_1 - \lambda_2} (d / d_0)^2 \\
 & \bullet \cos \theta \frac{\exp [- (a + b/V) / \cos \theta]}{1 - \alpha_{\lambda_1 - \lambda_2} (a' + b'/V)} \\
 & \bullet \exp [- a_v (U_v / \cos \theta)^{b_v}] \\
 & \bullet \exp [- a_o (U_o / \cos \theta)^{b_o}] \quad \quad \quad [\text{w/m}^2] \quad (10)
 \end{aligned}$$

Dabei steht $I_{0 \lambda_1 - \lambda_2}$ für die monochrome exoatmosphärische Einstrahlung integriert über $\lambda_1 - \lambda_2$ und dargestellt für die aktuelle Distanz zwischen Sonne und Erde $(d / d_0)^2$,

$\alpha_{\lambda_1 - \lambda_2}$ für die mittlere Albedo der Erdoberfläche bezogen auf das Spektralintervall,

V für die oberflächennahe Sichtweite im Untersuchungsraum,

U_v, U_o für parametrische Zuweisungen von Wasserdampfsäule und Ozonsäule,

während $a, a', b, b', a_v, b_v, a_o$ und b_o Koeffizienten sind, die über Regressionen bestimmt wurden (s. Tabelle 5), und die hauptsächlich in Abhängigkeit vom Spektralintervall, einige davon auch mit dem Aerosoltyp variieren.

Spektralintervall $\lambda_1 - \lambda_2$	Aerosoltyp	a	b	a'	b'	a_v	b_v	a_o	b_o
0.35-0.7 μm	maritim	0.079	0.378	0.132	0.470	0.002	0.87	0.047	0.99
0.35-0.7 μm	kontinental	0.089	0.906	0.138	0.576	0.002	0.87	0.047	0.99
0.4-0.7 μm	maritim	0.068	0.379	0.117	0.493	0.002	0.87	0.052	0.99
0.4-0.7 μm	kontinental	0.078	0.882	0.123	0.594	0.002	0.87	0.052	0.99
0.25-4.0 μm	maritim	0.059	0.359	0.089	0.503	0.102	0.29	0.041	0.57
0.25-4.0 μm	kontinental	0.066	0.704	0.088	0.456	0.102	0.29	0.041	0.57

Tab. 5: Regressionskoeffizienten für die Gleichung (10) (nach: FROUIN et al. 1989)

Table 5: Regression coefficients for the equation (10) (after: FROUIN et al. 1989)

Die Absorptivitäten von CO₂ und O₃ sind in der Gleichung (10) nicht explizit parametrisiert, werden jedoch implizit über den Koeffizienten a integriert, unter der Annahme, daß beide Gase in ihrer Konzentration relativ konstant sind.

Die Bestimmung der Koeffizienten in Gleichung (10) erfolgte auf der Basis variabler atmosphärischer und geometrischer Parameter, wobei Sichtweiten von 5 bis 100km (V), Wasserdampfsäulen (U_v) von 0.5 bis 5g cm⁻², Ozonsäulen (U_o) von 0.1 bis 0.5 atm cm und solare Zenitwinkel (θ) von 0° bis 80° in die Regressionsanalyse einbezogen wurden. Für Zenitwinkel über 80° geben FROUIN et al. (1989) Abweichungen von deutlich über 1% an, die jedoch in der Anwendung des Modells (s. Kap. 5.4.) nicht nachvollzogen werden können.

Ersatzweise für die in TANRÉs Modell verwendete aerosoloptische Dicke wird bei FROUIN die oberflächennahe Sichtweite eingesetzt. Diese stellt zwar nur eine grobe Näherung in einem inversen Verhältnis dar¹⁴, die jedoch für die vorgesehene Anwendung in einem Hochgebirgsraum ausreicht.

Es wurden insgesamt 8 Koeffizienten für 3 Wellenlängenbereiche und 2 Aerosol-Modelle bestimmt (s. Tab.5), wobei die nachfolgend in Kap. 5.4. dargestellten Berechnungsergebnisse auf den Regressionskoeffizienten des kontinentalen Aerosoltyps im Spektralintervall 0.25 - 4.0 μm basieren.

Für eine ausführliche Diskussion der Relationen der Koeffizienten untereinander sei an dieser Stelle auf die Ausführungen von FROUIN et al. (1989, S. 9733 ff.) verwiesen, in denen u.a. deutlich wird, daß

- geringe bodennahe Sichtweite bei kontinentalem Aerosolmodell wesentlich stärker die Einstrahlung reduziert als bei maritimem Aerosolmodell (Koeffizienten a und b)
- die Wasserdampf-Absorption im Spektralbereich des sichtbaren Lichts geringer ist als für das gesamte kurzwellige Spektrum (Koeffizienten a_v und b_v , vgl. Abb. 15), und
- im Gegensatz dazu die Ozon-Absorption sich im Bereich des sichtbaren Lichts wesentlich stärker auswirkt als im gesamten kurzwelligen Energieempfang (Koeffizienten a_o und b_o)

¹⁴ geringe Sichtweite = hohe aerosoloptische Dicke

Die mittlere Oberflächenalbedo wird in Gleichung (10) über die Koeffizienten a' und b' in Relation zur Sichtweite integriert. Auf diese Weise werden im Modell Einfach- und Mehrfachrückstreuungen zwischen Oberfläche und Atmosphäre berücksichtigt.

In Abwandlung des Modells von FROUIN et al. wurde in allen Punkt- und Flächenmodellen, die auf dieser Gleichung basieren, der Wasserdampfgehalt über einen negativen Exponenten und eine variable Skalenhöhe der Wasserdampfkonzentration an die Höhe ü. NN gekoppelt, sodaß in Gleichung (10) an Stelle der Variablen U_v der Ausdruck

$$U_v \exp(-hoehe / Skal) \quad (11)$$

eingesetzt wurde. Hierbei steht U_v für die Wasserdampfsäule in Meereshöhe dargestellt in g/cm^2 , der Parameter *hoehe* für die aktuelle Höhe NN und die Variable *Skal* für die Skalenhöhe der maximalen Wasserdampfkonzentration. Während im Flachland diese Skalenhöhe bei ca. 1000m liegt, wird angenommen, daß sie in Hochgebirgsräumen aufgrund der Massenerhebung bis auf etwa 2000m ansteigt, die wiederum für den Untersuchungsraum als Variablenwert für *Skal* übernommen wurden.

Den Ausführungen FROUINs zur Validierung seiner Modellformel ist zu entnehmen, daß die Übereinstimmungen mit anderen wesentlich komplexeren Strahlungstransfermodellen insbesondere bei kontinentalem Aerosoltyp und hohen bodennahen Sichtweiten sehr gut sind. Dies spricht somit für eine Anwendung dieser Gleichung auch in Hochgebirgsräumen. Vergleiche mit Pyranometer-Messdaten wurden von FROUIN nur für maritime Umgebungen vorgenommen. Hierbei ergab sich eine Überschätzung der gemessenen kurzwelligen Einstrahlung (0,25 - 4 μ m) im Bereich von 20-30 W/m².

Als Nachteil erwies sich, daß dieses Modell keine Trennung der direkten und diffusen Einstrahlung vorsieht, wodurch eine weitere Modifikation notwendig wurde. Die Umformulierung der Modellgleichung lautet entsprechend:

$$I_{\lambda_1-\lambda_2} = I_{dif\lambda_1-\lambda_2} + I_{dir\lambda_1-\lambda_2} \quad [w/m^2] \quad (12)$$

wobei $I_{dif\lambda_1-\lambda_2}$ für die diffuse Einstrahlung und $I_{dir\lambda_1-\lambda_2}$ für die direkte Einstrahlung im betrachteten Wellenlängenintervall stehen.

MONTEITH (1978, S. 21) stellte fest, daß an wolkenlosen Tagen der Anteil der Diffusstrahlung mit zunehmender Sonnenhöhe kontinuierlich abnimmt und bei maximaler Elevation von 90° bei einem Anteil von 20% der Globalstrahlung liegt. Dies ist insofern nachvollziehbar, da sich mit steigender Sonnenelevation auch die optische Dicke reduziert. Dennoch konnten die Angaben von MONTEITH numerisch nicht nachvollzogen werden, zumal entsprechende separate Messungen der Diffusstrahlung, z.B. mit abgeschatteten Pyranometern, für den Untersuchungsraum fehlen.

Unter der Annahme, daß die diffuse Himmelsstrahlung in Meereshöhe bei wolkenlosem Himmel im Mittel ca. 25% der Globalstrahlung beträgt, wurde dieser Anteil an einen Höhengradienten von 0 bis 10.000m NN gekoppelt und mit dem Skyview-Faktor multipliziert. Die entsprechende Integration ergibt

sich wie folgt:

$$I_{dif\lambda_1-\lambda_2} = (I_{\lambda_1-\lambda_2} (0.0025 (10\,000 - \text{hoehe}))) \text{svf} \quad [\text{w/m}^2] \quad (13)$$

wobei *svf* für den Skyview-Faktor steht. Die diffuse Streuung in Höhen über 10.000m wird hier vernachlässigt. Der Anteil der Direktstrahlung ist dementsprechend umgekehrt proportional zum Anteil der Diffusstrahlung.

5.2.2. Modellgleichungen nach IQBAL

Ähnliche über Parameter gesteuerte Modelle, die in der Formulierung jedoch wesentlich komplexer sind, verwendete IQBAL (1983, S. 173 ff.). Im folgenden sollen 2 Strahlungstransferberechnungen davon vorgestellt werden. Ein wesentlicher Unterschied zum vorgenannten Modell ist die Vorgehensweise bei der Trennung von direkter und diffuser Himmelsstrahlung.

5.2.2.1. Parametermodell A

IQBAL approximiert die Extinktion der direkten Einstrahlung im ersten Modell wie folgt:

$$I_{dir} = \cos\theta (I_n) \quad [\text{w/m}^2] \quad (14)$$

$$I_n = [I_{sc} (\tau_o \tau_r - a_w) \tau_a] \quad (15)$$

Dabei steht I_{sc} für die mittlere exoatmosphärische Einstrahlung (Solarkonstante), I_n für die Direktstrahlung senkrecht zur Flächennormalen, τ_o für die Absorption durch Ozon, α_w für die Absorption durch Wasserdampf, τ_r für die Schwächung der Direktstrahlung durch Rayleigh-Streuung und τ_a für die Aerosol-Absorption.

Gleichung (15) verdeutlicht, daß der Wasserdampf-Koeffizient erst nach dem Ozon-Koeffizienten und dem Rayleigh-Koeffizienten subtrahiert wird. Dies soll die realen atmosphärischen Bedingungen nachbilden, da Streuung und Absorption durch Ozon weitgehend an große Höhen gebunden ist, und somit vor der Wasserdampf-Absorption stattfinden.

In diesem Modell wird die zusätzliche Absorption durch CO_2 und O_3 in der Variablen a_w berücksichtigt. Darüber hinaus wird berücksichtigt, daß die Absorption und Streuung durch Aerosole über das gesamte kurzwellige Solarspektrum verteilt auftreten.

Die Absorption der direkten Einstrahlung durch Ozon τ_o wird im Modell A IQBALs wie folgt formuliert:

$$\tau_o = 1 - \left(\frac{0.02118 U_3}{1 + 0.042 U_3 + 3.23 \cdot 10^{-4} U_3^2} + \frac{1.082 U_3}{(1 + 138.6 U_3)^{0.805}} + \frac{0.0658 U_3}{1 + (103.6 U_3)^3} \right) \quad (16)$$

In Gleichung (16) steht der erste (obere) Term in der Klammer für die Ozon-Absorption im Spektralbereich des sichtbaren Lichts, während der zweite und dritte Term die Ozon-Absorption der UV-Strahlung approximieren. Die Variable U_3 steht für die relative optische Pfadlänge des Ozons, gegeben durch

$$U_3 = U_o m_r \quad (17)$$

wobei m_r die relative optische Luftmasse bezogen auf den aktuellen Luftdruck und den Sonnenzenit darstellt. Für die Absorption der Direktstrahlung durch Wasserdampf α_w integrierte IQBAL den folgenden Term:

$$\alpha_w = \frac{2.9 U_l}{(1 + 141.5 U_l)^{0.0635} + 5.929 U_l} \quad (18)$$

Die Variable U_l steht dabei für die relative optische Pfadlänge des Flüssigwassers (Flüssigwasserweg) gegeben durch:

$$U_l = U_v m_r \quad (19)$$

Die Schwächung der Direktstrahlung durch Rayleigh-Streuung τ_r wird in diesem Fall über eine Regression berechnet, die, integriert über die luftdruckkorrigierte relative optische Luftmasse m_a , wie folgt lautet:

$$\tau_r = 0.972 - 0.08262 m_a + 0.00933 m_a^2 - 0.0095 m_a^3 + 0.000437 m_a^4 \quad (20)$$

$$m_a = 1.9635(p/p_0) \quad (21)$$

p = Luftdruck des Standorts (hPa)

p_0 = Standard-Luftdruck in Meereshöhe (hPa)

Die Reduzierung der Direktstrahlung durch Aerosole approximiert IQBAL in diesem Modell als eine Funktion der Sichtweite und der Luftmasse, betont jedoch, daß diese Vorgehensweise explizit auf Sichtweiten zwischen 5km und 180km beschränkt ist. Die Formulierung für τ_a lautet dementsprechend:

$$\tau_a = (0.97 - 1.265 V^{0.66})^m a^{0.9} \quad (22)$$

Für die Berechnung der diffusen Einstrahlung I_{dif} werden die gleichen Transmissionskoeffizienten wie in der Gleichung (15) wiederverwendet. Es gilt zunächst

$$I_{dif} = I_{dr} + I_{da} + I_{dm} \quad [\text{w/m}^2] \quad (23)$$

I_{dr} ist die kurzwellige diffuse Einstrahlung durch Rayleigh-Streuung, I_{da} steht für die Diffusstrahlung verursacht durch Streuung an Aerosolen (Mie-Streuung) und I_{dm} parametrisiert die diffuse Himmelsstrahlung durch Mehrfachreflexionen zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre. Die Diffusstrahlung durch Rayleigh-Streuung wird wie folgt berechnet:

$$I_{dr} = I_{sc} \cos\theta \tau_o [0.5(1 - \tau_r)] \tau_a \quad (24)$$

Gleichung (24) verdeutlicht, daß in diesem Modell nur die Hälfte der durch Moleküle gestreuten Solarstrahlung den Erdboden erreicht, somit also die Rayleigh-Streuung, wie in Abb. 3 Teil a) dargestellt, symmetrisch in Vorwärts- und Rückwärtsrichtung angenommen wird. Der Anteil der Diffusstrahlung, der durch Mie-Streuung verursacht wird, findet in der folgenden Form Eingang:

$$I_{da} = I_{sc} \cos\theta (\tau_o \tau_r - a_w) [F_c \omega_o (1 - \tau_a)] \quad (25)$$

Dabei steht der Parameter F_c für das Verhältnis Vorwärtsstreuung zur Gesamtstreuung ($F_c = 0.92 \dots 0.5$ für $\theta = 0^\circ \dots 85^\circ$), während ω_o die einfach gestreute Albedo der Atmosphäre darstellt, ein Parameter, der abhängig ist von Material Form, Größe und optischen Eigenschaften der Aerosole. IQBAL gibt ω_o mit einem Wert von 0.6 für Industrieräume mit hohem Aerosolanteil der Atmosphäre und 1.0 für Räume mit niedriger Aerosolbelastung an.

Den geringsten Anteil an der berechneten Summe der diffusen Himmelsstrahlung in (20) nimmt, zumindest bei wolkenloser Atmosphäre, die diffuse Strahlung aufgrund von Mehrfachreflexionen ein. Dieser Parameter wird unter Einbezug der Albedo der Oberfläche p_g (gleichbedeutend mit $\alpha_{\lambda_1 - \lambda_2}$ bei FROUIN) und der Albedo des unbewölkten Himmels p'_a ermittelt. Die entsprechende Formulierung für I_{dm} lautet wie folgt:

$$I_{dm} = (I_{dir} + I_{dr} + I_{da}) p_g p'_a / (1 - p_g p'_a) \quad (26)$$

wobei die Berechnung der Albedo des unbewölkten Himmels p'_a unter Einbezug der Parameter τ_a und ω_o folgendermaßen integriert wird:

$$p'_a = 0.0685 + 0.17(1 - \tau_a)\omega_o \quad (27)$$

5.2.2.2. Parametermodell B

Der zweite hier untersuchte Modellansatz von IQBAL soll im folgenden nur in den Teilformulierungen dargestellt werden, die wesentlich vom Modell A abweichen. Die darüber hinaus verwendeten Gleichungen und Parameter entsprechen im übrigen dem Modell A.

Die Transmission der direkten Solarstrahlung wird in Abwandlung von Gleichung (15) wie folgt approximiert:

$$I_n = I_{sc} \tau_r \tau_o \tau_g \tau_w \tau_a \quad [\text{w/m}^2] \quad (28)$$

Im Unterschied zu den bisherigen Modellformeln wird in diesem Modell die molekulare Absorption von CO_2 , O_2 und weiteren absorptiv wirksamen Gasen separat mit der Formulierung für τ_g berechnet. Die Gleichungen für die Ozon-Transmission τ_o und die Wasserdampf-Transmission weichen in ihrem Ergebnis nicht wesentlich von denen in Modell A ab. IQBAL(1983, S. 195 ff.) berechnete maximale Differenzen von 1%. Die Formulierungen der Parameter in Gleichung (25) lauten:

$$\tau_r = \exp[-0.0903 m_a^{0.84}(1.0 + m_a - m_a^{1.01})] \quad (29)$$

$$\begin{aligned} \tau_o = 1 - [& 0.1611 U_3(1.0 + 139.48 U_3)^{-0.3035} \\ & - 0.002715 U_3(1.0 + 0.044 U_3 + 0.0003 U_3^2)^{-1}] \quad (30) \end{aligned}$$

$$\tau_g = \exp(-0.0127 m_a^{0.26}) \quad (31)$$

$$\begin{aligned} \tau_w = 1 - a_w \\ = 1 - 2.4959 U_l[(1.0 + 79.034 U_l)^{0.6828} + 6.385 U_l]^{-1} \quad (32) \end{aligned}$$

$$\tau_a = \exp[-k_a^{0.873}(1.0 + k_a - k_a^{0.7088}) m_a^{0.9108}] \quad (33)$$

Der Ausdruck für die Aerosol-Transmission τ_a in diesem Modell basiert auf der spektralen Dämpfung der Direktstrahlung für die spezifischen Wellenlängen 0.38 und 0.5 μm dargestellt durch den Parameter k_a . Es gilt:

$$k_a = 0.2758 k_{a(\lambda=0.38\mu\text{m})} + 0.35 k_{a(\lambda=0.5\mu\text{m})} \quad (34)$$

bei $k_{a(\lambda=0.38\mu\text{m})} = 0.087$
 $k_{a(\lambda=0.5\mu\text{m})} = 0.069$

Die Approximierung der diffusen Himmelsstrahlung wurde in wesentlichen Teilen von Modell A übernommen. Abweichend davon werden die Parameter I_{dr} , I_{da} und p'_a wie unten folgt bestimmt.

$$I_{dr} = 0.79 I_{sc} \cos\theta \tau_o \tau_g \tau_w \tau_{aa} 0.5(1 - \tau_r)/(1 - m_a + m_a^{1.02}) \quad (35)$$

wobei die Transmission der Direktstrahlung durch Aerosol-Absorption τ_{aa} im Fall der diffusen Rayleigh-Streuung I_{dr} von τ_a abweicht und wie folgt berechnet wird:

$$\tau_{aa} = 1 - (1 - \omega_o) (1 - m_a + m_a^{1.06}) (1 - \tau_a) \quad (36)$$

Des weiteren gilt für die diffuse Himmelsstrahlung durch Aerosolstreuung:

$$I_{da} = 0.79 I_{sc} \cos\theta \tau_o \tau_g \tau_w \tau_{aa} 0.84(1 - \tau_{as})/(1 - m_a + m_a^{1.02}) \quad (37)$$

$$\text{bei } \tau_{as} = \tau_a / \tau_{aa} \quad (38)$$

und für die Albedo des unbewölkten Himmels:

$$p'_a = 0.0685 + 0.16(1 - \tau_{as}) \quad (39)$$

5.3. Standortbezogene Analysen und Vergleich der Modellergebnisse

Im folgenden werden die in 5.2.1. und 5.2.2. dargestellten Modellansätze auf Standorte des Klimameßnetzes Bagrot in der unmittelbaren Umgebung des Untersuchungsraumes übertragen und in ihren Ergebnissen diskutiert.

In Abb. 35 ist die Funktionsweise dieser Punktmodell-Programme in einem Struktogramm graphisch dargestellt. Es stellt den Teil des Gesamtmodells, der in Abb. 19 mit „various irradiation models for a single location“ benannt ist, im Detail dar.

Die Vergleichbarkeit der Modellansätze ist dadurch gewährleistet, daß Standard-Atmosphärenparameter verwendet wurden, die für Hochgebirgsräume an Strahlungstagen typisch sind. Entsprechend wurden die unten folgenden Konstanten für die Anteile der wesentlichen Atmosphärenbestandteile eingesetzt:

Ozonsäule: 0.34 atm cm

Wasserdampfsäule bezogen auf Meereshöhe: 1g cm⁻²

Bodennahe Sichtweite: 100 km

Skalenhöhe der max. Wasserdampfkonzentration: 2000m

Als weitere Konstante war in allen Berechnungsläufen der Punktmodelle der Wert für die Albedo der Erdoberfläche mit 0.2 festgelegt. Bei Schneebedeckung sollte dieser Parameter jedoch mindestens mit 0.5 belegt werden. Des weiteren ist die Vergleichbarkeit dadurch gewährleistet, daß alle 3 gewählten Modellansätze das gesamte kurzwellige Spektrum von 0.25 bis 4.0µm Wellenlänge abdecken. Für diesen Spektralbereich wurde in allen Modellen eine Solarkonstante von 1368 W/m² festgelegt. Abweichend vom Modell FROUINs wurde somit in Gleichung (10) die Variable $I_{0 \lambda_1 - \lambda_2}$ mit der Konstante I_{sc} für die exoatmosphärische Einstrahlung ersetzt.

Abb. 36 und 37 stellen am Beispiel von 2 Klimastationsstandorten im Bagrot-Tal die Modellberechnungen für 2 Strahlungstage im Sommer und dazu die entsprechenden Meßkurven der Pyranometer dar. Es muß davon ausgegangen werden, daß auch die vom Pyranometer gemessenen Strahlungswerte Abweichungen von der realen Strahlungsflussdichte beinhalten. Vor allem bauartbedingte Einflüsse wie z.B. durch Verwitterung bedingte Trübung der Glaskuppel über dem Sensor oder Kondensationswasser im Sensorgehäuse führen zu fehlerhaften Messungen. GUMPERT (1999, schr. Mitt.) stellte bei einem Vergleich der älteren Pyranometer der Bagrot-Klimastationen mit einem neuen, werkskalibrierten Sensor Abweichungen von bis zu ca. ± 2% fest. Hinzu kommt, daß die Punktmodellprogramme in kürzeren Zeitintervallen rechnen als die Datalogger der Klimastationen Meßwerte speichern, wodurch die Vergleichbarkeit der Meßdaten mit den Modelldaten zusätzlich eingeschränkt wird. Dennoch ist davon auszugehen, daß die Pyranometermessungen als Orientierungswerte für die einfallende Globalstrahlung vor Ort genügen, zumal die Klimastationen im Jahr 1991 regelmäßig gewartet wurden.

Der Vergleich der Modellergebnisse mit den Sensormessungen verdeutlicht, daß

- die Berechnung der diffusen Himmelsstrahlung im modifizierten Ansatz nach FROUIN et al. (1989) bezogen auf die gemessene Diffusstrahlung vor Sonnenaufgang und nach Sonnenuntergang die höchste Genauigkeit erreicht (vgl. Abb. 36)
- das Modell IQBAL-A bei tiefen Sonnenständen fehlerbehaftet ist
- das Modell IQBAL-B die diffuse Himmelsstrahlung zumindest auf der Basis der gewählten Standard-Atmosphäre mit einem zu geringen Anteil berechnet

Die positiven Abweichungen des FROUIN-Modells am Standort Dadormal in den Nachmittagsstunden und am Standort Diran vor allem in den Vormittags- und Mittagsstunden beruhen hochwahrscheinlich auf lokalen Veränderungen der Atmosphärenzustände, die ohnehin durch parametergestützte Modellansätze nur bedingt abgedeckt werden können. An der Klimastation Diran könnte erhöhte bodennahe Luftfeuchte in den Morgen- und Mittagstunden für die Differenz zwischen Modell und Pyranometermessungen

gen verantwortlich sein, während am Standort Dadormal der für den Untersuchungsraum typische Aufzug lokaler Bewölkung am frühen Nachmittag den Strahlungsempfang dämpft. Des Weiteren kann davon ausgegangen werden, daß ein geringer Teil der Differenzen zwischen Modell und Messung in unterschiedlichen spektralen Bandbreiten zwischen Modell und Sensormessung begründet ist. Entscheidend für die Auswahl des FROUIN-Ansatzes für die Integration in die Flächenmodelle war die im Vergleich zu den IQBAL-Modellen exaktere Ermittlung sowohl der Diffusstrahlung als auch der Einstrahlung insgesamt (vgl. Abb. 36).

Aus den Abb. 36 und 37 werden Stärken und Schwächen der untersuchten Modellansätze deutlich. Es wird erkennbar, daß auch bei der Wahl einer an den Hochgebirgsraum angepaßten Standardatmosphäre die Modellberechnungen untereinander um mehr als 100 W/m^2 differieren können, und die Abweichungen zu den Pyranometerdaten ohne erkennbaren Einfluß der Bewölkung bis zu ca. 10% betragen können. Für alle 3 Modelle gilt somit, daß auf der Basis von lokal erhobenen Atmosphärendaten (Ozonsäule, Wasserdampfsäule, bodennahe Sichtweite) die Genauigkeit noch gesteigert werden könnte. Zur weiteren Diskussion der Berechnungsergebnisse des FROUIN-Modells vor allem unter Bewölkungseinfluß sei an dieser Stelle auf die Kapitel 7 und 9 verwiesen.

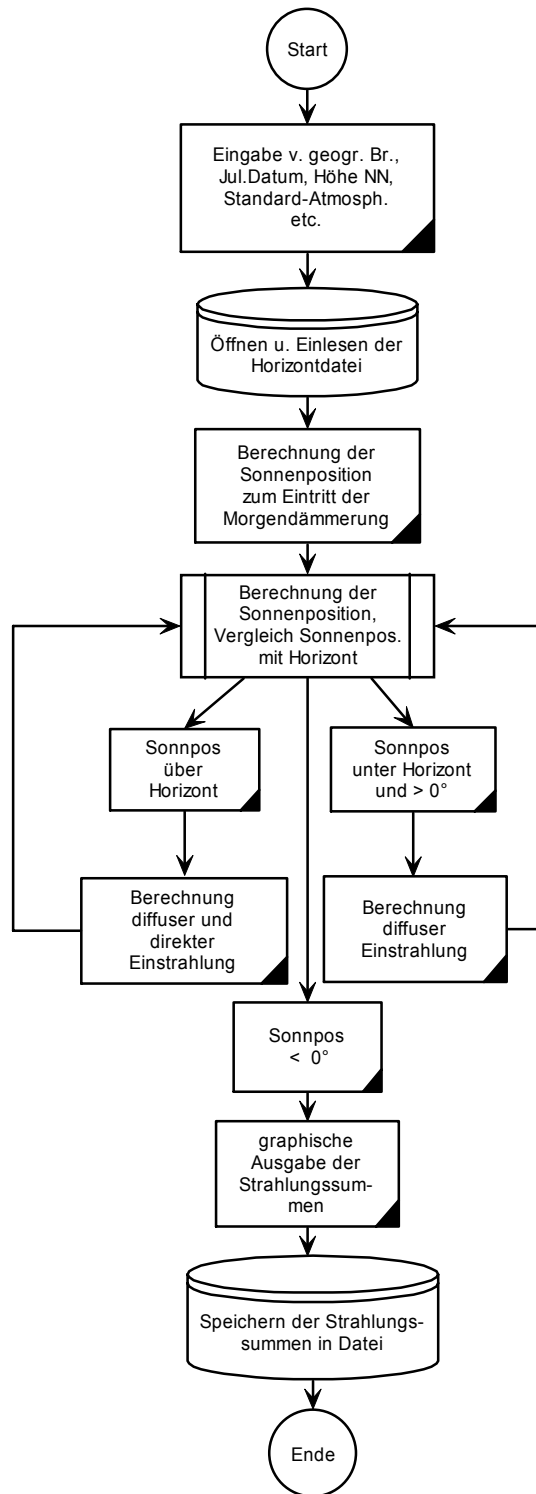


Abb. 35: Programmablauf des Programms POINTRAD für die Berechnung der potentiellen Einstrahlung an Einzelstandorten

Fig. 35: Program structure of the program POINTRAD for the calculation of the potential irradiation at single locations

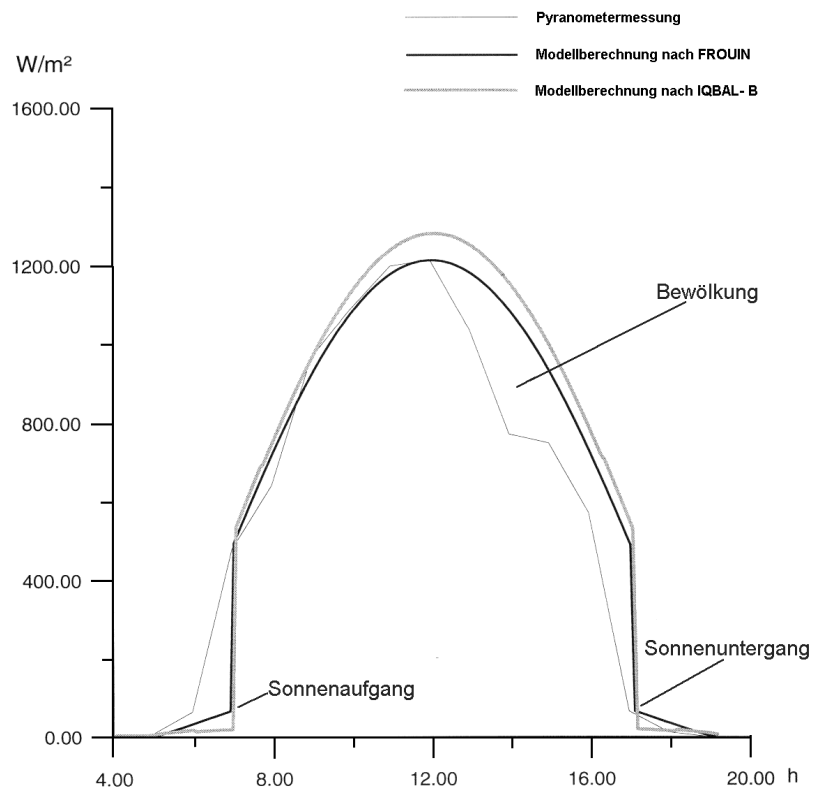


Abb. 36: Vergleich der punktmodellierten Einstrahlung mit den Pyranometer-Meßwerten am Standort Dadormal(Bagrot) für den 11. Juni 1991

Fig. 36: Comparison of the point modelled irradiation with the measured pyranometer values at the location Dadormal(Bagrot) on the 11th June 1991

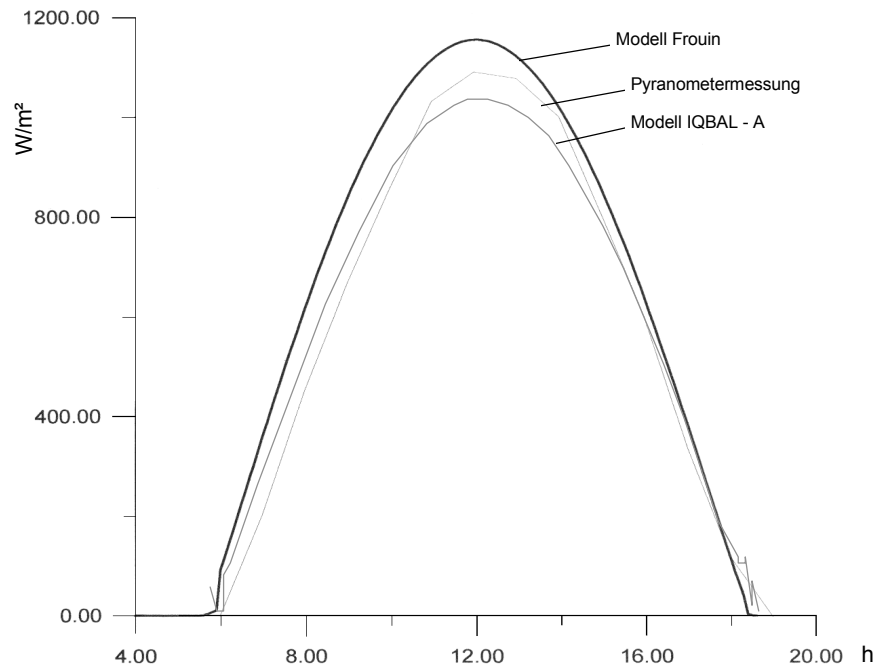


Abb. 37: Vergleich der punktmodellierten Einstrahlung mit den Pyranometer-Meßwerten am Standort Diran(Bagrot) für den 24. August 1991

Fig. 37: Comparison of the point modelled irradiation with the measured pyranometer values at the location Diran(Bagrot) on the 24th August 1991

6. Flächenmodelle der potentiellen kurzwelligen Strahlung

6.1. Potentielle kurzwellige Einstrahlung

Aufbauend auf der topographischen Datenbasis (Kap. 4) und den Punktmodellen (Kap. 5) wurde in einzelnen Softwaremodulen ein flächenbezogenes Einstrahlungsmodell entwickelt und auf den Beispielraum Hunza-Karakorum angewendet.

Grundsätzlich kann die Berechnung aller vom digitalen Höhenmodell abgeleiteten Daten des Einstrahlungsmodells auch in das Hauptprogramm GLOBALRAD integriert werden. Der modulare Aufbau mit einzelnen vorgeschalteten Berechnungsschritten ist für diesen Teil des Gesamtalgorithmus nicht zwingend erforderlich, erleichtert jedoch die schrittweise Überprüfung und Korrektur von Zwischenergebnissen, und hat zusätzlich den Vorteil, daß die Zwischenprodukte auch für andere GIS-Routinen zur Verfügung stehen.

6.1.1. Berechnung von Horizontüberhöhung und Sky View Faktor mit dem Programm „HORIZONT“

Zunächst wurden auf der Basis des digitalen Höhenmodells zwei weitere Rasterdatensätze generiert, welche die Informationen Horizontrichtung/Horizonthöhe und Sky View Faktor als Input-Daten dem Programm GLOBALRAD zur Verfügung stellen.

Das Programm HORIZONT berechnet dabei für jedes Rasterelement im digitalen Höhenmodell Horizontrichtung und -höhe zuerst in 32 Suchrichtungen (vgl. Abb. 38). Beginnend mit der Nordrichtung wird sequentiell im Uhrzeigersinn das Geländemodell nach der höchsten „sichtbaren“ Geländeerhebung abgetastet, und deren Elevationswinkel über eine trigonometrische Funktion im rechtwinkligen Dreieck berechnet (vgl. Abb. 39). Über lineare Interpolationen entstehen in Azimut-Schritten von 10 Grad insgesamt 36 Horizontwinkel, und somit eine „360-Grad-Rundsicht“ pro Rasterelement im DHM, die in einem dreidimensionalen Datenfeld gespeichert wird (DOZIER & FREW 1990).

Bezüglich der Genauigkeit des Berechnungsergebnisses kann davon ausgegangen werden, daß zu einem geringeren Teil die Diskretisierung des Horizonts in nur 36 Elevationswinkel und zu einem größeren Teil topographische Ungenauigkeiten des DHM für Abweichungen der Horizontberechnungen wie sie in Abb. 25 gezeigt werden, Ursache sind.

Neben der möglichst genauen Ermittlung der Horizontvektoren zur Berechnung topographisch bedingter Abschattungen ist die Bestimmung der freien Himmelskuppel über jedem Rasterelement im DHM als Eingangsparameter für die Formulierung der diffusen Himmelsstrahlung von Bedeutung. Dieser Sky View Faktor wird im Programm HORIZONT als Ableitung der berechneten Horizont-Elevationswinkel gebildet.

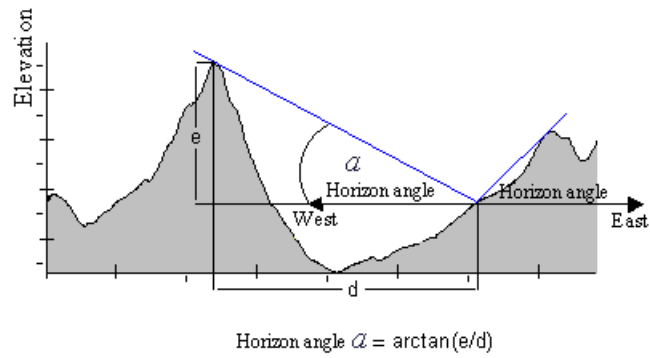


Abb. 38: Ermittlung eines Horizontwinkels „a“ in einem digitalen Höhenmodell über die relative Distanz „d“ und die relative Höhendifferenz „e“ (verändert nach: FU & RICH 1999)

Fig. 38: Determination of a horizon angle „a“ in a digital elevation model using the relative distance „d“ and the relative elevation difference „e“ (modified after: FU & RICH 1999)

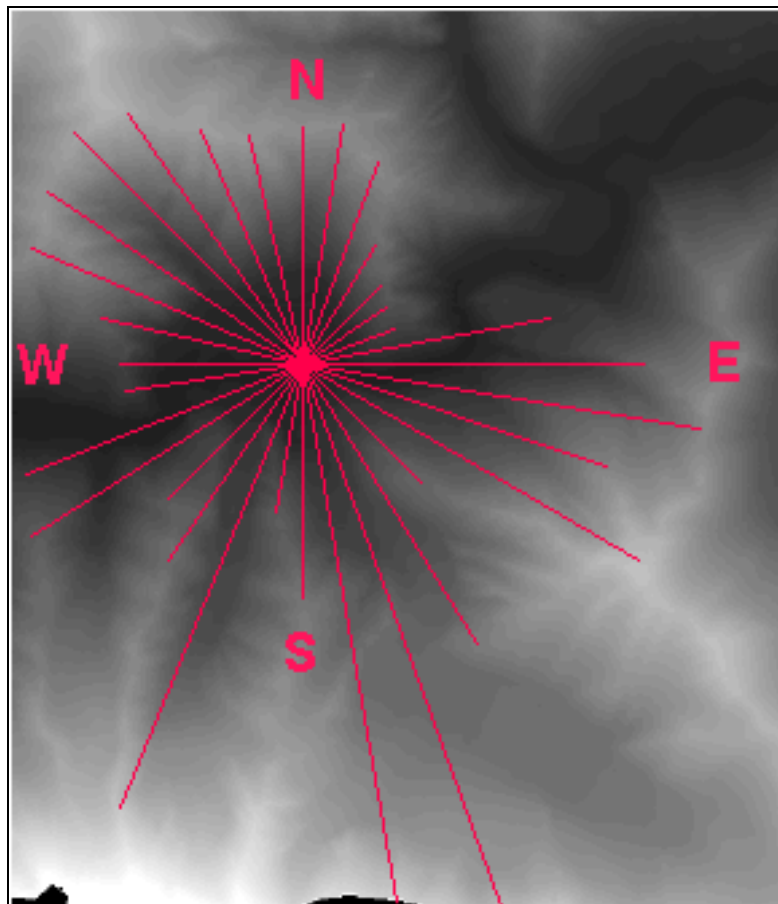


Abb. 39: Horizontsuche im digitalen Höhenmodell Hunza über 32 Suchrichtungen

Fig. 39: Horizon search in the digital elevation model Hunza with 32 search directions

Dabei gilt:

$$svf = 1 - [(a_1 + a_2 + a_3 \dots + a_n) / (n \cdot 90)] \quad (40)$$

wobei n für die Gesamtzahl der berechneten Horizontwinkel steht und der Wert 90 die maximale Horizont-Elevation in Grad darstellt.

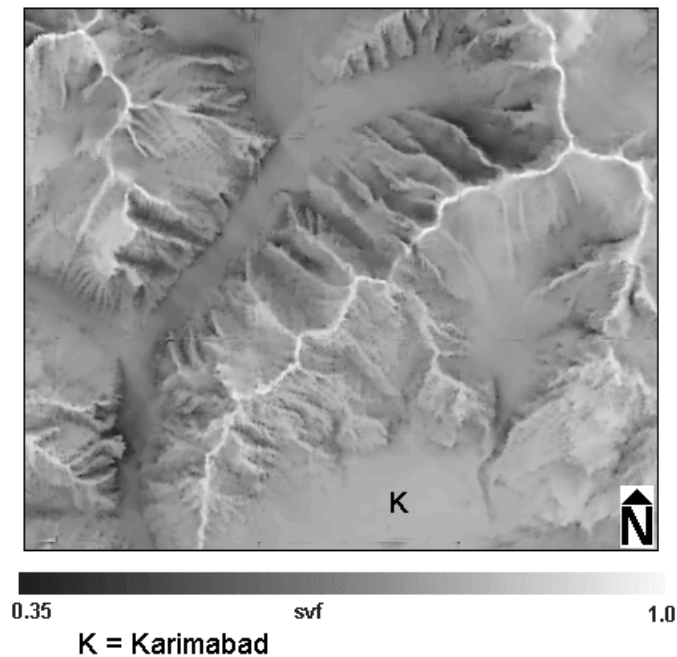


Abb. 40: Berechnung des Skyview-Faktors für einen Ausschnitt des digitalen Höhenmodells Hunza
Fig. 40: Calculation of the sky view factor for a part of the digital elevation model Hunza

Wie im Bildbeispiel in Abb. 40 zu erkennen ist, berechnete das Programm für tiefe, schluchtartige Taleinschnitte mit extrem steilen Flanken Skyview-Faktoren unter 0,5, d.h. mehr als die Hälfte der Hemisphäre ist an diesen Standorten durch die Topographie der Umgebung bedeckt.

Ein Berechnungslauf des Programms „HORIZONT“ für ein Höhenmodell in der Größe des DHM Hunza, der als Ausgabedateien sowohl das dreidimensionale Horizontmodell als auch das Skyview-Modell erstellt, nimmt auf einem PC Pentium-233 mit 128 Mbyte Hauptspeicher eine Zeitdauer von ca. 8 Stunden in Anspruch. Die detaillierte Funktionsweise des Programms ist in Abb. 41 dargestellt.

Über den Anteil des „sichtbaren“ Geländes unterhalb des Horizontes kann für einen beliebigen Standort die diffuse Geländereflexion approximiert werden. In erster Näherung wurde zur Berechnung dieses Einstrahlungsparameters der „terrain view factor“ tvf ermittelt. Für die Implementierung wurde im nachfolgend beschriebenen Programm GLOBALRAD der ergänzende Wert des Sky View Faktors gebildet. Es gilt also:

$$tvf = 1 - svf \quad (41)$$

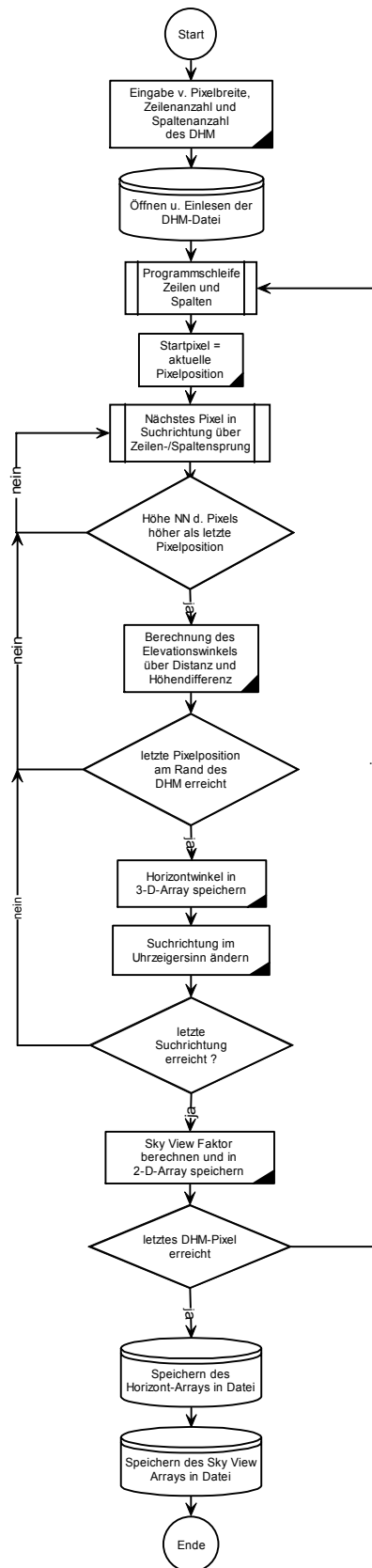


Abb. 41: Struktogramm des Programms HORIZONT zur Berechnung der Horizontparameter auf der Basis eines digitalen Höhenmodells

Fig. 41: Structure of the program HORIZONT for the calculation of horizon Parameters on the basis of a digital elevation model

6.1.2. Berechnung der potentiellen Einstrahlung mit dem Programm „GLOBALRAD“

Im Untersuchungsraum ist die hohe Variabilität topographischer Parameter wie Höhe NN, Hangneigung, Exposition und Abschattung durch topographische Hindernisse in Sonnenrichtung Ursache für extreme lokale Gradienten des kurzwelligen Strahlungsempfangs am Erdboden. Eine Differenzierung dieser topographisch induzierten Raummuster wurde auf der Basis einer Modellierung der potentiellen, flächenbezogenen diffusen und direkten Einstrahlungskomponenten realisiert.

Der Direktstrahlungsempfang einer Fläche im Raum $I_{dir_fl\ \lambda_1-\lambda_2}$ wird, den Erläuterungen in 2.1. entsprechend, im Programm GLOBALRAD wie folgt approximiert (vgl. FUNK 1983):

$$\begin{aligned} I_{dir_fl\ \lambda_1-\lambda_2} &= I_{dir\ \lambda_1-\lambda_2} \cdot [(vecfl_x \cdot vecsun_x) \\ &+ (vecfl_y \cdot vecsun_y) \\ &+ (vecfl_z \cdot vecsun_z)] \quad [w/m^2] \quad (42) \end{aligned}$$

Flächennormalvektor und Sonnenvektor setzen sich aus jeweils einer X-Koordinate, einer Y-Koordinate und einer Z-Koordinate zusammen. Die Berechnung der Vektorkoordinaten für die Fläche wurde dabei auf folgende Weise implementiert:

$$vecfl_x = \sin(asp) \cdot \sin(slp) \quad (43)$$

$$vecfl_y = \cos(asp) \cdot \sin(slp) \quad (44)$$

$$vecfl_z = \cos(slp) \quad (45)$$

Ihre absolute Orientierung im Raum erhält die betrachtete Fläche zusätzlich durch die geographische Breite \varnothing (s. Gleichungen (6) und (7)) sowie die Höhe NN. Das Programm GLOBALRAD sowie die darauf aufbauenden Algorithmen implementieren die geographische Breite als Konstante, die zur Vereinfachung für den gesamten Rasterdatensatz gilt, und zu Beginn eingegeben werden muß.

Die Berechnung der Vektorkoordinaten für die Sonnenposition lautet wie folgt:

$$vecsun_x = \sin\Omega \cdot \cos\beta \quad (46)$$

$$vecsun_y = \cos\Omega \cdot \cos\beta \quad (47)$$

$$vecsun_z = \sin\beta \quad (48)$$

Aus der Summe aller Vektorkoordinaten in Gleichung (42) ergibt sich immer ein Wert zwischen 0 und 1. Während bei Erreichen des Wertes 0 die Fläche im Kernschatten liegt und nur noch diffuse Einstrahlung empfängt, steht der Wert 1 für senkrecht einfallende Direktstrahlung und somit werden $I_{dir\ \lambda_1-\lambda_2}$ und $I_{dir_fl\ \lambda_1-\lambda_2}$ gleich gesetzt.

Da auf der Basis des FROUIN-Modells die diffuse Himmelsstrahlung hinreichend genau approximiert wurde, war es naheliegend, auch im Flächenmodell diesen diffusen Anteil der Einstrahlung nur über den in Gleichung (13) aufgeführten Höhengradienten sowie den Sky View Faktor zu verändern. Hierbei wird die hemisphärische Verteilung der Diffusstrahlung für alle Sonnenstände als isotrop angenommen. Die Formulierung für die potentielle diffuse Himmelsstrahlung pro Flächenelement $I_{dif_fl \lambda_1-\lambda_2}$ entspricht daher Gleichung (13) und lautet somit:

$$I_{dif_fl \lambda_1-\lambda_2} = (I_{\lambda_1-\lambda_2} (0.0025 (10.000 - hoehe_{fl}))) svf_{fl} \quad [w/m^2] \quad (49)$$

Von einer Koppelung des Anteils der diffusen Himmelsstrahlung an den Sonnenzenitwinkel wurde auch im Flächenmodell abgesehen, zumal das komplexe Verhältnis weder linear noch exponentiell darstellbar ist, und zudem noch mit der Höhe NN variiert. Der Formulierung in Gleichung (49) entsprechend liegt der Anteil der Diffusstrahlung an der Einstrahlung, unter der Voraussetzung, daß der Sky View Faktor 1 ist, in 2000m Höhe bei etwa 20% und in den höchsten Gipfellagen des Untersuchungsraumes bei etwa 5%.

Den geringsten Anteil am kurzwelligen Strahlungsempfang einer Fläche im Raum nimmt in aller Regel die diffuse Reflexion umliegender Hänge ein. Dennoch kann unter bestimmten Bedingungen in schnee- und eisbedeckten Hochgebirgsarealen dieser Anteil auf bis zu 66% ansteigen (DUGUAY 1993). GRATTON et al. (1993) stellten fest, daß beschattete Flächen auf einem Gletscher in Kanada im Mittel 20-25% der diffusen Einstrahlung über Reflexionen des umliegenden Geländes erhalten und besonnte Flächen bis zu 10%. Für den Untersuchungsraum muß daher angenommen werden, daß die diffuse Geländereflexion bedingt durch den zunehmenden Anteil stark reflektierender Schnee- und Eisflächen mit der Höhe ansteigt. DOZIER & FREW (1990, vgl. auch WANG et al. 2000) merken an, daß eine exakte Berechnung dieses Anteils der kurzwelligen Einstrahlung den Einbezug komplexer Funktionen der geometrischen Beziehungen zwischen reflektierender und empfangender Oberfläche sowie deren Beleuchtungsverhältnisse erfordert, in denen die Reflexionseigenschaften und die Distanz zwischen beiden Flächen wesentliche Rollen spielen. Eine derartige Strahlungsübertragungsfunktion, die letztlich für jedes Flächenelement unterhalb der Horizontlinie berechnet werden müßte, würde den numerischen Aufwand der Flächenmodelle und somit die Berechnungszeit exponentiell ansteigen lassen.

Hinzu kommt, daß weder die Messdaten der Klimastationen den Anteil der Geländereflexion erkennen lassen, noch die in Kapitel 5 dargelegten Punktmodelle die Integration dieser Komponente vorsehen. Es wurde daher ein Berechnungsansatz in Anlehnung an die Methodik von DUBAYAH & LOECHEL (1997) entwickelt, der auf der Basis von Literaturwerten sowie des Terrain View Factors und der mittleren Umgebungsalbedo in erster Näherung eine mittlere Geländereflexion in Abhängigkeit von der Einstrahlung parametrisiert. Hierbei wird die Albedo der Umgebung über einen Höhengradienten approximiert, der in Form einer Exponentialfunktion an die mittlere Höhenlage der Schneegrenze gekoppelt ist. Somit ist gewährleistet, daß die diffuse Geländereflexion in Lagen unterhalb der Schneegrenze einen relativ geringen Anteil am Strahlungsempfang einnimmt, während sie höhenwärts je nach Topographie auf über 10% der Einstrahlung ansteigen kann.

Die Formulierung zur Berechnung der diffusen Geländereflexion $I_{ter_fl\lambda_1-\lambda_2}$ lautet wie folgt:

$$I_{ter_fl\lambda_1-\lambda_2} = [0.25 I_{\lambda_1-\lambda_2} (tvf \cdot \alpha_{fl\lambda_1-\lambda_2})] \quad [w/m^2] \quad (50)$$

Der Parameter $\alpha_{fl\lambda_1-\lambda_2}$ steht für die Albedo des von der Fläche „sichtbaren“ Geländes unterhalb des Horizonts und kann auf folgende Weise für die Bedingungen im Untersuchungsraum nachgebildet werden:

- für Flächen bis 500 Höhenmeter unterhalb der Schneegrenze soll gelten $\alpha_{fl\lambda_1-\lambda_2} = 0.2$
- für alle übrigen höher liegenden Flächen gilt $\alpha_{fl\lambda_1-\lambda_2} = 0.12 \exp(hoehe_{fl}/snw)$
(snw = Höhenlage der Schneegrenze)

Dabei kann die Höhe der Schneegrenze der jahreszeitlichen Veränderung entsprechend angepaßt werden. Reflexionsberechnungen auf der Basis der zur Verfügung stehenden LANDSAT-Satellitenszene (vgl. Kap. 6.2.1.) zeigten, daß der höhenwärtige Anstieg der Albedo im Untersuchungsraum über diese einfache numerische Integration zumindest für den Überflugzeitpunkt, und wahrscheinlich auch für eine längere Periode im Sommer approximiert werden kann. Bei einer Höhenlage der Schneegrenze von 4500m NN ergibt sich eine mittlere Umgebungsalbedo von etwa 0.3 in der Nähe der Schneegrenze, die in den höchsten Lagen des Untersuchungsraumes auf Werte um 0.7 ansteigt. In Kombination mit einem hohen Terrain View Faktor in Kessel- und Steilhanglagen werden auf diese Weise Strahldichten für $I_{ter_fl\lambda_1-\lambda_2}$ berechnet, die im Maximum bei ca. 11% von $I_{\lambda_1-\lambda_2}$ liegen können.

Es muß davon ausgegangen werden, daß die hohe räumliche Variabilität der diffusen Geländereflexion über die oben dargelegte numerische Integration nur ansatzweise erfaßt wird, und zudem künftig nur mit erheblichem Aufwand an entsprechenden Meßdaten kalibriert werden kann. Somit besteht zur Messung und mathematischen Herleitung der Strahlungsübertragung zwischen dreidimensional orientierten Flächen im Hochgebirgsgelände noch weitreichender Forschungsbedarf.

Aus der Summe der direkten und diffusen Strahlungskomponenten ergibt sich im Flächenmodell die potentielle kurzweilige Einstrahlung pro Flächenelement $I_{fl\lambda_1-\lambda_2}$ wie folgt:

für Sonnenhöhen $\beta >$ Horizonthöhe a :

$$I_{fl\lambda_1-\lambda_2} = I_{dir_fl\lambda_1-\lambda_2} + I_{dif_fl\lambda_1-\lambda_2} + I_{ter_fl\lambda_1-\lambda_2} \quad [w/m^2] \quad (51)$$

für Sonnenhöhen $\beta <$ Horizonthöhe a :

$$I_{fl\lambda_1-\lambda_2} = I_{dif_fl\lambda_1-\lambda_2} + I_{ter_fl\lambda_1-\lambda_2} \quad [w/m^2] \quad (52)$$

Anlage 2 zeigt eine entsprechende Berechnung der potentiellen Einstrahlungssummen des Untersuchungsraumes Hunza-Karakorum für ein Normaljahr mit 365 Tagen. Im Vergleich zu der im Histogramm in Anlage 2 dargestellten potentiell möglichen Einstrahlung mit einem Maximum von 2492 kWh/m² und

einem Mittelwert bei 1753 kWh/m² stellen sich die an einigen Klimastationen registrierten Einstrahlungssummen für verschiedene Jahre wie folgt dar:

<u>Klimastation</u>	<u>Jahr</u>	<u>Strahlungssumme in kWh/m²</u>
Diran (Bagrot)	1992	1563,501
Dadormal (Bagrot)	1993	1663,204
Bal di Hel (Hunza)	1994	1639,383

Obwohl modellierte und reelle Einstrahlungssummen vor allem auf Grund des Bewölkungseinflusses lokal voneinander abweichen, dürfte insgesamt der topographisch bedingte Trend für die verschiedenen Hangneigungen und Expositionen weitgehend übereinstimmen. Die hohe räumliche Diversität energie-wirksamer topographischer Parameter verursacht einen kleinräumigen Wechsel des potentiellen kurz-welligigen Energieempfangs. In allen West-Ost verlaufenden Tälern und Talabschnitten bildet die Talsohle jeweils eine markante Grenze zwischen hoher und geringer potentieller Einstrahlung.

Ein künftiger Verwendungszweck des Programms liegt in der detailgenauen Kartierung ökologisch rele-vanter potentieller Energiesummen, so z.B. in der Differenzierung von Strahlungsgunst und -Ungunst im Verlauf der Vegetationsperiode für eine Höhenstufe (vgl. DUGUAY 1994) oder auch in der Berechnung von Strahlungssummen für die Dauer der Ablationsperiode im Einzugsgebiet eines Glet-schers. Zur Anwendung des Programms GLOBALRAD mit vegetationsökologischer Zielrichtung kann, in gleicher Weise wie beim Punktmodell POINTRAD, das kurzwellige Energiespektrum auf die photo-syntheseaktive Einstrahlung (PAR) begrenzt werden(s. Kap. 8.1.1.).

Das Programm GLOBALRAD kann, bei entsprechender Hardwareausstattung, auf nahezu beliebig große Geländedatensätze angewendet werden. Eine programmtechnische Besonderheit ist die freie Wahl der Zeitintervalle, mit der die Sonnenpositionen bzw. die Einstrahlungssummen berechnet werden. Dadurch wird es dem Anwender ermöglicht, die Laufzeit des Programmes zu beeinflussen, und gegebenenfalls an eine weniger leistungsfähige Hardwareumgebung anzupassen. Sinnvollerweise sollte jedoch für Räume mit hoher Reliefdynamik eine Zeitauflösung von 30 Minuten nicht überschritten werden.

Ein Berechnungslauf für ein Höhenmodell in der Größe des DHM Hunza nimmt für einen Berechnungs-zeitraum von 1 Monat bei einer Zeitauflösung von 1 Stunde auf einem PC Pentium-233 mit 128 Mbyte Hauptspeicher eine Zeitdauer von ca. 7 Stunden in Anspruch.

Die Funktionsweise des Programms soll abschließend wiederum in einem Ablaufschema verdeutlicht werden. In Abb. 42 wird dabei erkennbar, daß der Kern des Algorithmus in seiner Struktur und Funktion weitgehend den Punktmodellen entspricht.

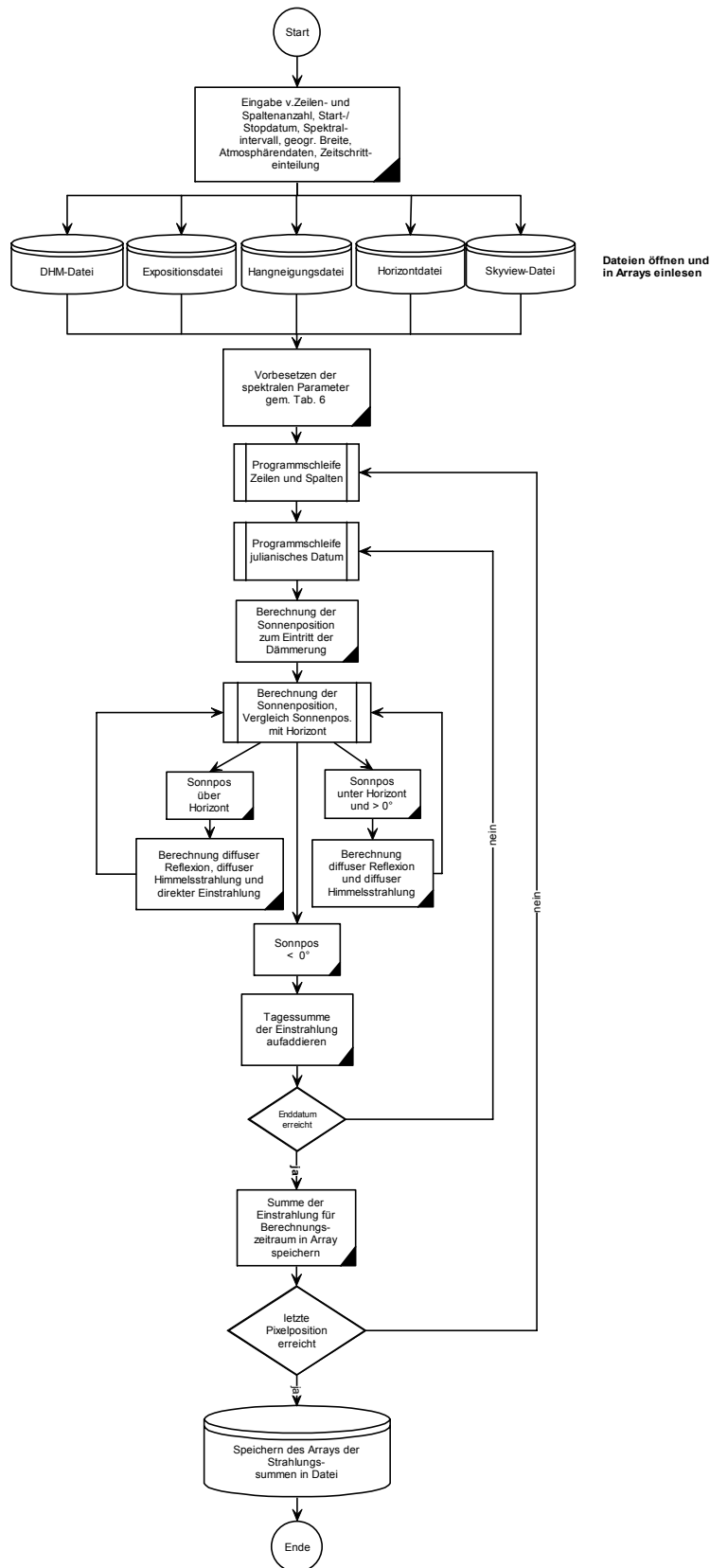


Abb. 42: Struktogramm des Programms GLOBALRAD für die Berechnung der potentiellen Einstrahlung

Fig. 42: Structure of the program GLOBALRAD for the calculation of the potential irradiation

6.2. Potentielle kurzwellige Reflexstrahlung und Strahlungsbilanz

Modellberechnungen der breitbandigen Reflexion von Landoberflächen im kurzwelligen Spektrum beruhen meist auf Extrapolationen der von Satellitensensoren empfangenen Strahldichte in den einzelnen Spektralkanälen. Hochauflösende Satellitensensoren sind in der Regel schmalbandig ausgelegt, sodaß für eine Reflexionsmodellierung die spektrale Bandbreite kurzwelliger Strahlung über mehrere Satellitenkanäle integriert werden muß.

Ansätze hierzu erläutern u.a. DUGUAY & LEDREW (1991, 1992), GRATTON et al. (1993), THOMAS (1995), KNAP et al. (1999a, 1999b), WANG et al. (2000), GROVER et al. (2000). Der größere Teil dieser mesoskaligen Reflexionsmodelle, die in Hochgebirgsräumen Anwendung fanden, konzentrierte sich dabei entweder auf eine eng begrenzte Auswahl von Oberflächentypen, oder wiesen eine für den Untersuchungsraum Hunza nicht vorhandene Klassifikationstiefe aus, und ist somit weder allgemein noch auf den hier vorliegenden Datensatz anwendbar. Nur wenige der untersuchten Ansätze integrierten Reflexionsfunktionen für die im Untersuchungsraum vorkommenden Oberflächentypen. Dazu gehören die Arbeiten von DUGUAY & LEDREW (1991, 1992) und GRATTON et al. (1993), die beide eine ähnliche Vorgehensweise verfolgen.

Typischerweise wird in allen genannten Arbeiten die Reflexion nur in eine Richtung gemessen, und nur für den Zeitpunkt des Satellitenüberfluges integriert. Für ein Modell mit Integrationszeiträumen bis zu einem Monat, wie es als Ziel dieser Arbeit angestrebt wird, ist jedoch die raum-zeitliche Dynamik der Oberflächenreflexion bedeutsam, die ohne räumliche Zusatzinformationen nicht allein aus Satellitensensordaten abgeleitet werden kann.

Die im folgenden dargelegte Vorgehensweise stellt daher einen erweiterten Ansatz dar, der ausgehend von den am Satelliten empfangenen Strahldichten zunächst die Albedo für den Überflugzeitpunkt berechnet, und anschließend auf der Basis des in 6.1. erläuterten Einstrahlungsmodells sowie einer Anisotropiekorrektur die flächenspezifische Reflexion bestimmt und in Reflexionssummen pro Flächeneinheit für den entsprechenden Berechnungszeitraum im Speicher ablegt.

6.2.1. Berechnung der Albedo auf der Basis von LANDSAT-5-TM Daten

6.2.1.1. Generierung von Oberflächenklassen

Die im vorliegenden Ansatz dargestellte flächenhafte Modellierung der Albedo erfordert ein Mindestmaß an "a priori" Kenntnissen der unterschiedlichen Oberflächentypen und ihrer räumlichen Verteilung. Die zur Verfügung stehende vegetationsorientierte Klassifikationstiefe mit 15 einzelnen Landnutzungsklassen (vgl. Tab. 2) kann jedoch in einem allgemein gültigen Albedo-Modell nicht in dieser Detaillierung umgesetzt werden. Die Zahl der Landnutzungsklassen mußte daher auf die Oberflächenklassen Vegetation, unbedeckter Boden und Schnee/Eis reduziert bzw. generalisiert werden.

Dabei war zu berücksichtigen, daß in Teilen des Untersuchungsraums der Bedeckungsgrad der Vegetation so weit absinkt, daß am Satellitensensor das Signal des unbewachsenen Bodens dominant wird. PINKER & KARNIELI (1995, S. 1395) weisen darauf hin, daß der Schwellwert für eine Trennung beider Signale je nach Vegetationstyp zwischen 25 und 35 % Bedeckungsgrad liegt. Da diese Kenngröße

weder aus der Klassifikation noch aus den Rohdaten direkt abzuleiten ist, wurde zur eindeutigen Identifikation von Boden- und Vegetationssignal zunächst der "Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)" berechnet. Nach MENZ (1996) steht der aus Satellitendaten berechnete NDVI in enger Beziehung zu unterschiedlichen Vegetationsparametern, so z.B. auch zur grünen Vegetationsbedeckung. Der NDVI wird aus LANDSAT-TM Daten wie folgt berechnet:

$$NDVI = \frac{\text{Kanal 4} - \text{Kanal 3}}{\text{Kanal 4} + \text{Kanal 3}} \quad (53)$$

Aufgrund der Reflexions- und Absorptionseigenschaften der grünen Vegetation ergeben sich für den NDVI positive Werte bei mittleren bis hohen Bedeckungsgraden und negative Werte bei einer fehlenden oder kaum entwickelten Pflanzendecke.

Somit ist davon auszugehen, daß der NDVI-Wert 0 den oben angeführten Schwellwert zur spektralen Trennung der Signale von Vegetation und Boden (bzw. des anstehenden Gesteins) hinreichend genau approximiert. Da diese Differenzierung zwischen den beiden Klassen nur als binäre Entscheidung „ja/nein“ in die Albedo-Modellierung implementiert werden mußte, wurde das NDVI-Bild des Untersuchungsraumes in eine binäre Maske transformiert.

6.2.1.2. Beleuchtungskorrektur

Mit zunehmender Verbesserung des räumlichen und spektralen Auflösungsvermögens von Satellitensensoren nahm auch der Einfluß kleinräumiger, aus der topographischen Lage des Pixels resultierender Effekte zu, die zumeist negative Wirkung auf die Auswertung der Daten haben. Hangneigung, Exposition und Schlagschatten eines Geländeabschnittes im Gebirge sind Ursache dafür, daß gleiche Landbedeckungen auf unterschiedlich zur Sonne exponierten Flächen dunkler oder heller erscheinen, und somit bisweilen extrem voneinander abweichende Signale am Satellitensensor produzieren. Die Verminderung dieser reliefbedingten Helligkeitsunterschiede wurde bereits von einer Anzahl von Autoren behandelt (CIVCO 1989, COLBY 1991, PARLOW 1991 u. 1996, ITTEN et al. 1992, CONESE et al. 1993, SANDMEIER et al. 1994, BANKO 1997).

Sowohl für Landnutzungsklassifikationen als auch für die Albedomodellierung in Gebirgsräumen schlägt PARLOW(1991, S. 115) eine Korrektur des Satellitensignals über eine Einstrahlungsmodellierung für den Zeitpunkt des Satellitenüberflugs vor. Das im folgenden vorgestellte Verfahren dient also dazu, das Satellitensignal beschatteter, von der Sonne abgewandter Flächen anzuheben, und den Überstrahlungseffekt von Geländepartien, die der Sonne zugewandt sind, zu reduzieren. Auf diese Weise wird die durch Beleuchtungsunterschiede bedingte Varianz der spektralen Signatur innerhalb einer Oberflächenkategorie weitgehend reduziert.

Nicht nur die direkte Strahlung verursacht im reliefierten Gelände unterschiedliche Reflexionssignale, sondern auch das diffuse Himmelslicht hat einen Einfluß darauf, der vor allem aus der Vorwärtsstreuung der Diffusstrahlung sowie der durch den Horizont bedingten Einschränkung der Himmelskugel resultiert.

Besondere Berücksichtigung sollten daher bei einer Beleuchtungskorrektur die Unterschiede zwischen diffusen und direkten Strahlungsanteilen innerhalb der einzelnen Spektralkanäle des LANDSAT-Systems erhalten. Das Maximum der diffusen Himmelsstrahlung liegt im Spektralbereich des Kanal 1, während im nahen Infrarotbereich ihr Anteil immer geringer wird (vgl. MONTEITH 1978, S. 19). Eine Einstrahlungskorrektur der kurzwelligen LANDSAT-Satellitenkanäle muß somit nach dem Verhältnis diffuser zu direkter Einstrahlung individuell gewichtet werden.

Da für das Gesamtvorhaben bereits ein Einstrahlungsmodell entwickelt wurde, lag es nahe, den Ansatz von PARLOW (1991) mit diesem Modellansatz zu verknüpfen. Die in Abb. 43 schematisch dargestellte Vorgehensweise basiert auf dem Verfahren von PARLOW, und beinhaltet wesentliche Teile des in Kap. 6.1. erläuterten Strahlungsmodells, jedoch von PARLOW abweichende kanalspezifische Korrekturfaktoren.

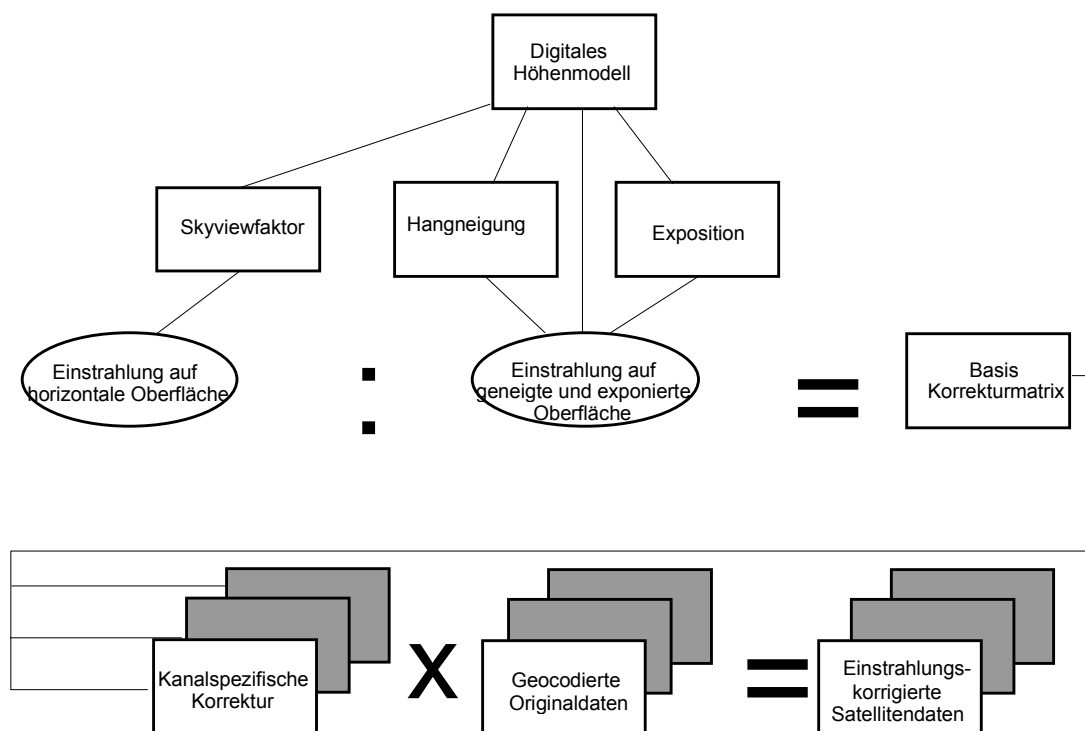


Abb. 43: Ablaufschema der Einstrahlungskorrektur multispektraler Satellitendaten auf der Basis des Einstrahlungsmodells GLOBALRAD sowie des digitalen Höhenmodells (verändert nach: PARLOW 1991)

Fig. 43: Flow chart for the irradiation correction of multispectral satellite data on the basis of the irradiation model GLOBALRAD and the digital elevation model (modified after: PARLOW 1991)

Zunächst wird auf der Basis des DHM die höhenabhängige Einstrahlung auf die horizontale Fläche zum Zeitpunkt des Satellitenüberflugs berechnet. Aus dem Verhältnis dieses Wertes zur Einstrahlung auf die geneigte und expositionorientierte Fläche entsteht eine Basis-Korrekturmatrix. Sind die Werte dieser Matrix kleiner als 1, dann erhält die betreffende Fläche mehr Einstrahlung als in horizontaler Lage, also muß der Wert dieses Pixels reduziert werden. Sind die Werte größer als 1, so ist in umgekehrter Weise

der Pixelwert zu erhöhen. Die Basis-KorrekturmatriX wird anschließend kanalspezifisch gewichtet und mit den unkorrigierten Originaldaten multipliziert.

Es gelten folgende Beziehungen:

$$kor_bas = I_{hor_fl \lambda_1-\lambda_2} / I_{dirfl \lambda_1-\lambda_2} \quad (54)$$

für $kor_bas < 1$ gilt:

$$L-5-TM_{kor} = (1 - (korfact \bullet kor_bas)) \bullet L-5-TM \quad (55)$$

für $kor_bas > 1$ gilt:

$$L-5-TM_{kor} = (1 + (korfact \bullet kor_bas)) \bullet L-5-TM \quad (56)$$

kor_bas : Basiskorrekturwert

$korfact$: kanalspezifischer Korrekturwert

$L-5-TM$: unkorrigierter Grauwert

$L-5-TM_{kor}$: korrigierter Grauwert

Zur Ermittlung der spektralen Gewichtung für eine kanalspezifische Korrektur aus der Basis-KorrekturmatriX wird das Verhältnis der diffusen zur direkten Einstrahlung berücksichtigt. In den TM-Kanälen 1 und 2 sind die Gewichtungsfaktoren daher kleiner als für die Kanäle 3, 4, 5 und 7.

Als Ergebnis erhält man Satellitendaten, in denen geländeabhängige Strahlungseffekte deutlich reduziert sind. In Abb. 44 ist ein Falschfarbkomposit aus den einstrahlungskorrigierten LANDSAT-5-TM Daten dem unkorrigierten Bild gegenüber gestellt.

Die in Abb. 44 (oben) dunklen, teilweise vegetationsbestandenen westwärts gerichteten Hänge erscheinen im korrigierten Bild (unten) in ihrem Farbsignal deutlich heller. Eine vollständige Korrektur der Beleuchtungsdifferenzen ist jedoch in einem extremen Steilrelief, wie dem Raum Hunza, nicht möglich, da sonnenabgewandte Steilhänge ein zu geringes Signal produzieren. Insbesondere im Bereich von Kern- und Schlagschatten gehen die Grauwerte der Satellitenkanäle gegen Null. Ein weiteres Anheben der Korrekturfaktoren würde diese Signale zwar verstärken, höhere Grauwerte jedoch zunehmend in die Sättigung zwingen, und somit die Ergebnisse verfälschen. Mit den in der folgenden Tabelle aufgeführten Faktoren wurden für den Untersuchungsraum die besten Korrekturergebnisse erzielt. Es wird hierin deutlich, daß die Grauwerte sonnenabgewandter Flächen stärker angehoben werden als diejenigen sonnenzugewandter Flächen abgesenkt werden. Dies liegt darin begründet, daß Überstrahlungseffekte einen geringeren Einfluß auf die am Satelliten ankommende Signalstärke haben als Abschattungseffekte.

Die auf die oben beschriebene Weise korrigierten LANDSAT-5-TM Kanäle wurden als Basisdaten in die anschließend erläuterte Modellierung der Albedo integriert.

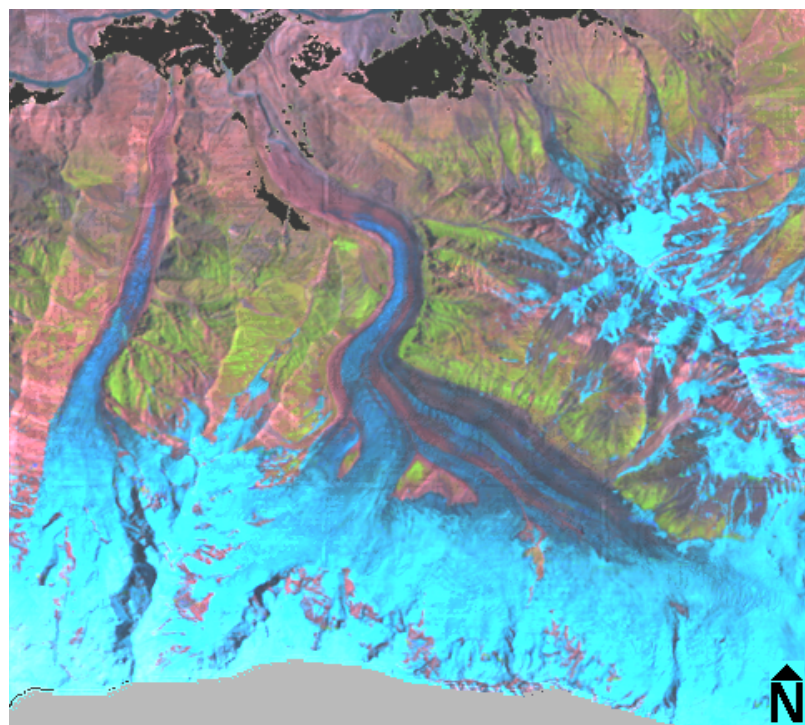
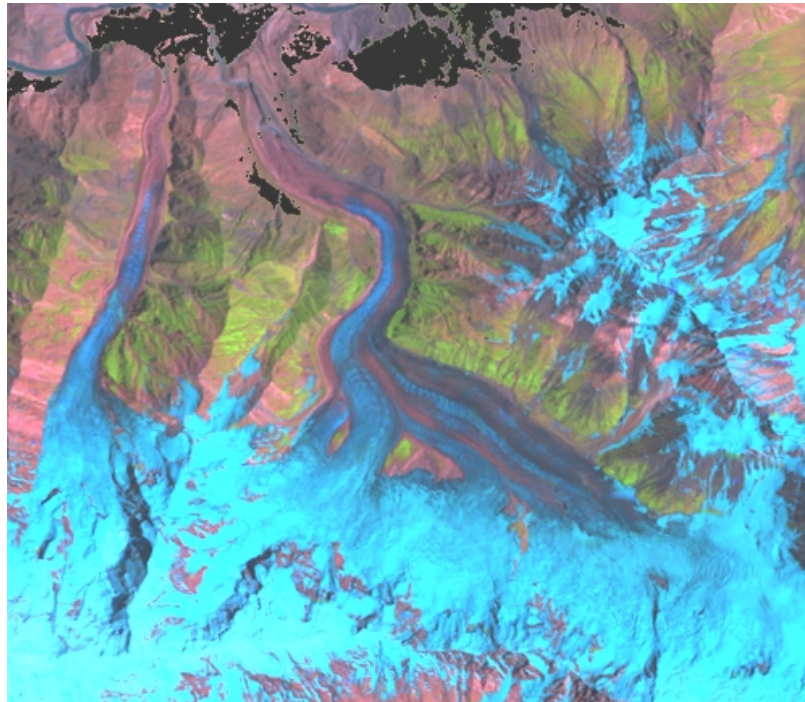


Abb. 44: Ergebnis der Einstrahlungskorrektur am Beispiel der LANDSAT-Kanäle 2, 4 und 7 dargestellt als Falschfarbkomposit (korrigiertes Bild unten, unkorrigiertes Bild oben, bewässerte Flächen wurden ausmaskiert)

Fig. 44: Result of the irradiation correction in an example of the LANDSAT-channels 2, 4 and 7 as false colour composite (corrected image lower, uncorrected image upper, irrigated areas were masked)

TM-Kanal	Korrekturwert <i>korfact</i> für sonnenabgewandte Flächen (<i>kor_bas</i> > 1)	Korrekturwert <i>korfact</i> für sonnenzugewandte Flächen (<i>kor_bas</i> < 1)
1	0.2	0.085714
2	0.32857	0.142857
3, 4, 5 und 7	0.5	0.2142857

Tab. 6: Kanalspezifische Gewichtungsfaktoren der Einstrahlungskorrektur für die kurzwelligen LANDSAT-5-TM Kanäle

Tab. 6: Channel-specific weighting factors for the irradiation correction of the shortwave LANDSAT-5-TM channels

6.2.1.3. Berechnung der isotropen Albedo für den Überflugzeitpunkt des Satelliten

Für eine hinreichend genaue Bestimmung der isotropen Albedo von Landoberflächen auf der Basis von satellitengestützten, schmalbandigen Reflexionsmessungen sollten die folgenden Spektralparameter bekannt sein:

- die spektrale Reflexionskurve der betrachteten Oberflächenklasse
- die spektrale Verteilung der Einstrahlung
- die spektrale Bandbreite der für die Modellierung verwendeten Satellitenkanäle

Das methodische Vorgehen orientiert sich im vorliegenden Fall an den Arbeiten von DUGUAY & LEDREW (1991, 1992), die in ihrem Modellansatz die Albedo jeder Oberflächenklasse über einzelne spektrale Segmente mit normierten Reflexionsanteilen approximieren.

Da der Testraum für die Modellierung von DUGUAY & LEDREW in seiner Raumausstattung, der geographischen Breite sowie den Beleuchtungsverhältnissen zum Überflugzeitpunkt im wesentlichen den Bedingungen der Modelldaten und des Untersuchungsraums Hunza entsprechen, wurden sowohl die Formulierungen als auch die normierten Reflexionsparameter aus diesem Ansatz übernommen. Für die Integration der breitbandigen Reflektivität werden die Reflexionsmessungen der LANDSAT-Kanäle 2, 4 und 7 verwendet, wobei der Kanal 2 für die Reflektivität im visible-Bereich steht, während der Kanal 4 den nahen Infrarotbereich und der Kanal 7 den mittleren Infrarotbereich repräsentiert.

Die Gewichtungsfaktoren dieser 3 Spektralsegmente VIS, NIR und MIR entsprechen dem Anteil, den sie an der gesamten kurzwelligen Solarstrahlung einnehmen, wobei im Bereich des sichtbaren Lichts der größte Anteil liegt (vgl. Abb. 15). Dementsprechend erhält in allen Gewichtungen der TM-Kanal 2 den größten Gewichtsanteil mit 0,526. Für die segmentierten 3 Oberflächenklassen werden die Gewichtungsfunktionen wie unten folgt angewendet.

- Vegetationsflächen:

Für Flächen mit einer Vegetationsdichte über dem NDVI-Schwellwert 0 ist die Reflektivität im visible-Bereich gering, im nahen Infrarot hoch und im mittleren Infrarot gering bis mittel (vgl. Abb. 27). Das Gewichtungsschema für die Albedo α_{veg} wird daher über diese Spektralbereiche integriert und lautet:

$$\alpha_{veg} = 0.526 (p [TM2]) + 0.362 (p [TM4]) + 0.112 (p [TM7]) \quad (57)$$

- unbedeckter Boden und Fels:

Flächen, die nicht oder nur gering mit Vegetation bestanden sind, haben mit Ausnahme von Schnee- und Eisflächen weniger komplexe spektrale Reflexionskurven. Somit reicht ein zweigeteiltes spektrales Gewichtungsschema zur Bestimmung der Albedo aus, das aus jeweils einem Segment für das visible-Spektrum sowie für das gesamte kurzwellige Infrarotspektrum besteht. Die Formulierung für die proportionale Gewichtung der Albedo α_{soil} lautet demnach:

$$\alpha_{soil} = 0.526 (p [TM2]) + 0.474 (p [TM4]) \quad (58)$$

- Schnee- und Eisflächen:

Für die im Vergleich zu Böden und Felloberflächen wesentlich komplexeren Reflexionseigenschaften von Schnee- und Eisoberflächen schlagen DUGUAY & LEDREW ein vierteiliges Gewichtungsschema vor, das den Bereich des nahen Infrarots in 2 spektrale Segmente unterteilt. Das Reflexionssignal dieses Oberflächentyps ist generell hoch im Bereich des sichtbaren Lichts, fällt steil ab im nahen Infrarot und hat nur noch einen geringen Anteil im mittleren Infrarot. Die Albedo für Schnee- und Eisflächen α_{smw} wird daher im allgemeinen Fall wie folgt bestimmt:

$$\alpha_{smw} = 0.526 (p [TM2]) + 0.232 (p [TM4]) + 0.130 (0.63 (p [TM4])) + 0.112 (p [TM7]) \quad (59)$$

Da die spektrale Auflösung des LANDSAT-5-Systems im Bereich des steilen Gradienten der Reflexion von Schnee und Eis im nahen Infrarot keinen zusätzlichen Kanal bietet (vgl. Abb. 27), wird das Signal des Kanals 4 zweifach gewichtet.

- Sättigungskorrektur für Neuschneeflächen:

Das Signal von Neuschneeflächen erreicht häufig im visible-Bereich die Sättigung, d.h. die Reflexion überschreitet die Sensitivität der LANDSAT-Sensoren in diesem Wellen-

längenbereich. Auf eine Landnutzungsklassifikation hat dies keinen Einfluß, da das Schneesignal in jedem Fall als solches klassifiziert wird. Für eine Albedo-Modellierung, die im Fall der Sättigung im Kanal 2 die Albedo auf der Grundlage von Gleichung (59) unterschätzen würde, schlagen DUGUAY & LEDREW die ersatzweise Verwendung des Kanals 4 für die Reflexion im Bereich des sichtbaren Lichts vor. Studien zur Reflektivität von Schneeflächen ergaben, daß diese im TM-Kanal 2 1,12-fach höher ist als im TM-Kanal 4. Die Formulierung für die Albedoberechnung von Schneeflächen bei Überstrahlung der Kanalsensoren in den L-5-TM-Bändern 1, 2 und 3 lautet dementsprechend:

$$\alpha_{snow} = 0.526 (1.12(p [TM4])) + 0.232 (p [TM4]) + 0.130 (0.63 (p [TM4])) + 0.112 (p [TM7]) \quad (60)$$

Zur Erkennung der Sättigung des Schneesignals im visible-Spektrum und Integration in den Algorithmus wurde eine binäre Maske erstellt, die alle Bildelemente mit dem Wert 1 belegt, in denen das Signal der Kanäle 1, 2 und 3 den maximalen Pixelwert von DN 255 erreicht. Für diese Schneeflächen wurde die Albedo unter Verwendung der Gleichung (60) berechnet. Für alle übrigen Schnee- und Eisflächen gilt Gleichung (59) entsprechend.

6.2.1.4. Anisotropiekorrektur

Messungen der Reflexion von natürlichen unbewachsenen oder vegetationsbestandenen Geländeabschnitten ergaben, daß der größte Teil der auch im Untersuchungsraum vorkommenden Landoberflächen eine mehr oder weniger ausgeprägte richtungsabhängige und somit anisotrope Verteilung des Reflexionsfeldes aufweisen (vgl. KNAP et al. 1999b, SCHNEIDER et al. 1999). Betrachtet man z.B. Waldflächen, so überwiegt nach BANKO (1997, S. 3) eine Reflexionsverteilung mit ausgeprägter Rückwärtscharakteristik.

Der Fehler, der durch die Annahme eines isotropen Reflexionsfeldes entsteht, liegt nach GOODIN (1995, S. 1489) z.B. für Vegetationsflächen im Flachland bei maximal 2%, erhöht sich jedoch in reliefiertem Gelände mit zunehmender Steilheit des Geländes.

Da der oben vorgestellte Ansatz zur Albedo-Berechnung ebenso wie die Mehrzahl gleichartiger Modellansätze von einer isotropen Lambert'schen Reflexion der betrachteten Flächen ausgeht, wurde somit eine Korrektur dieser Albedo-Berechnungsergebnisse auf der Grundlage der in Kap. 4.2.5. dargelegten Reflexionsindikatoren von SUTTLES et al.(1988) notwendig. Für die drei Flächentypen „clear land“, „clear desert“ und „clear snow“ wurden aus diesen Indikatoren zunächst dreidimensionale „lookup-tables“ erstellt, die für jede Winkelkombination im hemisphärischen Koordinatensystem einer Fläche (vgl. Abb. 45) einen Korrekturwert zur Verfügung stellen. In Abhängigkeit von Satellitenvektor, Flächenvektor und Sonnenvektor kann daraus für jede Fläche im Untersuchungsraum in Kombination mit dem Albedo-Ansatz in Kap. 6.2.1.3. die flächenbezogene, hemisphärisch integrierte Reflektivität abgeleitet werden. Dabei wurde davon ausgegangen, daß die oben angeführte vereinfachte Klassifikation auf diese Flä-

chentypen übertragen werden kann, also „clear land“ für Vegetationsflächen, „clear desert“ für unbewachsenen Boden und „clear snow“ für Schnee- und Eisflächen im Untersuchungsraum gelten kann.

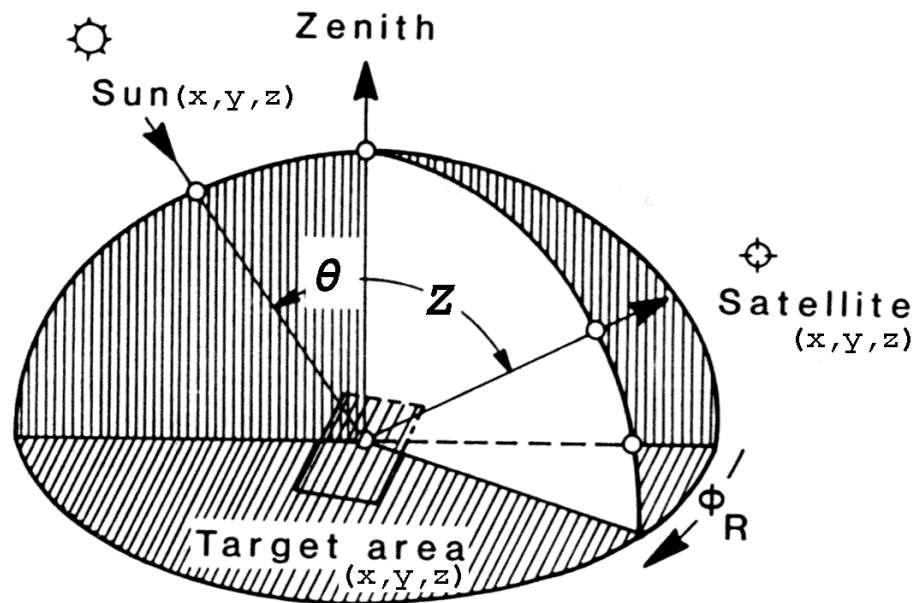


Abb. 45: Hemisphärische Koordinaten zur Bestimmung der anisotropen Reflexion einer Fläche (verändert nach SUTTLES et al. 1988)

Fig. 45: Hemispherical coordinates for the determination of the anisotropic reflection of a target area (modified after SUTTLES et al. 1988)

Es gilt also die Beziehung:

$$\alpha_{aniso(veg, soil, snw)} = \alpha_{iso(veg, soil, snw)} \cdot kor_{aniso} \{ \theta, Z, \phi_R \} \quad (61)$$

Z = Satellitenzenitwinkel

ϕ_R = relativer Azimut

Die Determinanten des Korrekturfaktors kor_{aniso} für jedes Bin im Halbraum über der Fläche werden über die Gleichungen (43) bis (48) bestimmt. Hinzu kommt die Berechnung des Satellitenzenitwinkels Z über die Distanz des Bildelements zur Nadir-Linie sowie die Flughöhe des Satelliten. Der relative Azimut ϕ_R ist die Winkeldifferenz zwischen dem Sonnenazimut Ω und der Satellitenrichtung, wobei die Satellitenrichtung im Fall der verwendeten geokorrigierten Viertelszene konstant mit $98,2^\circ$ Ost angenommen wurde.

Da der LANDSAT-5-TM-Sensor die Erdoberfläche in der Nähe der Nadir-Linie abtastet, und somit der Öffnungswinkel am äußersten Rand einer Szene nur ca. 7° beträgt, sind in erster Linie die Variabilität der Sonnen- sowie der Flächenvektoren für hohe Anisotropiefaktoren verantwortlich.

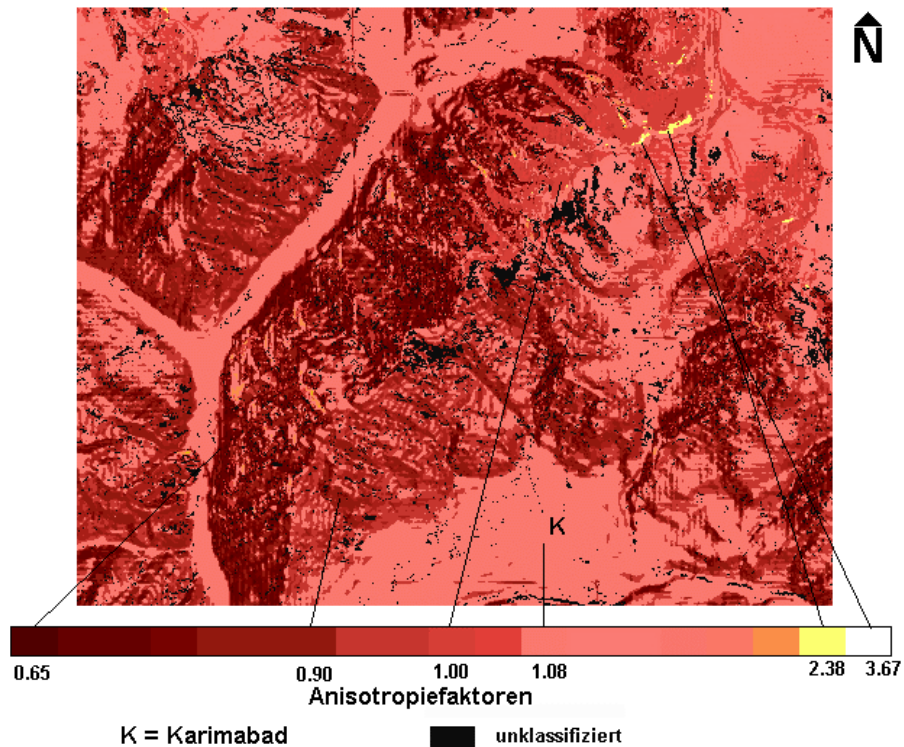


Abb. 46: Anisotropiefaktoren zum Zeitpunkt des Satellitenüberflugs (6. Juli, 10 Uhr 30) für einen Ausschnitt des Untersuchungsraumes

Fig. 46: Anisotropic factors at the time of the satellite overpass (July 6, 10 h 30) for a part of the study area

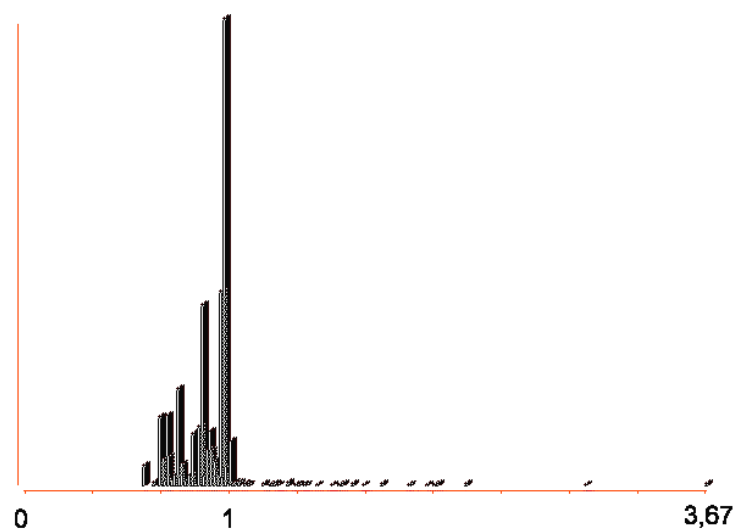


Abb. 47: Histogramm der Anisotropiefaktoren zum Zeitpunkt des Satellitenüberflugs für den gesamten Modellraum

Fig. 47: Histogram of the anisotropic factors at the time of the satellite overpass for the entire model area

Doch selbst bei relativ steilem Sonnenstand und nahezu senkrechter Scan-Richtung, wie zum Zeitpunkt der hier verwendeten Satellitenaufnahme, ergibt sich im Untersuchungsraum eine hohe Bandbreite der Anisotropiefaktoren in einem Wertebereich von 0.65 bis 3.67. Wie in Abb. 46 erkennbar ist, werden extreme Abweichungen vom isotropen Reflexionsfeld vor allem für einige Steilhänge in unmittelbarer Nähe der schroffen Kammlagen berechnet. Die in Abb. 46 als unklassifiziert ausgewiesenen Flächen werden sowohl in der Anisotropiekorrektur als auch im Gesamtalgorithmus des Reflexionsmodells nicht berücksichtigt.

Das Histogramm in Abb. 47 läßt erkennen, daß der größte Teil der Flächen im Untersuchungsraum für den Zeitpunkt des Satellitenüberflugs mit negativem Vorzeichen bzw. mit einem Anisotropiefaktor kleiner als 1.0 korrigiert werden muß, d.h. die Albedo-Berechnung nach DUGUAY & LEDREW überschätzt die Reflektivität dieser Flächen unter der Annahme isotroper Reflexion.

6.2.2. Gesamtmodell der potentiellen Reflexion und der Strahlungsbilanz

Ziel der Reflexionsmodellierung war nicht eine statische, auf einen einzelnen Zeitpunkt reduzierte Albedo-Simulation, sondern die Koppelung des Albedo-Modells an die Einstrahlungsberechnung und somit eine Integration beider Ansätze in einem Modell der potentiellen Reflexstrahlungssummen und schließlich der Ausbau zu einem Modell der potentiellen kurzweiligen Strahlungsbilanz für längere Zeiträume. Auf der Basis der für den Untersuchungsraum vorliegenden LANDSAT-5-TM Satellitenszene kann, unter Inkaufnahme von Abweichungen, die in der Regel durch die Dynamik der Schnee- und Eisbedeckung bedingt sind, ein Berechnungszeitraum von ca. 4 Wochen (± 2 Wochen um den Überflugzeitpunkt) angenommen werden.

KNAP (1999b) beobachtete anhand eines vergleichbaren Modellansatzes im Schweizer Alpenraum eine Höhenverlagerung der Schneegrenze von ca. 150m und trotz sommerlicher Schneefälle insgesamt nur geringfügige Veränderungen der Albedo innerhalb eines vierwöchigen Zeitraums. Als Konsequenz daraus wird klar, daß für eine längere Berechnungsdauer zumindest für Hochgebirgsräume pro Monat eine Satellitenaufnahme zu Verfügung stehen sollte.

Obwohl der Algorithmus zur Berechnung der reflektierten Strahlungssummen naturgemäß auch die Berechnung der Einstrahlungssummen beinhalten muß, soll im folgenden nur der Teil des Reflexionsmodells dargelegt werden, der ergänzend zur Einstrahlungsberechnung entwickelt wurde (vgl. Abb. 48).

Für das Reflexionsmodell werden zusammenfassend folgende Grundannahmen als gegeben vorausgesetzt:

- die spektrale Information der Satellitenszene des Untersuchungsraums ist mit geringfügigen Abweichungen für den Berechnungszeitraum repräsentativ
- die in „lookup-tables“ vertafelten Anisotropiefaktoren entsprechen weitestgehend dem Reflexionsfeld der den Anisotropieklassen „clear snow“, „clear land“ und „clear desert“ zugeordneten Oberflächenklassen Schnee, Vegetation und unbedeckter Boden im Untersuchungsraum
- die in Kapitel 6.2.1.3. dargelegten kanalspezifischen Albedo-Gewichtungsfaktoren sind auf die entsprechenden Oberflächenklassen des Untersuchungsraumes übertragbar

Abb. 48 zeigt in einem Struktogramm die Vorgehensweise bei der Reflexionsmodellierung. Zusätzlich zum digitalen Höhenmodell und seinen Ableitungen werden hierfür die 3 beleuchtungskorrigierten LANDSAT-Kanäle sowie die auf 3 Klassen reduzierte Landnutzungsklassifikation als Datenbasis vorgehalten.

Hinzu kommen zur korrekten Integration der radiometrischen Flächeninformation zwei binäre Masken, die der Lokalisierung hochreflektierender Schneeflächen zum Zweck der Sättigungskorrektur und der Erkennung gering bedeckter Vegetationsflächen dienen. Des weiteren wurden für jede der 3 Oberflächenklassen 560 Anisotropie-Korrekturfaktoren in Tabellen abgelegt, die im Programm REFLEXRAD über den Satellitenzenit (7 Bins), den relativen Azimut (8 Bins) und den Sonnenzenit (10 Bins) abgerufen werden.

Aus Abb. 48 wird ersichtlich, daß die potentielle kurzwellige Reflexion für die diffuse und die direkte Einstrahlungskomponente getrennt berechnet wird. Da nur die gerichtete, direkte Komponente die Anisotropie verursacht, wird die diffuse Komponente mit der isotropen, richtungsunabhängigen Albedo multipliziert.

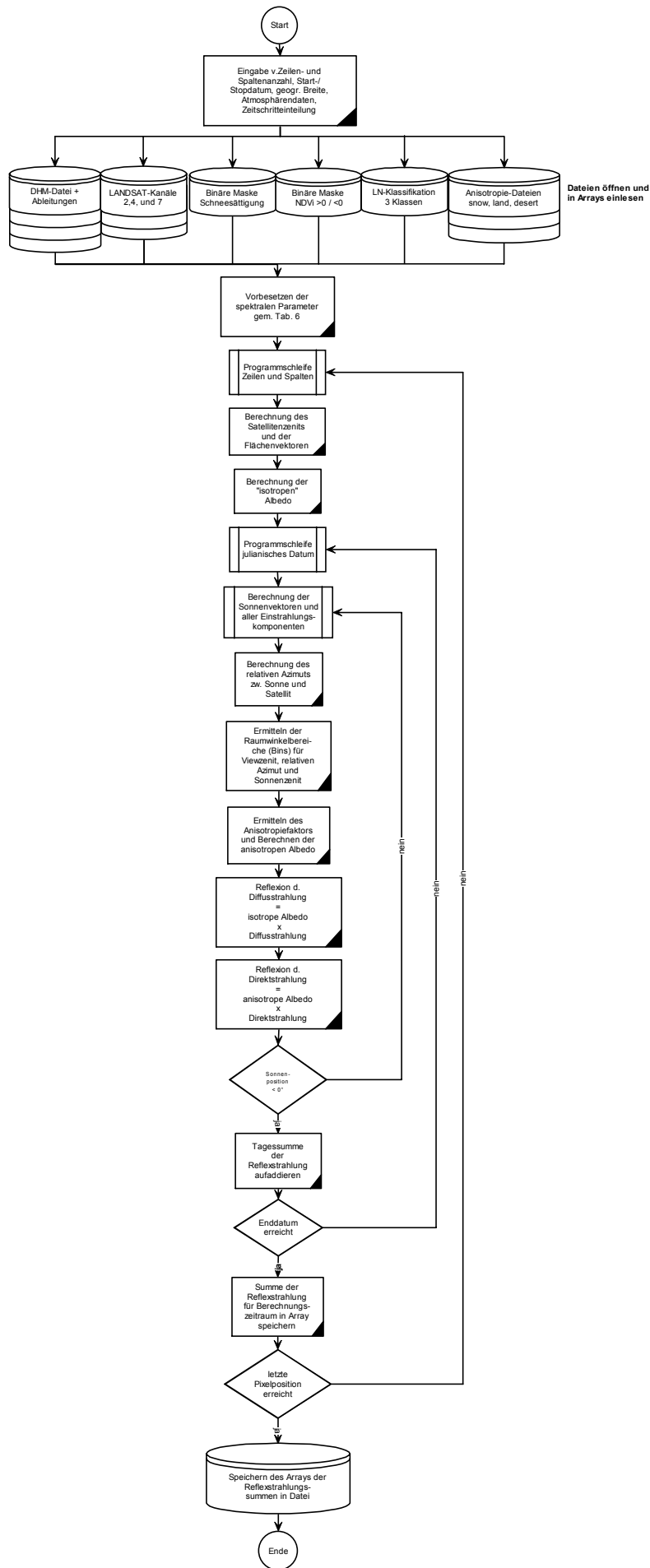
Im Gegensatz zum Programm GLOBALRAD besteht in diesem Algorithmus nicht die Möglichkeit das solarenergetische Spektrum auf die photosyntheseaktive Strahlung PAR zu begrenzen, da die vorgestellten Ansätze zur Reflexionsberechnung ausschließlich für den gesamten kurzwelligen Spektralbereich ausgelegt sind.

Anlage 3 zeigt eine entsprechende Berechnung der potentiellen Reflexstrahlungssummen des Untersuchungsraumes Hunza-Karakorum für den Zeitraum von ± 15 Tagen um den Zeitpunkt des Satellitenüberflugs am 6. Juli 1990. Erwartungsgemäß hoch sind die reflektierten Energiesummen im Bereich der Neuschneeflächen in Kamm- und Gipfelregionen. Analysen der eingestrahnten und reflektierten Energie für den Berechnungszeitraum ergaben, daß weite Bereiche dieser Flächen mehr als 90% der empfangenen Solarenergie reflektieren. Wesentlich geringer ist der Anteil der reflektierten Solarstrahlung bei den übrigen Oberflächenklassen Vegetation und unbedeckter Boden. Diese Geländepartien, zu denen auch schuttbedeckte Gletscherzungen gehören, absorbieren die empfangene Solarstrahlung zu einem großen Teil.

Dieses Berechnungsergebnis in Anlage 3 verdeutlicht, daß eine derartige fernerkundungsgestützte Reflexionsmodellierung für einen Hochgebirgsraum abhängig ist von der Beleuchtung des Geländes zum Zeitpunkt des Satellitenüberflugs. Eine ungenügende Ausleuchtung bei niedrigen Sonnenständen würde den Anteil der Kern- und Schlagschattenbereiche erhöhen, in denen die Signale der kurzwelligen LANDSAT-Kanäle so weit absinken, daß hier weder eine Klassifikation noch eine Albedo-Modellierung plausible Ergebnisse erzielt.

Abb. 48 (nächste Seite): Struktogramm des Programms REFLEXRAD

Fig. 48(next page): Structure of the program REFLEXRAD



Alternativ zur Berechnung und Dateiausgabe der Reflexionssummen kann im Programm REFLEXRAD auch die Differenz zwischen Einstrahlung und reflektierter Strahlung berechnet und ausgegeben werden, sodaß man die potentielle, kurzweilige Strahlungsbilanz pro Flächeneinheit als Ergebnis erhält. Diese flächenbezogene Modellgröße stellt eine Approximation für den Energieumsatz einer Landschaft dar, der in vielerlei Hinsicht Verwendung finden kann (s. Kap. 8.). Im zugehörigen Berechnungsbeispiel in Anlage 4 wird erkennbar, daß großflächig hohe Absorption der Solarstrahlung und entsprechend hohe Strahlungsbilanzwerte ($>200\text{kWh/m}^2$) sich meist auf die schuttbedeckten und leicht südwärts geneigten Gletscheroberflächen beschränkt. Daß insgesamt die flachen, sowohl vegetationsfreien als auch mit Vegetation bestandenen Geländepartien im Berechnungszeitraum Juni/Juli ebenfalls hohe Strahlungsumsätze aufweisen, liegt darin begründet, daß zu diesen Zeiten die Einfallwinkel der Direktstrahlung ihren Höchststand erreichen, und dadurch der im Jahresverlauf ausgeprägte Expositionsvorteil südwärts geneigter Flächen nicht zum Tragen kommt.

Erwartungsgemäß niedrig ist die Absorption der Solarstrahlung auf Schnee- und Eisflächen oberhalb der Schneegrenze (dazu auch Kap. 8.2.2.).

7. Ein empirisch gestützter Ansatz zur Integration der Bewölkung

Einstrahlungsmodellierungen, die auch die Strahlungstransmission durch die Bewölkung berücksichtigen, basieren in der Regel auf komplexen Strahlungstransfergleichungen, die gestützt werden durch fernerkundete und / oder anhand von Atmosphärenprofilen gemessene physikalische Parameter der Bewölkung. Ansätze hierzu erläutern u.a. PEYINGHAUS (1974), DERR et al. (1990) und RASCHKE et al. (1992). Tatsache ist jedoch, daß derartige mathematisch und physikalisch komplexen Ansätze nicht ohne erhebliche Einbußen der in den bisherigen Modellansätzen verwendeten räumlichen und zeitlichen Auflösung auf den Untersuchungsraum angewendet werden können.

Das im folgenden dargestellte Verfahren zielt daher ab auf die Integration eines Indikators für die kurzwellige Transparenz der Bewölkung im Untersuchungsraum in die bisher entwickelten Algorithmen, ohne jedoch den Berechnungsaufwand wesentlich zu erhöhen. Auf diese Weise bleibt das Modell offen in der Anwendung und eine Integration der Bewölkung kann wahlweise erfolgen. Diese basiert einerseits auf den in Kapitel 4.2.4.2.3. erläuterten fernerkundeten Bewölkungsdaten und andererseits auf den in Kapitel 4.1.1. aufgeführten Pyranometer-Meßdaten des Meßnetzes Bagrot. Dabei wurde bewußt in Kauf genommen, daß der zur Verfügung stehende Datensatz im Form von 10-Tages-Kompositen der Satellitenplattform NOAA die zeitliche und räumliche Dynamik des Bewölkungsaufkommens im Untersuchungsraum nur näherungsweise repräsentiert.

7.1. Linearer Regressionsansatz

Im Anschluß an die Vorarbeiten zur Differenzierung von bewölkten und unbewölkten Bereichen des Raumes Hunza-Karakorum (s. Kap. 4.2.4.2.3.) wurde das entstandene Differenzbild der NOAA-Kanäle 3 und 4 unter Verwendung des entsprechenden Schwellwertes in bewölkte und unbewölkte Bildelemente segmentiert (dazu auch HERRERA et al. 1999).

Nachfolgend mußte ein Klimastationsstandort gefunden werden, dessen Lage möglichst pixelgenau im NOAA-Bild lokalisiert werden kann, und dessen Globalstrahlungsmeßdaten zeitlich mit den zur Verfügung stehenden NOAA-Szenen koinzidieren. Die Wahl fiel auf die Klimastation Diran am süd-exponierten Hang des Diran Peak in ca. 4000m Höhe NN. Für diesen Standort wurden mit dem Modellprogramm POINTRAD Tagesgänge der potentiell möglichen Einstrahlung jeweils für die Zeiträume der NOAA-Komposite berechnet und mit den Pyranometer-Meßdaten korreliert. Abb. 49 zeigt graphische Plots der modellierten und gemessenen Einstrahlung jeweils für eine stark bewölkte und eine gering bewölkte Periode. Auch in dieser Darstellung wird deutlich, daß die Bewölkung der primäre strahlungsdämpfende Einflußfaktor ist. Bei starkem Bewölkungsaufkommen wird die Tagessumme der potentiell möglichen Einstrahlung um mehr als 90% unterschritten.

Die Differenz zwischen potentieller und gemessener Einstrahlungssumme steht in linearer Relation zum Pixelwert des Bewölkungsbildes. Je geringer der prozentuale Anteil der gemessenen Einstrahlung an der potentiell möglichen Einstrahlungssumme ist, desto höher ist der Pixelwert des NOAA-Bewölkungskomposits. Somit kann dieser Pixelwert als Indikator mit hoher Signifikanz für das Bewölkungsaufkommen und dessen Transparenz für die kurzwellige Einstrahlung am Standort

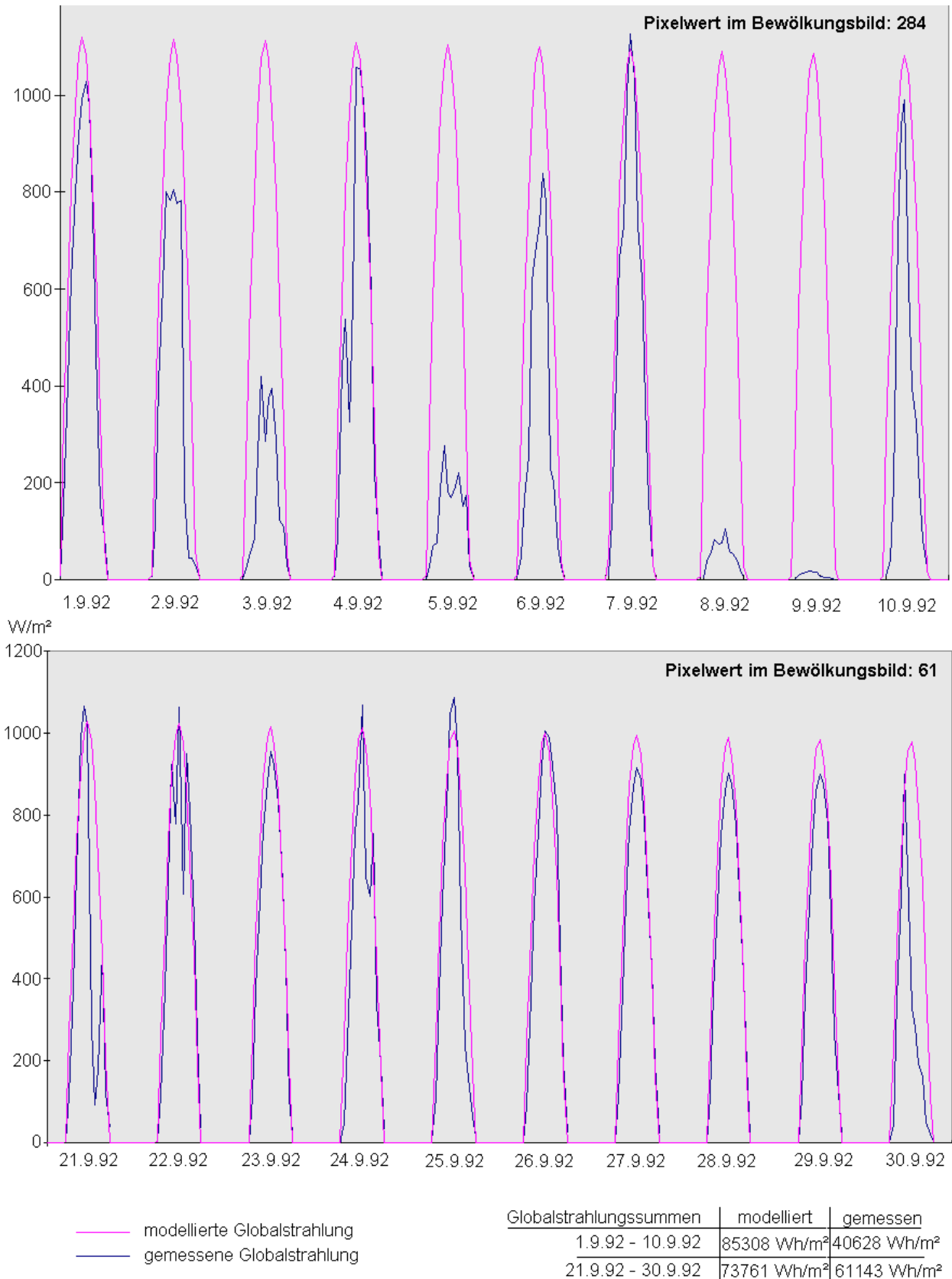


Abb. 49: Modellerte und gemessene Einstrahlung für die Zeiträume von zwei NOAA 10-Tages-Kompositen mit hohem Bewölkungsaufkommen (oben) und geringem Bewölkungsaufkommen (unten)

Fig. 49: Modelled and measured irradiation for the time periods of two NOAA 10-day-composites with high cloudiness (upper image) and low cloudiness (lower image)

Diran gelten. Diese Signifikanz soll anhand eines linearen Regressionsansatzes dargestellt werden. In diese Regression gingen der Pixelwert des Bewölkungsbildes oberhalb des Schwellenwertes und die prozentuale Differenz zwischen der gemessenen und der modellierten Einstrahlung ein. Der lineare Regressionsansatz in der allgemeinen Form

$$Y = a + bX \quad (62)$$

ergab folgende Parameter:

$$a = 23.06694$$

$$b = 0.1100759$$

wobei Y der prozentualen Differenz zwischen der berechneten und der gemessenen Einstrahlung und X dem Pixelwert des Bewölkungsbildes entsprechen.

Für die o.a. Transformation wurde als statistisches Gütemaß ein Korrelationskoeffizient von 0.9627 ermittelt (Pearson's r).

In diese lineare Integration wurden in einem ersten Test der Hypothese nur 5 Wertepaare übernommen, somit gilt die dargelegte Korrelation nur für einen Zeitraum von ca. 50 Tagen. Abb. 50 zeigt das berechnete Trendmodell in einer Graphik. Der Schwellwert für die Trennung der Bewölkung von unbewölkter Atmosphäre wurde den vorangegangenen Untersuchungen entsprechend mit DN 65 festgelegt.

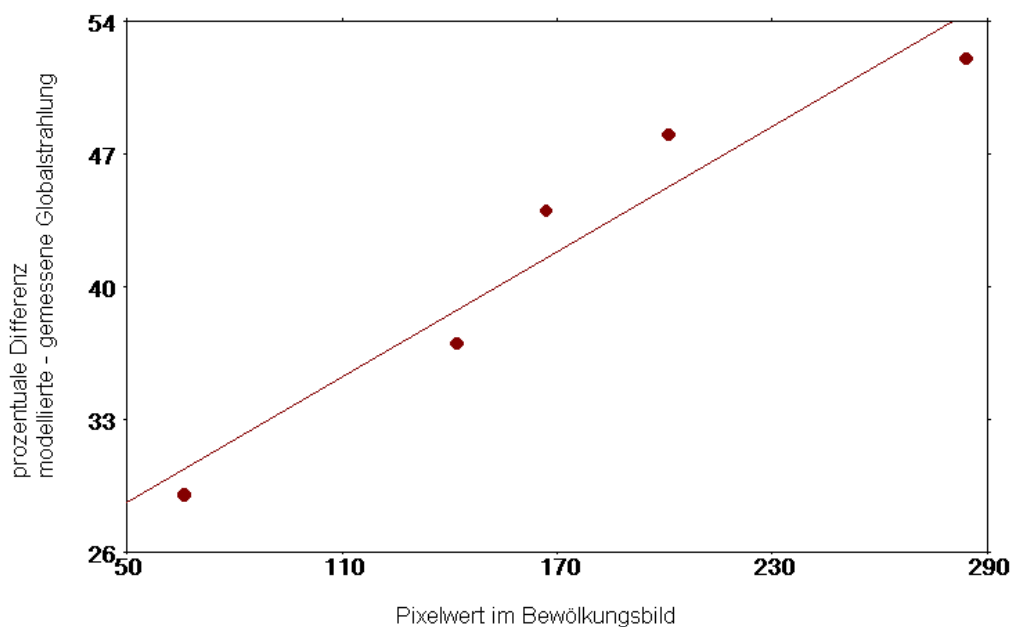


Abb. 50: Lineare Regression zur Integration der Bewölkung in die Einstrahlungsmodellierung
 Fig. 50: Linear regression for the integration of the cloudiness into the irradiation model

7.2. Modellierung realer Einstrahlungssummen

Der Bildausschnitt der Bewölkungsdaten für den Untersuchungsraum Hunza-Karakorum mußte zunächst mit einer Resampling-Routine an die Auflösung der übrigen Rasterdaten angepaßt werden.

Die Werte a und b aus Gleichung (62) wurden mit der linearen Regression in die flächenhafte Einstrahlungsberechnung übernommen, unter der Annahme, daß alle Pixelwerte über dem Schwellwert im Bewölkungsbild des Untersuchungsraumes in einem gleichen linearen Zusammenhang zur Einstrahlung stehen. Des weiteren wird angenommen, daß die Differenz zwischen potentieller und gemessener Einstrahlung für Pixelwerte unter dem Schwellwert im wesentlichen aufgrund anderer Einflußfaktoren verursacht wird als durch die Bewölkung.

Die Integration soll an folgendem Berechnungsbeispiel erläutert werden. Gegeben sei eine auf der Basis des Programms GLOBALRAD ermittelte potentielle Einstrahlungssumme $I_{fl\ \lambda_1-\lambda_2}$ von 100 KWh/m² für einen beliebigen 10-Tages-Zeitraum eines NOAA-Komposits sowie ein Pixelwert von DN 200 für das entsprechende Bildelement im Bewölkungsbild. Die bewölkungskorrigierte Einstrahlung $I_{cld_fl\ \lambda_1-\lambda_2}$ berechnet sich dann aufgrund der oben dargestellten linearen Integration wie folgt:

$$\begin{aligned} I_{cld_fl\ \lambda_1-\lambda_2} &= (I_{fl\ \lambda_1-\lambda_2} / 100) \cdot (100 - (a + b \cdot 200)) & (63) \\ &= (100 \text{ Kwh/m}^2 / 100) \cdot (100 - (23.06694 + 0.1100759 \cdot 200)) \\ &= 54.91788 \text{ Kwh/m}^2 \end{aligned}$$

Abb. 51 stellt somit einen ersten Ansatz zur Integration der Bewölkung und zur Erlangung realitätsnaher Einstrahlungssummen für den Untersuchungsraum dar. Zur besseren visuellen Trennung bewölkter und unbewölkter Bereiche wurde die hierzu verwendete NOAA-Bewölkungsmaske dieser Einstrahlungsberechnung gegenüber gestellt.

Im hier vorgestellten Ansatz wird die Dämpfung der Einstrahlung durch die Bewölkung pauschal auf die Summe aller vorher berechneten diffusen und direkten Einzelkomponenten angewendet. Da die Bewölkung aber naturgemäß die direkte Einstrahlung reduziert und den diffusen Anteil anhebt, ist in einer weiteren Ausbaustufe des Algorithmus die lineare Koppelung des Bewölkungsparameters über eine Anhebung des diffusen Anteils und eine Absenkung des direkten Anteils vorgesehen, sodaß Abschattungs- und Expositionseffekte mit zunehmendem Bewölkungseinfluß reduziert werden.

Auffällig ist in Abb. 51, daß durch die grobe 1-km-Rasterung der NOAA-Bewölkungsdaten scharfe Grenzen zwischen bewölkten und unbewölkten Bereichen entstehen. Hier wird deutlich, daß eine bis ins kleinräumige Rastermaß der übrigen GIS-Daten gehende Differenzierung lokaler Bewölkung von NOAA-Satellitendaten nicht geleistet werden kann. Somit kann ausschließlich das räumlich mesoskalige Bewölkungsaufkommen näherungsweise erfaßt und integriert werden. Wesentlich ist dabei, daß die periodisch in Kamm- und Gipfellagen auftretenden Bewölkungseluster ausreichend lagegenau wiedergegeben werden. Ebenso wie in den Abb. 30 und 31 wird deutlich, daß im dargestellten Berechnungszeitraum das Hunza-Haupttal sowie die Talsohlen der Nebentäler weitgehend bewölkungsfrei bleiben.

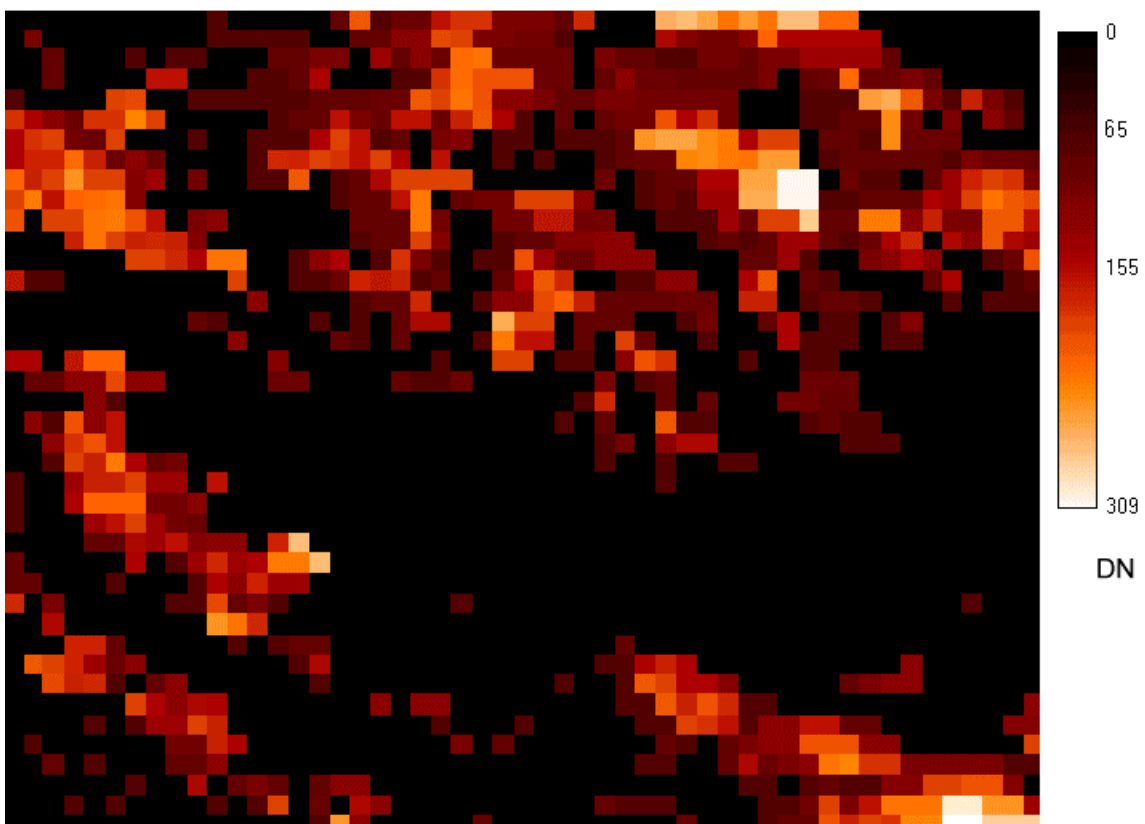
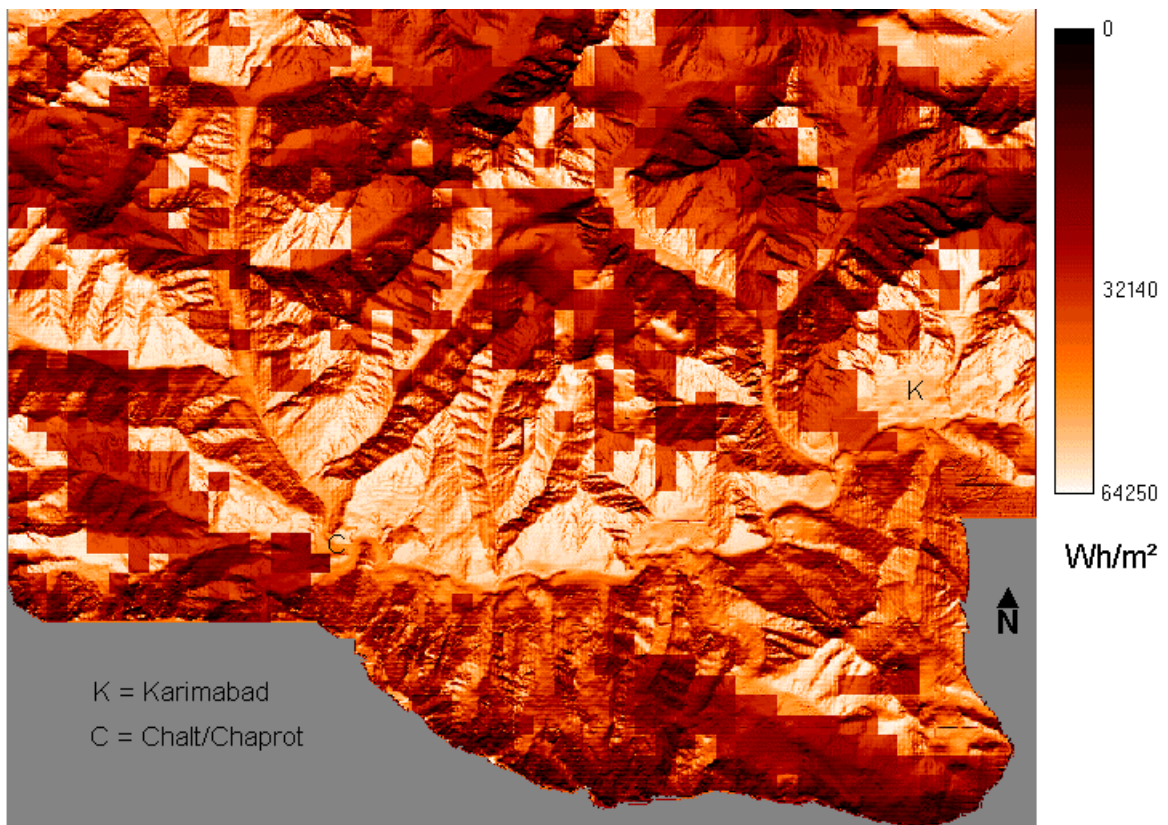


Abb. 51: Modellierte Einstrahlungssummen unter Einbezug der Bewölkung für den Zeitraum 21. bis 30. September 1992 (oben), Bewölkungsmaske aus NOAA-Daten (unten)

Fig. 51: Modelled irradiation sums including cloudiness for the period of 21 to 30 September 1992 (upper image), cloud mask from NOAA date (lower image)

8. Weitere potentielle Anwendungsfelder der Strahlungsmodelle

8.1. Analysen der Anbaurisiken und Anbaupotentiale

Die Bewässerungsoasen der Talstufe im mittleren und östlichen Teil des Untersuchungsraums liegen in einer Übergangszone zwischen Einfach- und Doppelernte. Einleitend wurde bereits darauf hingewiesen, daß in diesem Abschnitt des Hunzatalts neben der Lufttemperatur und dem Wasserdargebot die Globalstrahlung ein limitierendes Klimaelement für die Anbauintensität sein kann. Dies gilt sowohl im positiven als auch im negativen Sinne, denn eine hohe solare Strahldichte bewirkt einerseits eine höhere Photosyntheserate vor allem bei C₄-Pflanzen (vgl. Kap. 2.5.), verursacht jedoch auch gleichzeitig eine höhere Verdunstung und erhöht somit den Wasserbedarf vor allem auf den einstrahlungsbegünstigten, südwärts orientierten Anbauflächen im Untersuchungsraum. Das von Gletschern und Schneefeldern zugeführte Irrigationswasser ist je nach Lage des Anbaugbietes nicht unbegrenzt verfügbar, sodaß es vor allem dort zu Engpässen kommt, wo überwiegend apernde Schneefelder für die Wasserzufuhr zur Verfügung stehen. Strahlung, Temperatur und Wasserversorgung stehen hier damit in einem eng verknüpften Wirkungsgefüge, dessen Gleichgewicht störanfällig ist. Aufgrund dieser auch durch die Geländearbeiten der diversen Autoren (WHITEMAN 1985, CONWAY 1987) untermauerten Thesen sollen im folgenden mögliche Ansätze zur Inwertsetzung der oben vorgestellten Modelle als elementare Bausteine GIS-gestützter Analysen der klimatisch bedingten Anbaurisiken und Anbaupotentiale angeregt werden.

8.1.1. Potentielle photosyntheseaktive Einstrahlung als Bestimmungsgröße für die Nettoprimärproduktion von Kulturpflanzen

Ziel eines derartigen Vorhabens sollte, unter der Voraussetzung eines ausreichenden Wasserdargebots, eine signifikant positive Korrelation der potentiellen Einstrahlungssumme mit der Nettoprimärproduktion, also dem Zuwachs an oberirdischer Phytomasse der Kulturpflanzen während der Vegetationsperiode in einem Anbaugbiet sein.

Zur Erfassung der Photosyntheseleistung von Feldpflanzen wurden in der Vergangenheit verschiedene Ansätze auf der Basis von fernerkundungsgestützten Vegetationsindexen entwickelt (u.a. MOULIN et al. 1995, PIEKARCZYK 1995, VEROUSTRAETE & PATYN 1995). Das Wachstum oberirdischer Phytomasse ist verbunden mit einer Veränderung der Phänologie der Pflanzen, die wiederum anhand eines fernerkundeten NDVI oder eines LAI (Leaf Area Index = Blattflächenindex pro Raumeinheit) bei entsprechender Verfügbarkeit von Fernerkundungsdaten in Zeitschnitten beobachtet werden kann. Für eine erste Vorstudie und zur Darlegung der Methodik soll hier der NDVI als Approximation der Nettoprimärproduktion verwendet werden.

Zunächst wurde für den gesamten Untersuchungsraum die potentielle photosyntheseaktive Einstrahlungssumme PAR (350 - 700 nm) vom Beginn der Vegetationsperiode am Talboden (vgl. CONWAY et al. 1987, s. a. Kap. 2.5.) bis zum Zeitpunkt des Satellitenüberflugs berechnet. Die potentielle PAR

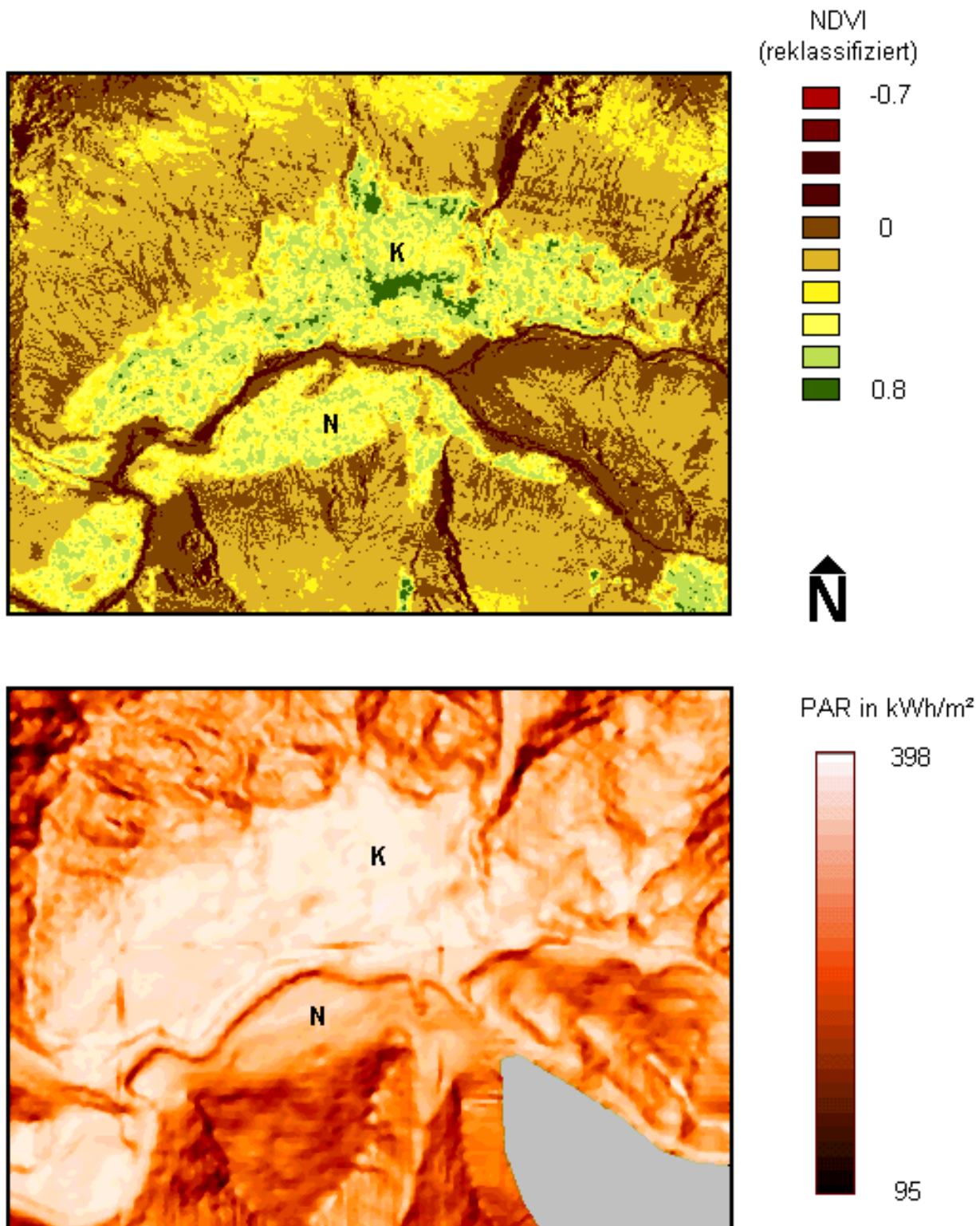


Abb. 52: Potentielle Photosyntheseaktive Einstrahlung (PAR) berechnet vom Beginn der Vegetationsperiode in Zentralhunza bis zum Tag der LANDSAT-5-TM-Satellitenaufnahme (unten) im Vergleich zum NDVI aus dieser Aufnahme (oben)

Fig. 52: Potential Photosynthetic Active Radiation (PAR) calculated from the beginning of the growing period in central Hunza until the day of the LANDSAT-5-TM satellite overpass (lower) and compared to the NDVI taken from this satellite scene (upper)

stellt in diesem Fall für die Talböden und Talterrassen ein gute Näherung an die reelle Einstrahlung dar, zumal diese Bereiche ja häufig bewölkungsfrei bleiben. Die bereits vorliegende NDVI-Matrix wurde zur besseren visuellen Differenzierung der Vegetation in 10 gleich große Klassen reklassifiziert.

Abb. 52 zeigt eine Gegenüberstellung der Berechnungsergebnisse für die Agrarflächen in Zentralhunza. Es wird erkennbar, daß in strahlungsgünstiger Lage nördlich des Hauptflusses bei Karimabad die NDVI-Werte insgesamt auf höherem Niveau liegen als in Strahlungsungunst auf der Südseite bei Nager. Die LANDSAT-5-TM-Aufnahme zur Bestimmung des NDVI entstand am 6. Juli und somit lt. CONWAY et al. (1987, S. 18) kurz vor Beginn der ersten Ernte auf zweifach bestellten Feldern. Unter den Voraussetzungen, daß

- sowohl in Hunza als auch in Nager die erste Ernte am 6. Juli 1990 noch nicht begonnen hatte,
- in beiden Anbaugebieten zum Zeitpunkt der Satellitenaufnahme keine Wasserknappheit herrschte,
- und sowohl im Süden als auch im Norden des Talraums gleichartige Feldfrüchte angebaut werden,

kann somit ein deutlicher Zusammenhang zwischen der potentiellen PAR und der räumlichen Differenzierung der Phytomasseproduktion festgestellt werden. Es ist anzunehmen, daß sich dieser erkennbare Trend einer positiven Korrelation während der Anbauperiode der zweiten Feldfrucht fortsetzt bzw. sogar noch verstärkt, da die zweite Reifeperiode in den Monaten September und Oktober in einen Zeitraum abnehmender solarer Strahldichten bei gleichzeitiger Verstärkung des Expositionsgegensatzes Süd-Nord fällt.

Auf der Basis des NDVI-Bildes wird jedoch noch nicht klar, um welche Anbaufrüchte es sich im einzelnen handelt, sodaß eine hochauflösende Landnutzungsklassifikation die oben gestellte Hypothese unterstützen sollte. Da die zur Albedomodellierung verwendete Klassifikation von G. BRAUN die bewässerten Anbauflächen nicht weiter untergliedert, muß hier auf noch nicht abgeschlossene Arbeiten verwiesen werden. Für den zentralen Teil des Untersuchungsraumes ist eine multitemporale Klassifikation der Anbauflächen auf den Talterrassen unter Verwendung von panchromatischen und multispektralen Satellitendaten der Plattformen IRS und IKONOS mit einer Pixelauflösung von 5m im Rahmen einer Diplomarbeit in Vorbereitung (mdl. Mitt. G. LIETH). Des weiteren sollte in Fortsetzung dieses Ansatzes und zur Stabilisierung der Hypothese in gleicher Weise wie in Abb. 52 eine zweite Korrelation zwischen NDVI und PAR kurz vor dem Erntetermin der zweiten Feldfrucht angesetzt werden. Es besteht hier die Schwierigkeit, eine geeignete Satellitenszene möglichst aus derselben Anbauperiode zu finden.

Unter der Annahme, daß auf den bewässerten Flächen im Hunza-Haupttal der kleinräumige Wechsel der photosyntheseaktiven Solarstrahlung die Entwicklung der Phytomasse von Feldfrüchten maßgeblich einflußt, sollte jedoch auf die oben gezeigte Weise der Zusammenhang sowohl quantitativ als auch qualitativ darstellbar sein.

8.1.2. Beispiele zu Anwendungen auf die Verdunstung

Die kurzwellige Strahlungsbilanz ist ein Teilelement im Prozessgefüge des Wasserhaushalts einer Landschaft. Im folgenden soll daher ein Ausblick auf mögliche Koppelungen des Strahlungsbilanzmodells an den Wasserhaushalt und hier speziell an die Verdunstung gegeben werden. Es soll untersucht werden, welches die weiteren Variablen sind, die in einem Verdunstungsmodell zusätzlich zur Strahlungsbilanz berechnet werden müssen. Hierzu werden einige Ansätze im wesentlichen unter agrarklimatologischen Aspekten erläutert, und die Möglichkeiten der Anwendung auf den Untersuchungsraum diskutiert.

8.1.2.1. Potentielle Evapotranspiration

Limitierender Faktor des Feldbaus in einem ariden bis semiariden Hochgebirgstalraum ist die Verfügbarkeit von Bewässerungswasser durch perennierende Gewässer. Je nach Lage und saisonalem Wasserangebot kann es, wie oben bereits festgestellt, auf den Agrarflächen im Untersuchungsraum zu einem Wasserdefizit kommen (vgl. KREUTZMANN 1989), das naturgemäß durch eine einstrahlungsbedingt hohe Verdunstung noch verschärft wird, und zu Trockenstreß führen kann. Eine agrarökologisch bedeutsame Meßgröße zur Quantifizierung dieses Defizits stellt die Evapotranspiration dar, wobei in aller Regel zwischen der potentiellen und der tatsächlichen oder aktuellen Evapotranspiration unterschieden wird (vgl. SCHRÖDTER 1985).

Erste Ansätze zur punktuellen Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration (ETP) im Nordwest-Karakorum finden sich bei WHITEMAN (1985, S. 16). Für die Klimastation Gilgit gibt er eine Jahressumme von 958mm an (berechnet nach PENMAN 1948), die bei einem Jahresniederschlag von 132mm eindeutig aride Bedingungen anzeigt (vgl. dazu auch WEIERS 1995, S. 36 ff.). Ein Vergleich der Jahressummen der potentiellen Verdunstung an den Klimastationen im Bagrot-Tal durch CRAMER (2000, S. 153) offenbarte einen negativen höhenwärtigen Gradienten von im Mittel ca. -30mm der Jahressumme pro 100 Höhenmeter. Differenzen von fast 300 mm zwischen den beiden Stationen „Dame hoch“ und „Dadormal“ in etwa gleicher Höhenlage (vgl. Tab. 7) lassen aber zusätzlich einen weiteren geländebedingten Einfluß vermuten, der auf die Strahlungsbilanz wirkt, und dadurch auch in unterschiedlichen aktuellen Verdunstungsraten resultieren könnte. In diesem Zusammenhang erkannte CRAMER (2000, S. 155 ff.) bereits eine deutliche Differenz zwischen der ETP in Nord- und Südexpositionen, die mit der Höhe zunimmt.

Station	Höhe NN	ETP/Jahr
Dainyor	1520m	1090mm
Datuchi	2240m	886mm
Dame tief	3220m	443mm
Dame hoch	3780m	332mm
Diran	4150m	302mm
Dadormal	3560m	618mm

Tab. 7: Jahressummen der potentiellen Evapotranspiration (ETP) an den Klimastationen im Bagrot-Tal (nach CRAMER 2000, S.153)

Tab. 7: Yearly sums of the potential evapotranspiration (ETP) at the climate stations in the Bagrot valley (after CRAMER 2000, p. 153)

Durch den Einsatz von Geoinformationssystemen ist es mittlerweile möglich, in Erweiterung der punktuellen Ansätze, die ETP auf die Fläche zu extrapolieren. Die unter Anwendung der Modellprogramme in Kapitel 6. berechneten flächenhaften Strahlungsenergiesummen können dabei als elementare Eingangsvariablen zur Ermittlung der potentiellen Landschaftsverdunstung im mesoskaligen Maßstab herangezogen werden. BACHMANN (1996) erläutert hierzu eine mögliche Vorgehensweise zur Flächenberechnung beispielhaft anhand eines Testraumes im Schweizer Mittelland unter Verwendung des oben angeführten Strahlungsmodellansatzes von FUNK (1983). Als Datengrundlage standen ihm ein digitales Höhenmodell, eine Albedoklassifikation auf der Basis von Standardliteraturwerten und Meßwerte von insgesamt 13 Klimastationen zur Verfügung.

Die Modellierung BACHMANNs beinhaltet die Berechnung der potentiellen Direktstrahlung sowie die räumlich dreidimensionale Interpolation diverser Klimastationsdaten unter Anwendung des Kriging-Verfahrens. Die anschließende flächenhafte Modellierung der potentiellen Evapotranspiration basiert auf dem bekannten Ansatz von PENMAN (1948). Die Rate, mit der Wasser an einer Oberfläche verdunstet, läßt sich demnach abschätzen, wenn man die als effektive und latente Wärme verfügbare Gesamtenergie pro Flächeneinheit als Differenz der Nettostrahlung (kurzwelliger und langwelliger Anteil) und der Wärmespeicherung ansetzen kann. Daher besteht die PENMAN-Formel (s. Gleichung (64), vgl. auch HENNIG 1992) in erster Linie aus einem Wärmehaushaltsterm gefolgt von einem zweiten Term, der über eine Windfunktion und das Sättigungsdefizit die Austauschbedingungen der Verdunstung in der bodennahen Grenzschicht definiert.

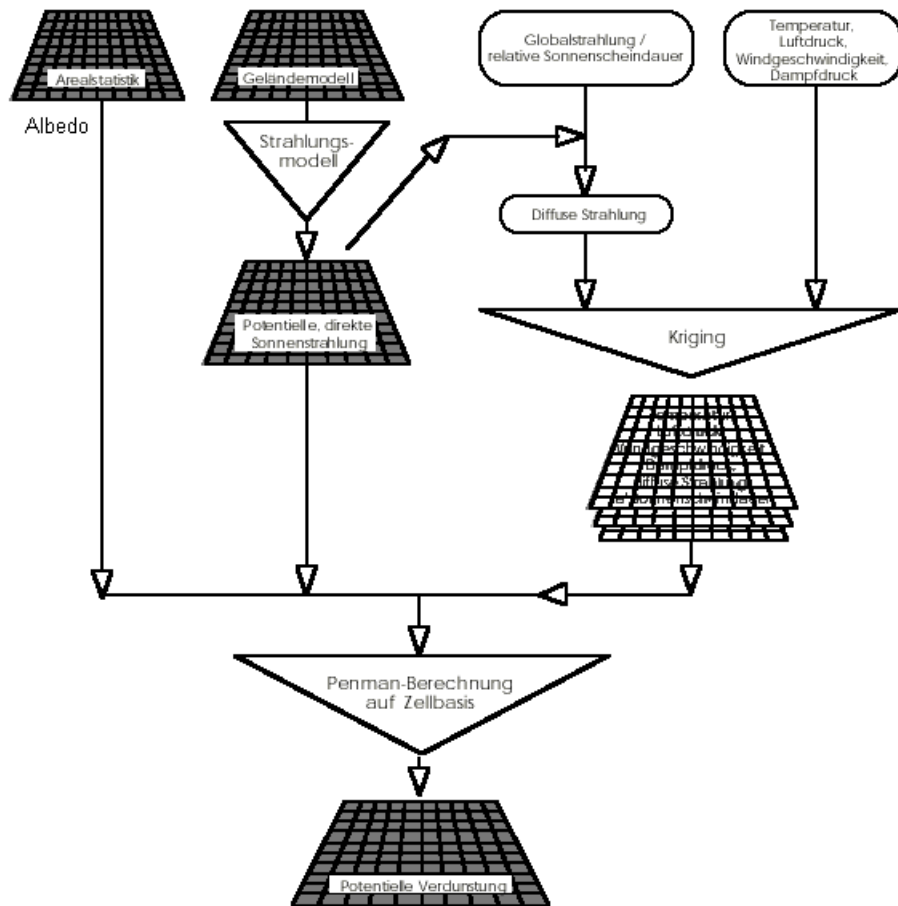


Abb. 53: Ablaufschema zur Flächenberechnung der potentiellen Evapotranspiration nach BACHMANN (1996)

Fig. 53: Flow chart for the areal calculation of the potential evapotranspiration after BACHMANN (1996)

Die Basisformel der potentiellen Evapotranspiration ETP kann nach PENMAN wie folgt notiert werden:

$$ETP = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot R_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot (E - e) \cdot f(w) \quad (64)$$

mit

- R_n = Strahlungsbilanz als Verdunstungsäquivalent in $\text{mm} \cdot \text{Tag}^{-1}$
- E = Sättigungsdampfdruck der Luft in mbar
- e = tatsächlicher Dampfdruck in mbar
- $f(w)$ = Windfunktion als Verdunstungsäquivalent in $\text{mm} \cdot \text{Tag}^{-1}$
- Δ = Steigung der Kurve des Sättigungsdampfdrucks bei gegebener Temperatur in $\text{mbar} \cdot \text{K}^{-1}$
- γ = Psychrometerkonstante in $\text{mbar} \cdot \text{K}^{-1}$

Auf weitere Details der in Gleichung (64) dargelegten Terme soll im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht eingegangen werden. Diesbezüglich sei auf die Ausführungen BACHMANNs (1996, S. 4 ff.) hingewiesen.

Die Methode nach PENMAN kombiniert einen Strahlungsansatz mit einem aerodynamischen Ansatz.

Da diese Formulierung ursprünglich zunächst für die Berechnung der Verdunstung von freien Wasseroberflächen entwickelt wurde, fand sie in der Folge diverse Modifikationen und Ergänzungen (u.a. MONTEITH 1978, S. 136 ff.), auf deren Basis hohe Korrelationen zu gemessenen Verdunstungswerten bzw. Verdunstungsäquivalenten erreicht wurden.

Die PENMAN-Formel und ihre Modifikationen finden häufig Anwendung, weil sie meteorologische Routinemeßdaten verwenden, und an verschiedene örtliche Bedingungen über das Absorptionsvermögen der betrachteten Fläche angepaßt werden können.

Die bestimmende Größe des Wärmehaushaltsterms ist hierbei die Strahlungsbilanz R_n , die sich aus der Differenz der Verdunstungsäquivalente kurzweiliger und langweiliger Strahlungskomponenten ergibt. Die Berechnung der potentiellen kurzweiligen Strahlungsbilanz (Anlage 4) kann somit einen erheblichen Beitrag zur Lösung der Penman-Gleichung liefern. Bei einer weiteren Verfolgung dieses Ansatzes ist einschränkend anzumerken, daß die langwellige Wärmestrahlung von den Modellalgorithmen in Kapitel 6 bisher nicht berücksichtigt wird. BACHMANN integriert die langweiligen Komponenten über eine parametrische Gleichung unter Hinzunahme der Lufttemperatur, des aktuellen Dampfdrucks und der relativen Sonnenscheindauer, wobei er das Ergebnis dann auf die Fläche extrapoliert.

Von einer Flächenextrapolation punktueller Klimastationsdaten ist im Untersuchungsraum Hunza jedoch generell abzuraten, da die einstrahlungsmodifizierte vertikalen Gradienten auch mit einem komplexen dreidimensionalen Kriging-Variogramm nur ungenau auf die Fläche abgebildet werden können. Hier sollte zumindest für die Bestimmung der thermischen Komponenten auf fernerkundungsgestützte Oberflächentemperaturen zurückgegriffen werden, die z.B. auf der Basis des LANDSAT-5-TM Kanals 6 oder des NOAA-Kanals 5 berechnet werden können.

Deutlich wird in der Arbeit von BACHMANN, daß ein Zusammenhang zwischen der Albedo einer Fläche und ihrer potentiellen Evapotranspiration besteht. Während, wie in Abb. 54 dargestellt, auf Flächen mit mittleren Albedowerten um 0,2 bis 0,3 der Trend weniger eindeutig ist, zeigen Flächen mit hoher bzw. niedriger Albedo doch eine erkennbare Korrelation zur potentiellen Verdunstung.

Würde man diesen Ansatz auf den Untersuchungsraum anwenden, sollten demnach die Geländeabschnitte mit hoher potentieller kurzweiliger Strahlungsbilanz bzw. niedriger Albedo auch à priori eine hohe potentielle Evapotranspiration aufweisen.

Insgesamt erhält BACHMANN im Vergleich zu gemessenen Werten mittlere Fehler im Bereich von 0,22mm ETP pro Tag, womit die Anwendbarkeit des Modells bestätigt wird.

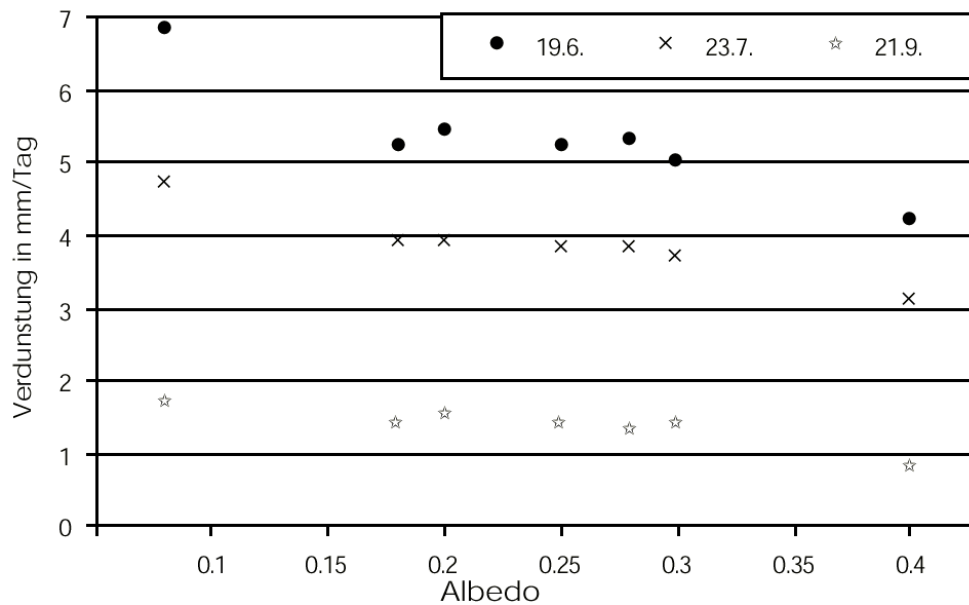


Abb. 54: Vergleich zwischen modellierter potentieller Evapotranspiration und Albedo für drei verschiedene Tage aus der Arbeit von BACHMANN (1996, S. 44)

Fig. 54: Comparison of the modelled potential evapotranspiration and the albedo for three different days taken from BACHMANN (1996, p. 44)

8.1.2.2. Reduktion der potentiellen auf die aktuelle Evapotranspiration

Noch einen Schritt weiter geht MENZEL (1997), indem er einen Ansatz zur Modellierung der aktuellen Verdunstung entwickelt (dazu auch MAUSER 1989, SAMIMI 1997, EL GAROUANI 2000).

Bei suboptimaler Wasserversorgung wird die potentielle Evapotranspiration in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt reduziert. Prinzipiell läßt sich dies sowohl durch den Einbau eines variablen Pflanzenparameters in die PENMAN-Formel als auch durch die Reduzierung der potentiellen Evapotranspiration in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte realisieren (vgl. hierzu auch HENNIG 1992, S.55ff.). Der im folgenden erläuterte Ansatz integriert beide Möglichkeiten durch die Verwendung von Bodenfeuchtemessungen und Vegetationsparametern gleichermaßen.

Nach Auffassung von MENZEL (1997) wurde in vielen derartigen Ansätzen mit der Anwendung der PENMAN-Formel bzw. ihrer Ableitungen die aktive Rolle der Vegetation bei der Aufteilung verfügbarer Energie in die latenten und sensiblen Wärmeströme zu sehr vernachlässigt. Häufige Fehlerursache ist nach seiner Auffassung die Trennung ein und desselben physikalischen Vorgangs, der Verdunstung, in einen theoretischen Maximalwert und eine als aktuell bezeichnete Reduktionsgröße. Daher ist es zur Erlangung einer präzisen Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration erforderlich, die unterschiedlichen Teilprozesse der Verdunstung, also die

- Transpiration der Pflanzen,
- die Verdunstung des an Pflanzenoberflächen haftenden Wassers (Interzeption),
- sowie die Evaporation des Bodens

voneinander getrennt direkt zu berechnen. Auf diese Weise können räumlich variierende Oberflächeneigenschaften besser berücksichtigt werden, womit von Punktanwendungen auf die erforderliche flächenbezogene Bestimmung gelangt werden kann. Es wird somit ein weiterer variabler vegetationspezifischer Parameter in Form der Interzeptionsverdunstung in die Modellierung eingebracht, der letztlich zu einer Verbesserung der Ergebnisse führt.

Bei einer physikalischen Betrachtung des Systems Boden-Pflanze-Atmosphäre zeigt sich, daß das enorme Feuchtepotentialgefälle zwischen Boden und Luft einerseits als Antriebskraft des Wassertransports durch die Pflanze dient, andererseits aber Regulationsmechanismen der Pflanzen erforderlich sind, die als Übergangswiderstände für das Wasser auf dem Weg vom Boden durch die Pflanze in die Atmosphäre wirken.

MENZEL vergleicht dieses Wirkungsgefüge mit einem Stromkreislauf (hierzu auch MONTEITH 1978, S. 111 ff.), in dem sich Pflanzen wie geregelte Ohm'sche Widerstände verhalten. Daher fügt er in seinem Modell die Transpiration der Vegetation in Form von Bestandeswiderständen ein, wobei er die Feuchte-differenz zwischen Boden und Luft ähnlich einem elektrischen Potentialunterschied darstellt. Entsprechend dem Ohm'schen Gesetz lassen sich also Widerstände definieren, die bei bestehendem Potentialunterschied den Austausch von Wasser bzw. Wasserdampf in der Pflanze regulieren. Von den äußeren Faktoren, welche den Bestandeswiderstand beeinflussen, spielt neben dem CO₂-Gehalt der Luft und der Lufttemperatur die Strahlung eine wesentliche Rolle. Der Widerstand verringert sich mit zunehmender PAR und erhöht somit die Leitfähigkeit bzw. bei entsprechender Bodenfeuchte die Transpirationsrate. Das Gesamtmodell MENZELs ist exemplarisch in einem vereinfachten Ablaufschema in Abb. 54 dargestellt.

Auch hierin ist zu erkennen, daß die kurzweilige Strahlungsbilanz zwar ein wichtiges Teilglied der Datenerhebung und des anschließenden Modells ist, dennoch nur einen von insgesamt 19 verschiedenen Input-Datensätzen der Modellierung darstellt, und somit der Realisierung dieses Modellansatzes eine aufwendige Meßkampagne vorangehen mußte. MENZEL betont zudem, daß der Ansatz zunächst für homogene Wiesen- und Weidenareale entwickelt wurde, und erst in einem weiteren Schritt die Ausdehnung und Regionalisierung auf ein größeres inhomogenes Gebiet geplant ist.

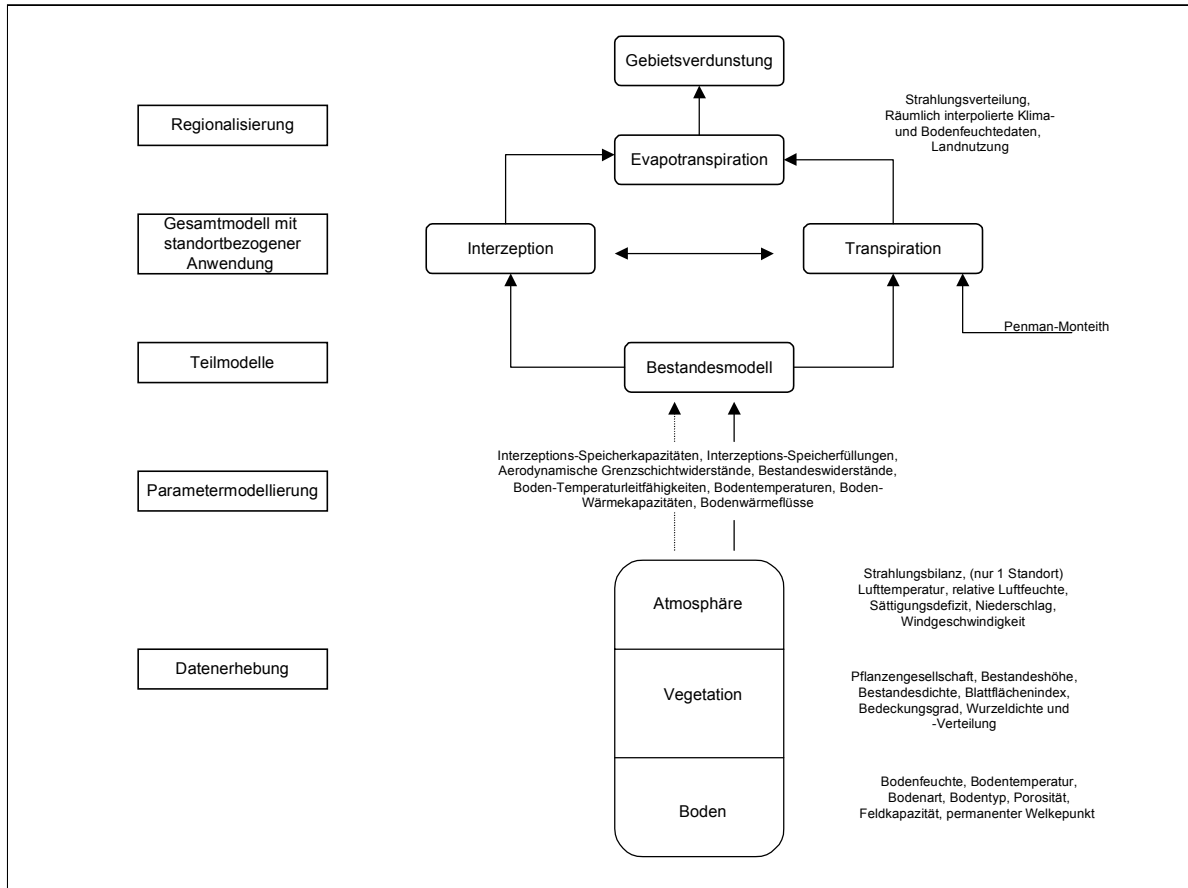


Abb. 55: Schema der Modellentwicklung zur Bestimmung der aktuellen Gebietsverdunstung nach MENZEL (1997)

Fig. 55: Diagram of the model development for the determination of the actual areal evapotranspiration after MENZEL (1997)

8.1.2.3. Diskussion der Verdunstungsansätze

Die dargestellten Modellansätze zur flächenhaften Ermittlung sowohl der potentiellen wie auch der aktuellen Evapotranspiration erfordern einen relativ hohen stationären Meßaufwand zur Erfassung von Bodenparametern im Boden bzw. von Klimaparametern der atmosphärischen Grenzschicht in Bodennähe. Die vorgenannten Untersuchungen machen deutlich, daß zur räumlich dreidimensionalen Bestimmung der Verdunstung mithin in jedem Fall eine genügende Anzahl von Klimameßstationen notwendig ist, denn die meisten der hierzu notwendigen Klima- und Bodenvariablen können nicht aus Fernerkundungsdaten oder Geländemodellen abgeleitet werden. Daher ist z.B. eine Übertragung der Ansätze auf die Bewässerungsflächen des Untersuchungsraums nur dann sinnvoll, wenn zumindest für die Talstufe in Zentralhünza die entsprechenden Stationsdaten zur Verfügung stehen.

Durch die Arbeiten von CRAMER (2000) wird deutlich, daß neben dem auch von BACHMANN festgestellten Höhengradienten der ETP zusätzlich ein direkter Zusammenhang zwischen geländeabhängiger Einstrahlung (Flächenexposition, Horizontüberhöhung) und potentieller Verdunstung besteht, der in einer hochauflösenden Flächenmodellierung nicht vernachlässigt werden kann. Neuere Meßdaten aus dem

Untersuchungsraum Bagrot scheinen diese Hypothese zu bestätigen (mdl. Mitt. durch M. GUMPERT). Die Übertragung eines der Verdunstungsansätze, zumindest auf Teilgebiete des Bagrot-Tals, scheint daher wegen des dort vorhandenen Meßnetzes und der bereits vorliegenden Meßdaten und Ergebnisse möglich, während für den Untersuchungsraum Hunza hierzu noch die entsprechende räumliche Dichte der Klimameßstationen fehlt. Das Hauptgewicht der oben vorgestellten Modellansätze liegt jedoch nicht auf der Modellierung längerer Zeitabschnitte, sodaß sich eine Übertragung auf den Untersuchungsraum auf exemplarisch ausgewählte und für bestimmte Wettersituationen repräsentative Perioden von wenigen Tagen beschränken müßte.

Insgesamt scheint eine flächenbezogene Regionalisierung der potentiellen Evapotranspiration auf der Basis des BACHMANN-Ansatzes zumindest für die Agrarflächen des Untersuchungsraumes bei entsprechender Datengrundlage eher möglich als eine wesentlich komplexere Modellierung der aktuellen Evapotranspiration.

Für den gesamten Untersuchungsraum in seiner vertikalen Ausdehnung dürfte indes eine Übertragung schon aufgrund dessen problematisch werden, daß Schnee- und Eisflächen in beiden oben erläuterten Modellansätzen nicht berücksichtigt sind.

8.2. Der kurzweilige Strahlungshaushalt von Schnee- und Eisflächen

Die Frage nach der flächenhaften Ausprägung der Energiebilanzen einer Hochgebirgslandschaft ist immer eng verknüpft mit der räumlichen Verteilung überwiegend absorbierender und überwiegend reflektierender Flächen und den entsprechenden Wirkungen auf das lokale Klima, wobei Schneeflächen, Firnflächen und ein Teil der Eisflächen naturgemäß mehr Strahlungsenergie reflektieren als absorbieren. Die räumliche Anordnung von Heizflächen (Absorbern) und Kühlflächen (Reflektoren) im Untersuchungsraum und die sich daraus ergebenden thermischen sowie strahlungsenergetischen Gradienten sind Ursache für die Ausprägung diverser lokaler und regionaler Klimatelemente. Hinreichend bekannt ist die direkte Koppelung an topographisch induzierte Windsysteme, die, wie in 2.2.1. bereits ausgeführt, im Untersuchungsraum die Aridität der Talböden begünstigen.

Rezente Beobachtungen des Wettergeschehens vor Ort (mdl. Mitteilung M. WINIGER) lassen darauf schließen, daß im Tagesverlauf ziemlich lagegenau über der Schneegrenze die Hangaufwärtsbewegung des Bergwindes umgelenkt, eventuell auch abgebremst wird, und über Schnee- und Eisfeldern die Kondensation zusätzlich forciert wird. Dies führt an Strahlungstagen ab dem frühen Nachmittag häufig zur Bildung konvektiver Bewölkungscluster, die wiederum die Einstrahlung auf Schnee- und Eisflächen vermindern.

Eine signifikante und langfristige Verschiebung des räumlichen Verhältnisses von Heizflächen und Kühlflächen hätte gleichermaßen Auswirkungen auf diese lokalklimatischen Abläufe als auch auf das Ablationsgeschehen und mithin auf das Wasserdargebot für die Talräume. Im folgenden sollen daher Ansätze und erste Zwischenergebnisse zur Analyse des kurzweiligen landschaftsenergetischen Gefüges im Untersuchungsraum mit Schwerpunkt auf dem Strahlungshaushalt von Schnee- und Eisflächen dargestellt und diskutiert werden.

8.2.1. Zur Frage der Schneegrenze

Die Höhenlage der klimatischen Schneegrenze des Untersuchungsraums sowie des gesamten Karakorum war Gegenstand zahlreicher Arbeiten (u.a. VISSER 1938, PAFFEN et al. 1956). Eine Übersicht hierzu erstellte v. WISSMANN (1959) auf der Grundlage von Expeditionsaufzeichnungen und ersten kartographischen Auswertungen. Er kam zu dem Schluß, daß die orographische Schneegrenze im Hunza-Karakorum in südexponierter Lage bei etwa 5200m liegt, während sie in Nordexposition bis in Höhenlagen von 4800m hinab reicht. Unterschiedliche Angaben der einzelnen Autoren zur Schneegrenzhöhe (vgl. Tab. 8) haben ihre Ursache wahrscheinlich in den bisweilen extremen einstrahlungsbedingten Expositionenunterschieden und der in Südexpositionen stark aufgelösten Höhenverteilung von einzelnen isolierten Schnee- und Firnmulden (siehe auch Anlage 5).

mittlere klimatische Schneegrenze	orographische Schneegrenze in Südexposition	orographische Schneegrenze in Nordexposition	Autor(en)
--	5200m	4900m	VISSER 1938
5000m	5200m	4800m	v. WISSMANN 1959
--	5000m	4600m	HARTMANN 1966
--	5300m	4700m	GOUDIE et al. 1984
--	--	4500m	WAKE 1987
5100m	--	--	MEINERS 1998

Tab. 8: Höhenangaben für die Schneegrenzlage im Untersuchungsraum nach verschiedenen Autoren

Tab. 8: Elevation levels of the snow line position in the study area after various authors

Es ist anzunehmen, daß die Angaben VISSERS und v. WISSMANNs einen historischen Stand wiedergeben, zumal die zugrunde liegenden Beobachtungen und Kartierungen 40 Jahre und mehr zurück liegen. Es stellt sich somit die Frage nach der jüngeren Entwicklung und gleichzeitig nach einer zuverlässigen und möglichst automatisierten Methode zur Bestimmung der orographischen wie der klimatischen Schneegrenze. Hier bietet sich eine fernerkundungs- und GIS-gestützte Analyse an, die auf der in Kap. 6.2. vorgestellten flächenhaften Berechnung der Albedo aufbaut.

KNAP et al. (1999b) stellten auf der Basis von Geländetransekten fest, daß der Übergang vom Zehrgebiet zum Nährgebiet eines Gletschers von einem markanten Anstieg der Albedo angezeigt wird, der umso deutlicher ausfällt, je länger die Ablationsperiode andauert.

Anhand von Profilstrecken in Längsrichtung des Gletschers soll diese Vorgehensweise am Beispiel von zwei jeweils nord- und südexponierten Gletscherkesseln des Hunza-Karakorum nachvollzogen werden. Wie die Profildarstellungen in Abb. 56 zeigen, vollzieht sich dieser sprunghafte Anstieg der Albedo auf beiden Gletschern relativ deutlich, sodaß hier in gleicher Weise wie bei KNAP davon ausgegangen werden kann, daß die lokale Schneegrenze in etwa bei einem Albedowert von 0,5 erreicht wird.

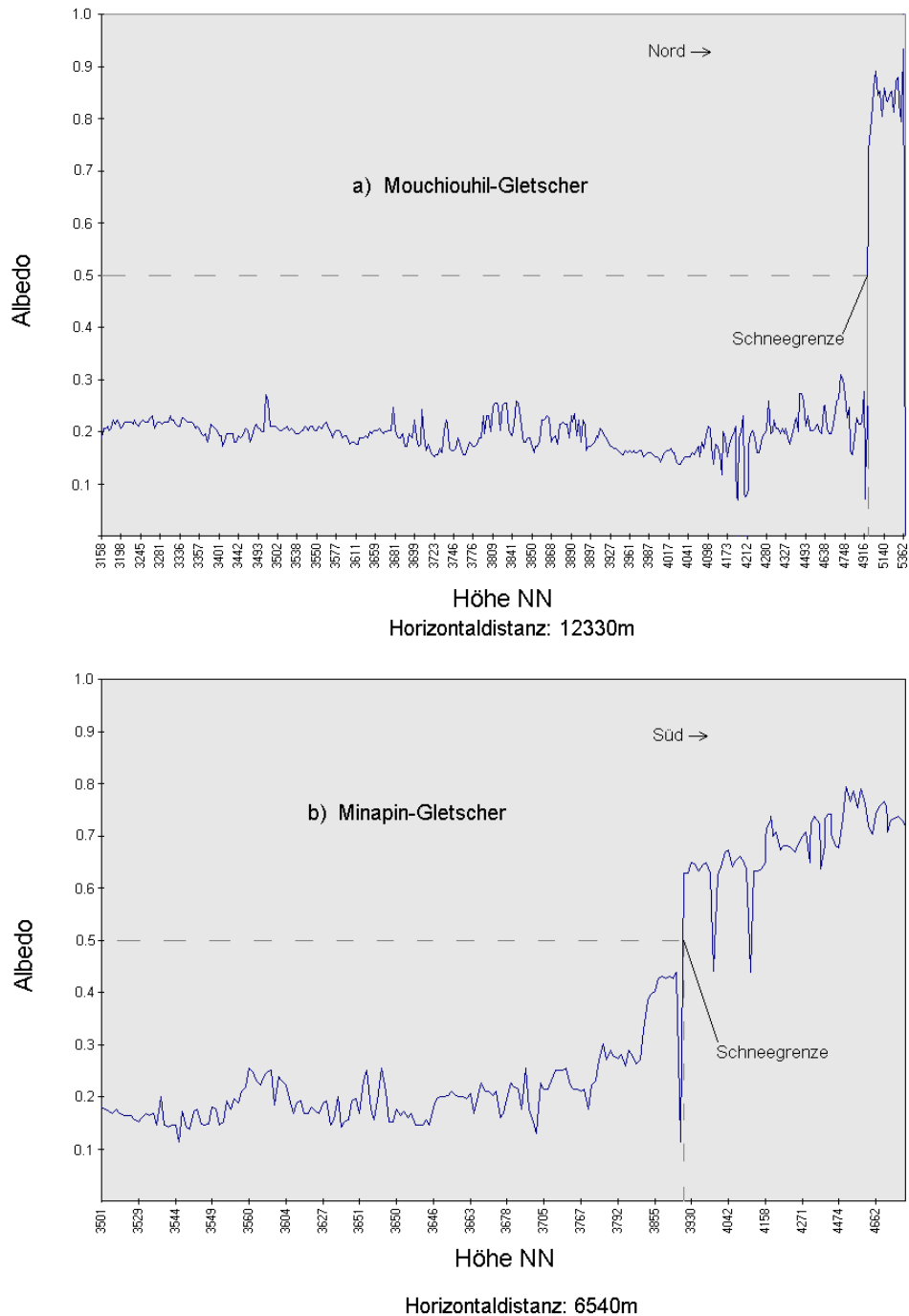


Abb. 56: Modellierte Albedo zum Zeitpunkt des LANDSAT-Überfluges am 6.7.1990 10.30 Uhr auf zwei Gletscheroberflächen im Profilschnitt

Fig. 56: Modelled albedo for the time of the LANDSAT-overpass dated 6/7/1990 10.30h on two glacier surfaces in transects

Da zum Zeitpunkt des Satellitenüberfluges grob geschätzt erst etwas mehr als ein Drittel der Ablationsperiode in den Hochlagen verstrichen war¹⁵, muß man hier von der temporären, witterungsbedingten Schneegrenzlage ausgehen, die im Vergleich zur klimatisch bedingten Firnlinie zumindest außerhalb der

¹⁵ den Angaben von CRAMER(2000) zur Folge beginnt im Raum Bagrot in dieser Höhenlage die Ablationsperiode Anfang Mai

direkten Südexposition orographisch noch wesentlich tiefer hinab reicht. Eine Höhendifferenz zwischen Nord- und Südexposition von bis zu 1000m, wie sie in Abb. 56 erkennbar wird, ist als Folge der früh- bis hochsommerlichen Einstrahlungsbedingungen im Untersuchungsraum durchaus typisch (vgl. WAKE 1987, S.28).

Auf beiden hier untersuchten Gletschern schwankt die Albedo unterhalb der Schneegrenze entlang der Profilstrecken um einen Wert von 0,2. Dies ist in erster Linie bedingt durch die starke Schuttbedeckung der Gletscheroberflächen im Zehrgebiet, wobei allerdings auf dem Minapin-Gletscher mit Annäherung an die Schneegrenze stellenweise das blanke Eis hervortritt, und die Albedo ansteigt. Während in Südexposition am Mouchiouhil-Gletscher die Schneegrenze erst bei 4930m erreicht wird, liegt sie in Nordexposition noch am Wandfuß des Rakaposhi-Diran-Massivs im Talschluß des Gletscherkessels bei 3930m.

Unter Verwendung einer Zeitreihe von LANDSAT-Szenen konnten KNAP et al. (1999b) auf einem nordexponierten Schweizer Alpengletscher mit dieser Methode den höhenwärtigen Anstieg der Schneegrenze verfolgen, und die maximale Höhenlage während der Ablationsperiode bestimmen.

Die vorgestellte Methodik vermittelt den Eindruck, daß anhand von Albedo-Profilen eindeutig Nähr- und Zehrgebiet eines Gletschers voneinander getrennt werden können, und die aktuelle Schneegrenze als linienhaftes Element kartographisch festgelegt werden kann. Schliesst man jedoch in diese Betrachtungen die Abbildungen in der Anlage 5 ein, so wird klar, daß die Höhenlage der Schneegrenze in einer räumlich dreidimensionalen Ansicht durch Lawinenabgänge und isolierte einzelne Schneeflecken zumindest in den südexponierten Lagen unscharf wird. Dargestellt sind hier zwei jeweils süd- und nordexponierte Teilausschnitte des digitalen Höhenmodells Hunza, überlagert mit allen Rasterpunkten, deren modellierte Albedo zum Zeitpunkt des Satellitenüberflugs den Wert 0,5 überschritt.

Die in Abb. 55 festgestellten lokalen, temporären Schneegrenzlagen in Nord- und Südexposition können anhand der Anlage 5 nur an wenigen Stellen im Gelände nachvollzogen werden, so z.B. für die Südlagen unterhalb des Gipfels zwischen Mouchiouhil-Gletscher und Shishpare-Gletscher und oberhalb von Kari-mabad. Für die Nordlagen weist der firnverkleidete, nordexponierte Bereich des Minapin-Gletscherkessels mehrere Bereiche auf, wo der angegebene Albedo-Schwellwert unter 4000m hinab reicht. Dabei ist zu berücksichtigen, daß auf einem Gletscher wegen der auskühlenden Wirkung die Firmlinie in der Regel um ca. 100 Höhenmeter tiefer liegt als im unvergletscherten Nachbargebiet.

In Anlage 5 wird des weiteren deutlich, daß selbst expositionsabhängige Höhenangaben zur temporären Schneegrenze nur einer relativen Genauigkeit unterliegen, da in einstrahlungsgeschützter Lage isolierte Schneeflecken an anderer Stelle in gleicher Exposition orographisch tiefer liegen können. Bisherige Untersuchungen zur Lage der orographischen Schneegrenze, bei denen man in der Regel versuchte, diese Höhengrenzen anhand der orographisch tiefsten Lage von Firnfeldern und Kargletschern zu bestimmen (z.B. v. WSSMANN 1959), mußten also diesen Effekt mit berücksichtigen. Dies konnte jedoch nur dann gelingen, wenn temporäre Schneebedeckung von überdauerndem Schnee eindeutig zu trennen waren.

In Erweiterung des Ansatzes zur räumlichen Bestimmung der Albedo soll hier daher eine multitemporale, GIS-gestützte Vorgehensweise angeregt werden, die auf der Basis des digitalen Höhenmodells, des Expositionsmodells und des Albedo-Modells für eine möglichst mehrjährige Zeitreihe von (LANDSAT-) Satellitenszenen die Berechnung der temporären Schneegrenzlagen und als Synthese zeitlich zusammengefasster Modellierungen die Ermittlung von räumlichen Veränderungen der klimatischen Schneegrenze

zum Ziel haben sollte. Die Basis für einen derartigen Modellansatz sind Häufigkeitsdiagramme der modellierten Albedowerte, in denen die Relation zu Höhe und Exposition quantitativ darstellbar ist. In Abb. 57 sind alle Rasterpunkte des Untersuchungsraums Hunza mit Albedowerten ab 0,5 und die

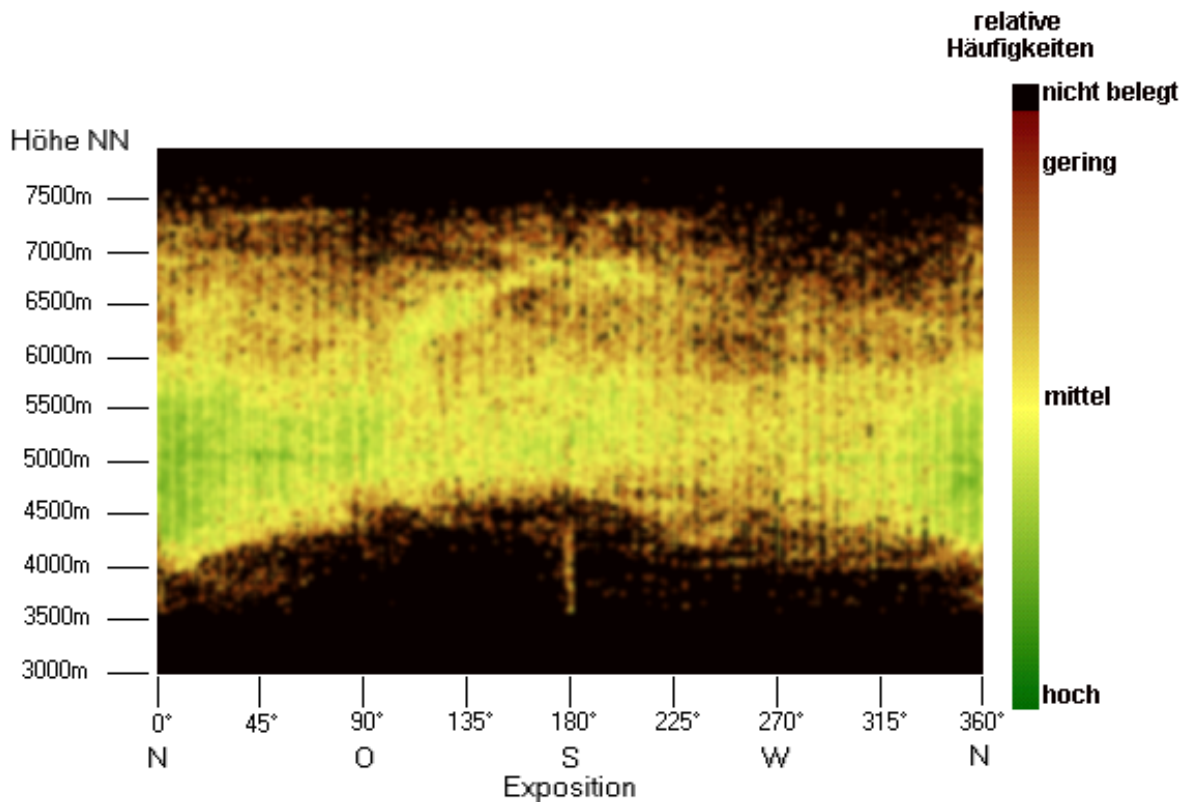


Abb. 57: Häufigkeitsdiagramm der modellierten Albedowerte über 0,5 im Verhältnis zu Exposition und Höhe NN (Basis: DHM Hunza, LANDSAT-5-TM Daten)

Fig. 57: Frequency diagram of the modelled albedo values higher than 0.5 related to aspect and altitude asl (basis: DEM Hunza, LANDSAT-5-TM Data)

entsprechenden Datensätze zu Höhe und Exposition in einem Streudiagramm auf diese Weise zusammengefasst.

Die Verteilung korreliert hier in erster Linie mit der Hypsometrie des Untersuchungsraumes, sodaß die größten Häufigkeiten von Albedowerten über 0,5 über eine Höhererstreckung von ca. 4000m bis 5800m auftreten. Diese Darstellung impliziert, daß eine temporäre Schneegrenze als eindeutig im Raum lokalisierbare linienhafte Höhengrenze auch in einer quantitativen Betrachtung nur schwierig festzulegen ist, denn es stellt sich die Frage, bei welcher Häufigkeit das Signal signifikant ist. Zählt man die orographisch tiefer liegenden geringen Häufigkeiten zu den Lawinenabgängen und isolierten Schneeflecken in einstrahlungsgeschützter Lage, so würde - mit Vorsicht interpretiert - die temporäre Schneegrenze für den Untersuchungsraum zum Zeitpunkt 6. Juli 1990 in Nordexposition bei ca. 4100m und in Südexposition bei ca. 4800m liegen.

In Abb. 57 ist auch eine markante, nahezu linienhafte Häufung von Pixeln mit hoher Albedo in tieferen Lagen der Südexposition bei 180° zu erkennen, die durch Lawinenabgänge verursacht wird. Dies ist

hochwahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß die direkten Südlagen im Laufe der Ablationsperiode in besonderem Maße der Strahlungsablation ausgesetzt sind, und dadurch die Schneemassen in diesen Lagen häufiger mobilisiert werden als anderswo.

Zur weiteren Analyse der klimatischen Schneegrenze im Untersuchungsraum, insbesondere im Hinblick auf die Diskussion globaler Massenbilanzen von Gletscherarealen in Hochgebirgen, kann die in Abb. 57 dargestellte quantitativ gestützte Ermittlung der temporären Schneegrenzlagen nur ein erster Schritt bzw. ein einzelner Baustein in Richtung auf eine anzustrebende möglichst mehrjährige Zeitreihenanalyse sein. Dennoch bleibt festzuhalten, daß durch die hier dargelegte Methode der Häufigkeitsanalyse aller für die Schneegrenzlage relevanten Rasterpixel die Möglichkeit gegeben ist, die bisherigen eher qualitativ orientierten Methoden der Untersuchungen zur Schneegrenze zu ergänzen.

Durch die Verwendung mehrerer Satellitenszenen, deren Überflugtermine bis zum Ende der Ablationsperiode in den Hochlagen (ca. Ende September/Anfang Oktober) reichen sollten, wird es möglich sein, die Lage der klimatischen Schneegrenze des Untersuchungsraumes auf der Basis der dargelegten Methodik mit einer ausreichenden räumlichen Genauigkeit zu bestimmen. Dabei sollten anhand von Niederschlags-, Strahlungs-, sowie Bewölkungsdaten Schneefälle in den Hochlagen erkannt und entsprechende Veränderungen der Albedo berücksichtigt werden.

Das Ziel mit Blick auf die Beobachtung mittel- bis langfristiger Veränderungen der Gletscherbedeckung im Hunza-Karakorum sollte darüber hinaus die quantitative Erfassung aller Nährgebiete für einen möglichst mehrere Dekaden umfassenden Zeitraum sein.

Des weiteren kann die oben erläuterte Methodik auf andere vergletscherte Hochgebirgsareale angewendet werden, und somit als Instrument zur vergleichenden Hochgebirgsforschung dienen.

8.2.2. Der potentielle kurzweilige Strahlungsumsatz auf Schnee- und Eisflächen im Bezug zur Ablation

Das Schmelzwasser von Schnee- und Eisflächen ist die Hauptquelle der Wasserversorgung im Hunza-Karakorum. Daher ist es von elementarer Bedeutung, Modellalgorithmen zu entwickeln, die ein „Monitoring“ der für die Ablation von Schnee und Eis verfügbaren Energie ermöglichen, ohne jedoch einen aufwendigen apparativen Meßaufwand vor Ort zu betreiben.

Detaillierten Untersuchungsergebnissen zur Energiebilanz von Schnee- und Eisflächen in den verschiedensten Hochgebirgsregionen (u.a. LISTER & PENDLINGTON 1968, KHAN 1989, OHMURA 1990, RANGO & MARTINEC 1995, STANITSKI-MARTIN 1996, PLÜSS 1997, HOCK 1998, BERNHARD & WEIBEL 1998, KNAP 1999b) gingen zumeist intensive Meßkampagnen mit einem hohen apparativen Aufwand vor Ort voraus. Es stellte sich bei nahezu allen diesen Arbeiten als wesentliches Ergebnis heraus, daß in der Regel die kurzweilige Strahlungsenergie selbst bei hoher Albedo von Schneeflächen die Hauptquelle der für die Ablation zur Verfügung stehenden Energie ist. Den Ausführungen der diversen Autoren zur Folge ist diesbezüglich weiterhin anzunehmen, daß auf Gletschern und Schneeflächen subtropischer Hochgebirge der Beitrag kurzweiliger Energieflüsse zur Ablation höher ist, als in gemäßigten oder gar polaren Breiten. Während HOCK für einen Gletscher in Nordschweden (67°N) diesen Anteil

mit 66% angibt, berechnete KNAP für einen Alpengletscher (46°N) bis zu 75%, OHMURA für einen Gletscher im Tien-Shan (42°N) einen Anteil von 80%, und LISTER & PENDLINTON geben für einen Gletscher im Hindukush (35°N) sogar 87% Anteil der Solarstrahlung am Ablationsprozess an¹⁶.

Im folgenden soll versucht werden, Möglichkeiten zur flächenhaften Berechnung der Ablation im Untersuchungsraum unter Verwendung der programmierten Modelle und der zur Verfügung stehenden Flächendaten aufzuzeigen.

Die Expositionsverteilung aller zum Zeitpunkt der Satellitenaufnahme im Untersuchungsraum klassifizierten Schnee- und Eisflächen ist nahezu identisch mit der in Abb. 57 dargestellten Verteilung. Somit ist davon auszugehen, daß während des Sommers im Hunza-Karakorum der größte Teil der für die Strahlungsablation erreichbaren, schutfreien bzw. gering mit Schutt überlagerten Flächen in Expositionen von Nordwest über Nord bis Ost orientiert ist, wobei die Nordrichtung ein deutliches Maximum aufweist. Diese Flächen empfangen jedoch erst mit zunehmender Sonnenhöhe und entsprechend steilen Einfallswinkeln der Direktstrahlung hohe solare Strahldichten, die einher gehen mit einer Intensivierung der Ablation und einer entsprechenden saisonal bedingten Steigerung des Abflusses.

Exemplarisch für die sommerliche Periode hoher Intensität der Strahlungsablation wurden daher alle relevanten potentiellen Energieflüsse berechnet, und für die Schnee- und Eisflächen aus der Landnutzungsklassifikation segmentiert. In Abb. 58 sind die Ergebnisse als Ausschnitt des Gesamtmodells dargestellt. Besonders einstrahlungsbegünstigt sind gering geneigte Bereiche wie z.B. die Gletscherzungen, auf denen für den angegebenen Zeitraum stellenweise über 230 Kilowattstunden pro m² berechnet werden.

Der untere Teil der Abb. 58 zeigt die resultierenden flächenbezogenen potentiellen Strahlungsbilanzsummen, auf deren Basis eine Approximation der für die Ablation verfügbaren kurzwelligeren Energie möglich sein sollte. Es wird hierin erkennbar, daß für die Bereiche unterhalb der Schneegrenze eine deutlich höhere Strahlungsbilanz berechnet wurde, und somit potentiell mehr kurzwellige Energie absorbiert wird und der Ablation zur Verfügung steht, als in höher gelegenen Hang-, Kamm- und Gipfeln.

Auf der Gletscherzunge des Minapin-Gletschers ist in allen drei Teilausschnitten ein Pixelwert herausgestellt, der den hohen potentiellen Energieumsatz dieser Bereiche verdeutlicht.

Die Berechnung der Ablation von Schnee- und Eisflächen für den Untersuchungsraum kann auf verschiedene Weise erfolgen. Nachfolgend werden einige Modellvarianten vorgestellt, wobei energiebezogene Bilanzierungen im Vordergrund stehen sollen.

RANGO & MARTINEC (1995) ergänzten die „Grad-Tag“-Formel von LINSLEY (1943) mit einem Strahlungsbilanzterm und berechneten die Schneeablation in stündlichen Zeitschritten wie folgt:

¹⁶ Zusätzlich dürfte hier der Grad der Kontinentalität bzw. Ozeanität des Klimas einen Einfluß haben

$$M = a_T \cdot T + M_R \cdot (1 - \alpha) - G \quad (65)$$

mit:

M = Schneeschmelze in Höhenzentimetern

a_T = „Grad-Stunden“-Koeffizient in cm pro °C

T = Lufttemperatur integriert über die Zeitschritte in °C

M_R = Globalstrahlung, konvertiert in ein stündliches
Schmelzwasseräquivalent

α = Albedo (0 .. 1)

G = langwellige Strahlungsbilanz konvertiert in ein stündliches
Schmelzwasseräquivalent,

wobei jedoch nicht klar herausgestellt ist, auf welche Weise die kurzwelligen und langwelligen Komponenten in Schmelzwasseräquivalente konvertiert werden.

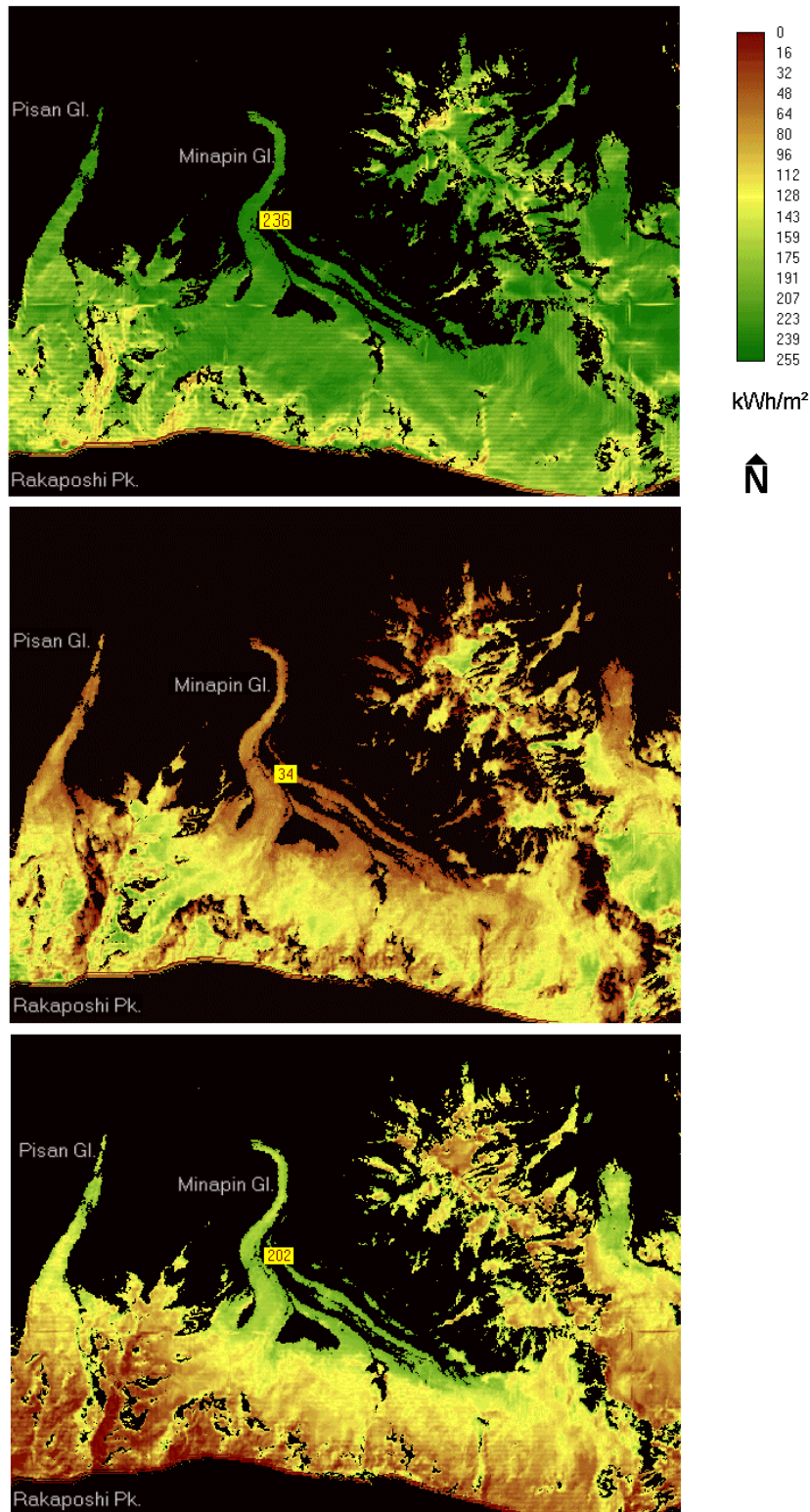


Abb. 58: Potentielle Einstrahlung (oben) im Vergleich zur potentiellen kurzwelligeren Reflexstrahlung (mitte) sowie zur potentiellen Strahlungsbilanz (unten) berechnet für Schneeflächen und blanke Eisflächen in einem Zeitraum vom 173. bis zum 201. Tag für den Südost-Ausschnitt des Untersuchungsraums

Fig. 58: Potential irradiation (upper) compared to potential reflected radiation (middle) as well as potential net radiation (lower) calculated for snow covered and bare ice areas through a time period from 173. to 201. day for the southeastern part of the study area

BERNHARD & WEIBEL (1998) entwickelten ein einfaches Energiebilanzmodell für Schneedecken, das sie wie folgt formulierten:

$$S_{0-n} = S_0 - \left(\frac{\sum_{i=0}^n E_m (1 - \alpha_i - c_i)}{L_f \cdot \delta_s} \right) \quad (66)$$

mit:

- S_0 = initiale Schneedeckenhöhe pro Pixel
- n = Anzahl der Tage
- E_m = mittlere Einstrahlung pro Pixel
- α_i = Albedo am Tag i
- c_i = Koeffizient für die Wolkenbedeckung am Tag i
- L_f = spezifische Schmelzenergie für Schnee in MJ / kg
- δ_s = mittlere Schneedichte in kg / m³

In dieser Gleichung wird somit die zur Verfügung stehende Gesamtenergiekomponente im Zähler aufsummiert und der zur Schneeschmelze benötigten spezifischen Energie im Nenner gegenüber gestellt.

PLÜSS (1998) verwendete zur flächenbezogenen Berechnung der potentiellen Schneeschmelze das an der ETH Zürich entwickelte AEB-Modell¹⁷, welches auf Meßdaten von Klimastationen basiert, jedoch auch mit teilweise modellierten Klimaelementen funktionieren sollte. Die wesentlichen Input-Variablen wie Lufttemperatur, Wasserdampfdruck, Luftdruck, Niederschlag, Windgeschwindigkeit, Globalstrahlung und Wolkenbedeckung werden für das Modell parametrisiert und auf die Fläche extrapoliert. Der Algorithmus von PLÜSS ist in seiner Struktur und Funktionsweise den in Kap. 6. erläuterten Programmabläufen ähnlich.

HOCK (1998, S. 62 ff.) stellte Modelle vor, die sowohl auf Schnee- als auch auf Eisoberflächen angewendet werden können. In Abwandlung des auch diesen Modellen zugrunde liegenden „Grad-Tag“-Verfahrens wurden die Schmelzraten M von Schnee und Eis (in Millimeter pro Stunde) wie folgt parametrisiert:

$$M = \begin{cases} \left(\frac{1}{n} MF + a_{snow/ice} \cdot I \cdot \frac{G_s}{I_s} \right) \cdot T & : T > 0 \\ 0 & : T \leq 0 \end{cases} \quad (67)$$

mit:

- n = Anzahl der Zeitschritte pro Tag
- MF = spezifischer Schmelzfaktor in mm d⁻¹ °C⁻¹
- $a_{snow/ice}$ = Strahlungskoeffizient für Schnee- oder Eisflächen
- I = potentielle Direktstrahlung auf der Schnee-/Eisfläche in W/m²
- G_s = gemessene Globalstrahlung in W/m²
- I_s = potentielle Direktstrahlung, punktmodelliert für den Meßstandort in W/m²
- T = Lufttemperatur in °C,

¹⁷ AEB steht für Areal Energy Budget

wobei MF und $a_{snow/ice}$ jeweils empirisch ermittelt werden. Der Strahlungskoeffizient a wird zwar nicht explizit erläutert, wahrscheinlich ist er aber direkt an die reflektiven Eigenschaften von Eis bzw. Schnee gekoppelt. Die Gleichung (67) verdeutlicht, daß hier, ähnlich dem Modell in Kap. 7., die auf die Fläche bezogene kurzwellige Strahlungskomponente über das Verhältnis von Messung zu Punktmodellierung korrigiert, und auf diese Weise die Bewölkung integriert wird.

Der Massenverlust von Schnee und Eis durch Ablation, wird einerseits bestimmt von der Umwandlung in Wasser und andererseits von der Sublimation. Ein sehr oft in einfachen Ablationsmodellen vernachlässigter energierelevanter Parameter ist der durch den Vorgang der Sublimation ausgelöste Energieumsatz in Konvektion und Evaporation. LISTER & PENDLINGTON (1968) ermittelten per Messung diesen Anteil auf dem Mir Samir Gletscher im Hindukush, allerdings nur für eine sehr kurze Sommer-Meßperiode von 2 Tagen. Sie stellten fest, daß insgesamt Konvektion und Evaporation etwa 12% vom Energieumsatz einnahmen, während für die Umwandlung in Wasser 82% der gesamten Netto-Energie verbraucht wurden.

Bei HOCK (1998 S. 80 ff.) wurde in einem komplexeren Ansatz als dem oben dargestellten die Sublimationsenergie als empirisch ermittelter Parameter in die Modellberechnungen einbezogen, während in den weiteren oben dargelegten Modellansätzen diese energetisch relevante Variable nicht erkennbar wird.

8.2.3. Diskussion der Ablationsansätze

Die raumbezogene Modellierung kurzweiliger Energieflüsse auf Schnee- und Eisflächen sowie einzelner Teilsegmente davon, wie z.B. der Albedo, impliziert mögliche Inwertsetzungen der entwickelten Computermodelle mit Bezug auf ein im Untersuchungsraum dominierendes Landschaftselement, das immerhin etwa 30% der Gesamtfläche einnimmt. Die hierzu vorgeschlagenen Ansätze sollen letztlich zu einer Bestimmung des Massenhaushalts der Gletscher und dessen Veränderungen beitragen.

Eine Verbesserung von Ergebnissen sowohl der Albedomodellierung als auch des Strahlungsbilanzmodells kann durch Einbinden einer differenzierteren Klassifikation von Schnee- und Eisflächen erreicht werden (KNAP 1999a 1999b), wodurch dann auch Modifikationen der Gleichungen (59) und (60) erforderlich wären.

Bezüglich der räumlichen Bestimmung der klimatischen Schneegrenze ist zur Schaffung einer möglichst breiten, multitemporalen Datenbasis zu prüfen, ob der verwendete Albedo-Ansatz auch auf andere Satellitensensoren mit hoher Auflösung, z.B. IRS-1, übertragen werden kann. Die Festlegung der für die Schneegrenzlage typischen Albedo sollte anhand weiterer möglichst mehrere Zeitschnitte umfassenden Geländeprofile wiederholt und gegebenenfalls optimiert werden, zumal Firn in verschiedenen Literaturquellen auch bisweilen mit Albedowerten unter 0,5 angegeben wird.

Die Anwendung eines der oben erläuterten Ablationsmodelle auf den Untersuchungsraum hängt nicht zuletzt auch von der Verfügbarkeit zusätzlicher Meßdaten ab. Die flächenbezogene potentielle Strahlungsbilanz allein sollte bereits eine hohe Korrelation zum Abfluß eines vergletscherten Einzugsgebiets

ergeben. Die direkte Konvertierung dieses kurzwelligen Strahlungsumsatzes in ein Wasseräquivalent wäre jedoch mit zu großen Unsicherheiten behaftet, da die Ablation, wie in Gleichung (67) zu erkennen ist, erst bei Lufttemperaturen über 0°C in Gang kommt. Eine Flächenberechnung der Eis- und Schneablation unter Einbindung der modellierten Strahlungsbilanz sollte daher in jedem Fall zumindest die thermischen Komponenten z.B. über Stationsmessungen einbeziehen.

Die Integration der Bewölkung in der Weise, wie sie bei HOCK (1998) vorgesehen ist, kann für advektives, großräumig ausgeprägtes Wolkenaufkommen bzw. kleinräumige Anwendungen noch gelten, wird aber umso fehlerhafter, je größer das Einzugsgebiet des Gletschers ist und je mehr konvektive, kleingekammerte Hangbewölkung auftritt. Hier wäre die Einbindung eines satellitengestützten Verfahrens, z.B. auf der Basis von NOAA-Daten, angebracht.

Je komplexer der zur Ablationsmodellierung gewählte Ansatz ist, desto reduzierter sollte die Fläche des gewählten Geländeausschnitts sein. Ein erstes Zwischenziel könnte daher in einer exemplarischen Modellierung für das Einzugsgebiet eines kleineren Gletschers im Hunza-Karakorum liegen. Letztlich sollte das Fernziel eine Koppelung der flächenbezogenen Ablationsberechnung an den Oberflächenabfluss des Einzugsgebiets sein, die anhand von Abflußmessungen validiert werden kann. In diesem Zusammenhang sollte es möglich sein, den Meßaufwand vor Ort sukzessive zu reduzieren und einzelne Teilkomponenten, die in o.a. Modellen noch stationär gemessen werden, durch Fernerkundungsdaten zu substituieren.

9. Fazit und Diskussion der Ergebnisse

Der Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit liegt auf der anwendungsorientierten Entwicklung einer Methodik zur hoch auflösenden Flächenmodellierung und Regionalisierung potentieller und annähernd reeller kurzwelliger Energiebilanzsummen in komplexer Hochgebirgstopographie. Aufgrund dieser umfassenden thematischen Orientierung war es erforderlich, Ansätze verschiedener Autoren aufzugreifen, auf Anwendbarkeit zu prüfen, weiterzuentwickeln, und schließlich in einem methodischen Verbund diese Einzelansätze in ein Softwarepaket zu integrieren, und dabei auf die zur Verfügung stehenden Datenformate zuzuschneiden. Die entwickelten zentralen Algorithmen basieren hauptsächlich auf empirisch hinterlegten Formulierungen der kurzwelligen Strahlungshaushaltskomponenten. Bei der Übernahme von Ansätzen anderer Autoren war hierbei im einzelnen zu prüfen, ob deren Formeln und Parameter allgemein gültig sind und mithin auf den Untersuchungsraum angewandt werden können.

Insgesamt bleibt festzustellen, daß alle zu Beginn genannten Teilziele erreicht wurden. Mit Blick auf die im Laufe der Arbeit formulierten weiteren Erfordernisse bleiben zusammenfassend folgende Defizite:

a) Datenbasis

Zur Validierung und Entwicklung der zentralen Algorithmen dienten Globalstrahlungsdaten, die außerhalb des Untersuchungsraumes erhoben wurden. Künftige Modellanwendungen in diesem Raum sollten Stationsdaten integrieren, die innerhalb des Modellraumes gemessen wurden. Des Weiteren sollten zur Validierung und Weiterentwicklung des Reflexionsmodells Sensoren zur Messung der Albedo installiert werden.

Ein großer Teil der für die Flächenmodelle relevanten Modellvariablen wird über das digitale Höhenmodell generiert. Daher sollte das verwendete DHM möglichst wenige topographische Fehler aufweisen. Da das hier verwendete DHM Hunza Treppungen und Restklaffungen aufweist, sollte künftig auf das am Geographischen Institut der Universität Bonn weiterentwickelte Höhenmodell Hunza zurückgegriffen werden.

Die Anisotropiekorrektur basiert auf gering aufgelösten Daten von Wettersatelliten. Die Gültigkeit dieser Reflexionsgeometrien für den Untersuchungsraum konnte bisher nicht verifiziert werden. Hierzu wäre jedoch ein hoher apparativer Meßaufwand erforderlich.

Die zur Reflexionsmodellierung verwendete Landnutzungsklassifikation hat sich in 2 Klassen als zu wenig detailliert erwiesen. Insbesondere mit Blick auf künftige Anwendungen (z. B. Ablationsmodelle, Evapotranspirationsmodelle) müßten Schnee und Eis voneinander getrennt sowie die Nutzung der Agrarflächen tiefer differenziert werden.

b) Modellierungen

Differenzen zwischen modellierter potentieller Einstrahlung und gemessener Globalstrahlung sind in erster Linie auf die Bewölkung zurückzuführen. Darüber hinaus sind sowohl Unterschiede in der spektralen Bandbreite zwischen Modell und Pyranometer als auch weitere Atmosphä-

renvariablen Ursache für die Differenzen zwischen Messung und Modell. Eine Steigerung der Genauigkeit des Einstrahlungsmodells über die dargelegten Ansätze hinaus ist m.E. nur auf der Basis von Atmosphärenprofilen sowie detaillierten Messungen der diffusen Komponenten möglich.

Die Modellierung der Albedo basiert auf einem Ansatz, der nicht explizit für den Untersuchungsraum entwickelt wurde, und als allgemein gültig angenommen wird. Inwieweit dieser Ansatz auf der Basis terrestrischer „in situ“ Reflexionsmessungen genauere Ergebnisse erbringen würde, bleibt zu prüfen. Eine kritische Größe für die zeitbezogene Limitierung des Reflexionsmodells stellen die raum-zeitlichen Veränderungen der Flächenreflektivität dar. Insbesondere die Veränderungen der Schneebedeckung limitieren die Verwendbarkeit einer einzelnen Satellitenszene auf einen Zeitraum von wenigen Wochen. Das hierzu vorgeschlagene Verfahren, den Aufnahmezeitpunkt der Satellitenszene in die Mitte eines vierwöchigen Berechnungszeitraumes zu legen, läßt erwarten, daß der Satellitensensor in etwa den Mittelwert der Reflektivitäten von Schnee und Eis für diese Zeitspanne erfaßt.

Nicht integriert werden konnten solche Tagesgänge der Albedo von Schnee- und Eisflächen, die meist auf thermisch bedingte Veränderungen der Oberflächenstrukturen zurückzuführen sind. Hierzu gehören der tageszeitliche Rhythmus von Auftauen und Gefrieren an Eisoberflächen sowie Veränderungen der Schneekörnigkeit. Diese Einflußgrößen können erst dann in das Modellprogramm aufgenommen werden, wenn für die betreffenden Oberflächen „in situ“ Stationsmessungen der Albedo für Tagesgänge vorliegen. KNAP et al. (1999b) bezweifeln allerdings, daß diese mikrostrukturell bedingten Tagesamplituden der Reflektivität von Schnee und Eis bei einer Bodenauflösung von 30m einen wesentlichen Einfluß haben, da in diesem Bildmaßstab ein Mischsignal entsteht, das solche Feinstrukturen herausmittelt.

An erster Stelle der strahlungsmodifizierenden Geovariablen steht auch im Hunza-Karakorum nicht die Topographie sondern die Bewölkung (vgl. Abb. 49). Die komplexen, in Zeit und Raum dynamischen Einflüsse der Wolkenbedeckung auf die kurzwelligen Strahlungsflüsse können auf der Basis der 10-Tages-Komposite mit 1 km Bodenauflösung sowie in Korrelation zu einem einzelnen Meßpunkt nur näherungsweise integriert werden. Daher sollte in einer Fortsetzung dieses Ansatzes eine höhenabhängige Integration der Bewölkung über Globalstrahlungsmessungen innerhalb des Untersuchungsraumes, sowie eine höhere Zeitauflösung der NOAA-Daten vorgesehen werden.

Dies würde einerseits den täglichen Bewölkungsaufzug phasengenaue berücksichtigen, andererseits aber auch den Daten- und Berechnungsaufwand um ein Vielfaches erhöhen.

Ein bis dato nicht berücksichtigtes Detail bei der Simulation reeller Einstrahlungssummen ist die Verschiebung des Verhältnisses diffuser zu direkter Einstrahlung unter Bewölkungseinfluß. Auch hierzu wären weitere Referenzmessungen vor Ort notwendig.

Von einer Integration der Bewölkung in die Reflexions- bzw. Strahlungsbilanzmodelle wurde bisher abgesehen. Hierzu wird es notwendig sein, daß NOAA-Bewölkungsbilder, Pyranometerdaten, und die dafür erforderliche LANDSAT-Szene zeitlich übereinstimmen. Zudem sind

auf der Basis von stationären Messungen vor Ort zusätzliche Untersuchungen zum isotropen bzw. anisotropen Reflexionsfeld von Landoberflächen unter Bewölkungseinfluß notwendig.

Insgesamt stellte sich heraus, daß mit der sukzessiven Erweiterung der Modelle und der dadurch steigenden Komplexität der Datenhaltung sowie des Berechnungsaufwandes der noch vertretbare Modellierungszeitraum zunehmend verkürzt wird. Die Länge dieses Zeitraums hängt entscheidend zusammen mit der Dynamik der integrierten Topo- und Meteovariablen. Während die Morphologie des Untersuchungsraumes über beliebige Berechnungszeiträume als konstant angesehen werden kann, und damit auch die potentielle Einstrahlung für einen kompletten Jahreslauf modellierbar wird, verkürzt die Dynamik der Schneebedeckung die potentiell mögliche Zeitdistanz des Reflexionsmodells bereits auf einige Wochen. Die Integration der Bewölkungskomposite reduziert den Modellierungszeitraum pro Datensatz schließlich auf eine Dekade.

Im Laufe der Fortentwicklung der Modellalgorithmen wurde mehrfach deutlich, daß mit zunehmender Komplexität eine bessere Validierung der Modellergebnisse anzustreben ist. Dies gilt für die dargestellten Modelle wie für deren Inwertsetzung in Anwendungen gleichermaßen. Waren für die „ground truth“ des Einstrahlungsmodells sowie für die Integration der Bewölkung die Pyranometerdaten noch verwendbar, so mußte im Fall des Reflexionsmodells auf „in situ“ Meßdaten bisher verzichtet werden. Eine grobe Einschätzung zur Genauigkeit sowie der Übertragbarkeit der Reflexionsmodellierung konnte daher nur auf der Basis hierzu herangezogener Literatur erlangt werden.

10. Ausblick

Eine Weiterentwicklung der Strahlungsmodelle kann in laufenden und künftigen Hochgebirgsforschungsprojekten erfolgen. Hier ist zunächst vor allem die Validierung der Ergebnisse sowie die Kalibrierung der Modellparameter bedeutsam. Daher soll an dieser Stelle auf entsprechende Forschungsarbeiten verwiesen werden, in denen die oben dargestellten Modellprogramme angewendet wurden bzw. die Anwendung geplant ist.

So wurde u.a. im Rahmen der Dissertation von B. HÖRSCH (DLR) in einer multiskaligen Untersuchung der Zusammenhänge zwischen Vegetation und Relief im Lötschental/Schweiz das Programm GLOBALRAD eingesetzt. Es wurde auf der Basis dieses sowie eines weiteren Modellprogramms (WDM = water distribution model) ein normiertes Strahlungs-Feuchte-Maß für Vegetationsflächen entwickelt (HÖRSCH 2001, S. 98 ff.). Darüber hinaus wurde die im Rahmen dieser Forschungsarbeit erstellte Landnutzungsklassifikation aus Satellitendaten durch die Anwendung der Beleuchtungskorrektur (Kap. 6.2.1.2.) entscheidend verbessert (HÖRSCH 2001, S. 79 ff., HÖRSCH et al. 2001).

Ebenfalls für das Lötschental untersucht M. WELPMANN¹⁸ den Zusammenhang zwischen der Globalstrahlung und der Bodentemperatur in unterschiedlichen Höhenstufen und Expositionen. Für die Modellierung der potentiellen kurzwelligen Einstrahlung an den Standorten der Bodenprofile werden derzeit die Programme POINTRAD und GLOBALRAD eingesetzt.

Historische Landnutzungsstrukturen im Lötschental sind Gegenstand des Dissertationsvorhabens von U. BÖRST¹⁸. Im Rahmen dieser Arbeiten ist geplant, unter Anwendung des Programms GLOBALRAD Strahlungsgunst und -ungunst im Bezug zur Landnutzung in historischen Zeiträumen zu untersuchen.

Ein Vergleich des Einstrahlungsmodells mit weiteren Modellen (z.B. Solar Analyst) ist auf der Grundlage der Lötschental-Daten im Rahmen der Diplomarbeit von M. BELOW¹⁸ vorgesehen.

Insgesamt bietet die Datenlage für das Lötschental auch die Möglichkeit, den hier vorgestellten Strahlungsbilanz-Algorithmus weiterzuentwickeln, zumal an den Klimastationen vor Ort sowohl die Globalstrahlung als auch die reflektierte kurzwellige Strahlung gemessen wird. Die Beschaffung einer geeigneten Satellitenszene, deren Überflugzeitpunkt mit diesen Messdaten zusammenfällt, ist vorgesehen. Insbesondere der Frage nach der Strahlungsbilanz von Schneeflächen und ihrem Anteil an der Ablation soll auf der Basis dieser Daten nachgegangen werden.

Mittlerweile sind auch für den Nordwest-Karakorum weitere Satellitenszenen hinzu gekommen, die für einen Ausbau der Strahlungsmodelle in Frage kommen. Die im Herbst 1993 in Betrieb genommene Klimastation „Baldihel“ liegt nur wenige Kilometer außerhalb des derzeitigen Modellraums, aber innerhalb der Grenzen des neuen digitalen Höhenmodells. Es bleibt zu prüfen, ob bei einer Fortführung der Modellansätze Globalstrahlungsmessungen dieser Station in die Weiterentwicklung und Validierung integriert werden können.

Somit wird es möglich sein, einerseits die Anwendbarkeit der entwickelten Strahlungsmodelle auf andere Räume zu prüfen, und andererseits deren Validierung anhand von Sensitivitätsanalysen fortzuschreiben.

¹⁸ Diplomanden/Doktoranden am Geogr. Institut der Universität Bonn

11. Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit stellt die Entwicklung einer GIS-basierten Methode zur quantitativen Ermittlung landschaftsökologisch bedeutsamer potentieller und annähernd reeller kurzweiliger Strahlungsenergieflüsse in einem Hochgebirgsraum dar. Der inhaltliche Schwerpunkt liegt dabei in der methodischen Fortentwicklung bestehender Ansätze, deren dreidimensionaler Übertragung auf Flächendaten, und deren Einbindung in ein Gesamtmodell auf der Basis von Fernerkundungsdaten und topographischen Modellen des Untersuchungsraumes.

Die wesentliche Motivation für die Entwicklung der vorliegenden Ansätze lag darin, daß sich bei einer Breitenlage von 36° Nord im Untersuchungsraum Hunza-Karakorum ökologisch bedeutsame Raummerkmale mit dem solaren Strahlungsenergieempfang korrelieren lassen, der in diesem subtropischen Hochgebirgsraum durch die Topographie modifiziert wird.

Nach einer Einführung in das Thema der Arbeit wird daher zunächst der Untersuchungsraum und seine naturräumliche Ausstattung erläutert. Hierbei werden in der Hauptsache diejenigen räumlichen Merkmale angeführt, die einerseits die Strahlungsflüsse modifizieren und andererseits in ihrer räumlichen Ausprägung dem unterschiedlichen Strahlungsempfang unterliegen. Dies sind im wesentlichen die Topographie, die Bewölkung, die Naturvegetation sowie die Eis- und Schneebedeckung. Darüber hinaus wird angenommen, daß der Reifegrad bestimmter Nutzpflanzen vom kleinräumigen Wechsel des Strahlungsempfangs beeinflusst wird.

Aufgrund vorangegangener Arbeiten im DFG-Schwerpunkt „Culture Area Karakorum“, die mittlerweile in Form von Diplomarbeiten und Dissertationen abgeschlossen wurden, war die Datenlage für das oben geschilderte Vorhaben besonders günstig. Es standen Flächendaten in Form eines digitalen Höhenmodells, einer LANDSAT-5-TM Szene und einer Landnutzungsklassifikation, sowie Punktdaten in Form von Horizontvermessungen und Globalstrahlungsmessungen zur Verfügung. Hinzu kamen Bewölkungsbilder, generiert aus NOAA-Satellitendaten und weitere aus Satellitenmessungen abgeleitete Daten zum Reflexionsverhalten von Landoberflächen. Hierbei mußte in Kauf genommen werden, daß die Fernerkundungsdaten teilweise erheblich in ihrer Auflösung untereinander differierten. Dennoch kann insgesamt davon ausgegangen werden, daß auch die nicht hoch auflösenden Satellitenprodukte ihren Zweck erfüllten.

Im Anschluß an die Erläuterung der Datenlage folgt die Beschreibung der entwickelten Algorithmen, die auf der Basis einzelner Softwarebausteine realisiert wurden. Als Konsequenz vorangegangener Arbeiten, in denen keine Validierung der modellierten Einstrahlung stattfand, wurden zunächst mehrere Strahlungstransfermodelle anhand gemessener Globalstrahlungsdaten getestet. Dies erfolgte auf der Basis von Punktmodellen für einzelne Klimastationsstandorte, sodaß schließlich das „best fit“ Modell auf die Fläche übertragen werden konnte. Nachdem weitere, für die Beschreibung der Topographie im Modell wichtige Ableitungen des digitalen Höhenmodells erstellt werden konnten, entstand zunächst ein Modellprogramm für die Berechnung der potentiellen Einstrahlung, das die maximal möglichen Einstrahlungswerte für einen Berechnungszeitraum aufsummiert, und in einer Datei hinterlegt. Dabei kann entweder das gesamte kurzweilige Solarspektrum berechnet werden, oder die spektrale Bandbreite auf den photosyntheseaktiven Teil der Einstrahlung begrenzt werden.

Aufbauend auf dem Einstrahlungsmodell entstand in der Folge ein Modellalgorithmus zur flächenbezogenen Berechnung der potentiellen, kurzweiligen Reflexion, das ebenfalls die Summen der Strahlungs-

flüsse ermittelt, und für längere Berechnungszeiträume ausgelegt wurde. Zur Generierung der Input-Daten für dieses Modell waren weitere umfangreiche Vorarbeiten notwendig.

So mußte u.a. die für den Untersuchungsraum vorliegende Landnutzungsklassifikation auf die 3 Hauptklassen Schnee/Eis, Vegetation und unbedeckter Boden reduziert werden. Die Unterscheidung zwischen Vegetationssignal und Bodensignal wurde dabei über den Vegetationsindex NDVI getroffen. Weitere Vorarbeiten betrafen die Korrektur der verwendeten LANDSAT-Kanäle in Form eines Ausgleichs der topographisch bedingten Beleuchtungsverhältnisse sowie die Erkennung gesättigter Signale von Schneeoberflächen. Das so entstandene Modellierungsprogramm ermöglicht die Berechnung sowohl der reflektierten als auch der absorbierten kurzwelligigen Solarstrahlung. Damit ergibt sich auf der Basis dieses Modellalgorithmus die flächenbezogene, potentielle kurzwellige Strahlungsbilanz für den Untersuchungsraum.

In einer weiteren Ergänzung des Einstrahlungsmodells konnte unter Verwendung von NOAA-Szenen und Globalstrahlungsdaten die Bewölkung integriert, und somit versuchsweise die reellen Globalstrahlungssummen approximiert werden. Dabei wurde davon ausgegangen, daß die Signaldifferenzen der NOAA Kanäle 3 und 4 in einem inversen linearen Verhältnis zur gemessenen Globalstrahlungssumme stehen, und damit einen Indikator für die kurzwellige Transparenz der Bewölkung im Berechnungszeitraum darstellen. Diese statistisch gestützte Korrelation wurde über eine lineare Regressionsformel in die Einstrahlungsmodellierung übernommen, sodaß schließlich die Strahlungsdämpfung der Bewölkung im Untersuchungsraum Hunza testweise für einen Zeitraum von 10 Tagen dargestellt werden konnte.

Nach dem methodischen Teil werden schließlich in einem weiteren Kapitel die Anwendungsmöglichkeiten der entwickelten Modellalgorithmen dargestellt und diskutiert. Es sind hierin sowohl agrarklimatologische Ansätze mit Bezug auf die Photosynthese und die Verdunstung, als auch mögliche Modellierungen der Ablation von Schnee und Eis aufgezeigt, für deren quantitative Umsetzung in beiden Fällen die kurzwellige Strahlungsbilanz eine elementare Kenngröße darstellt.

Es wurde damit ein Ansatz erarbeitet, der auf der Grundlage der modellierten Geofaktoren sowie der weiteren Flächendaten wesentliche Teilelemente der ökologischen Amplituden im Untersuchungsraum Hunza-Karakorum berechnet und räumlich darstellt.

12. Literatur

- ALI, G. (1989): Some hydrology aspects of snowmelt runoff under summer conditions in the Barpu Glacier Basin, Central Karakorum, Himalaya, Northern Pakistan, unveröff. Diplomarbeit (Thesis M. A.) an der Wilfried-Laurier-University, Waterloo
- BACHMANN, A. (1996): Verdunstungsmodellierung im unteren Thurgebiet, in: Geoprocessing-Reihe, Geographisches Institut Universität Zürich, vol. 24, 49 S.
- BACHMANN, M. & J. BENDIX (1991): Ein operationell einsetzbares Verfahren zur Nebelerkennung auf der Basis von AVHRR-Daten der NOAA-Satelliten, in: Meteorologische Rundschau, 43, Juli 1991, S. 169 - 178
- BACHMANN, M. & J. BENDIX (1993): Nebel im Alpenraum. Eine Untersuchung mit Hilfe digitaler Wettersatellitendaten, Bonner Geographische Abhandlungen, Heft 86, 301 S.
- BANKO, G. (1997): Waldoptimierte Korrektur von geländebedingten Beleuchtungsunterschieden in LANDSAT-TM-Daten, in: Salzburger Geographische Materialien, Heft 26, S. 1-10
- BENDIX, J. (1998): Ein neuerer Methodenverbund zur Erfassung der klimatologisch-lufthygienischen Situation in Nordrhein-Westfalen. Untersuchungen mit Hilfe boden- und satellitengestützter Fernerkundung und numerischer Modellierung (Habilitationsschrift), in: Bonner Geographische Abhandlungen, Heft 98, 183 S.
- BERNHARD, L. & R. WEIBEL (1998): Modelling snow melt using a digital terrain model and GIS-based techniques, GIS in Physical Geography, Abstracts 51. Deutscher Geographentag 1997, Bonn 6. - 11. Oktober, 19 S.
- BRAUN, G. (1996): Vegetationsgeographische Untersuchungen im NW-Karakorum (Pakistan), in: Bonner Geographische Abhandlungen, Heft 93, 156 S.
- BREST, C. L. & W.B. ROSSOW (1992): Radiometric Calibration and Monitoring of NOAA AVHRR Data for ISCCP, in: International Journal of Remote Sensing, vol. 13, no. 2, S.235-273
- BRUCE MC ARTHUR, L.J. & J.E. HAY (1981): A technique for mapping the distribution of diffuse solar radiation over the sky hemisphere, in: Journal of Applied Meteorology, vol. 20, S. 421-429
- BUSEN, R. (1989): Reflexions-Indikatrizen natürlicher Landoberflächen für die AVHRR-Kanäle 1 und 2, DLR-Mitteilungen 89-16, 116 S.

- CIVCO, D. L. (1989): Topographic normalization of LANDSAT Thematic Mapper Digital Imagery, in: Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 55, no. 9, Sep. 1989, S. 1303-1309
- COLBY, J. D. (1991): Topographic normalization in rugged terrain, in: Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 57, no. 5, May 1991, S. 531 - 537
- COLBY, J. D. & P. L. KEATING (1998): Land cover classification using Landsat TM imagery in the tropical highlands: the influence of anisotropic reflectance, in: International Journal of Remote Sensing, vol. 19, no. 8, S. 1479 - 1500
- CONWAY, G.; A. MIAN, Z. ALAN, M. YAR, T. HUSAIN (1987): Agroecosystem zoning of the Hunza Valley - First Iteration, Draft Report, International Institute for Environment and Development London, 48 S.
- CONESE, C.; GILABERT, M.A.; MASELLI, F.; BOTTAI, L. (1993): Topographic normalization of TM-scenes through the use of an atmospheric correction method and digital terrain models, in: Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 59, no.12, Dec 1993, S. 1745 - 1753
- CRAMER, T. (2000): Geländeklimatologische Studien im Bagrottal (Karakorumgebirge, Pakistan), in: GEO AKTUELL Forschungsarbeiten Band 3, April/Mai 2000, 231 S.
- DERBYSHIRE, E.; M. FORT, L. A. OWEN (2001): Geomorphological hazards along the Karakoram Highway: Khunjerab Pass to the Gilgit River, Northernmost Pakistan, in: Erdkunde, Bd. 55, S. 49 -71
- DERR, V. E.; R. S. STONE; L. S. FEDOR, H. P. HANSON (1990): A Parametrization for the short-wave transmissivity of stratiform water clouds based on empirical data and radiative transfer theory, in: Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 47, no. 23, S. 2774 - 2783
- DOZIER, J. & J. FREW (1990): Rapid Calculation of Terrain Parameters for Radiation Modelling from Digital Elevation Data, in: IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing Nr. 28, S. 1769-1774
- DOZIER, J. & S.-I. OUTCALT (1979): An approach toward energy balance simulation over rugged terrain, in: Geographical Analysis, vol. 11, no. 1, S. 65 - 85
- DUBAYAH, R. & S. LOECHEL (1997): Modelling topographic solar radiation using GOES data, in: Journal of Applied Meteorology, vol. 36, Februar 1997, S. 141 - 154
- DUGUAY, C. R. (1993): Radiation modelling in mountainous terrain, Review and Status, in: Mountain Research and Development 11/93, S. 339-357

- DUGUAY, C. R. (1994): Remote sensing of the radiation balance during the growing season at the Niwot Ridge Long-Term Ecological Research Site, Front Range, Colorado, U.S.A., in: *Arctic and Alpine Research*, vol. 26, no. 4, S. 394 - 402
- DUGUAY, C. R. & E. F. LEDREW (1991): Mapping surface albedo in the east slope of the colorado front range, U.S.A., with LANDSAT thematic mapper, in: *Arctic and Alpine research*, vol. 23, No. 2, S. 213 - 223
- DUGUAY, C. R. & E. F. LEDREW (1992): Estimating surface reflectance and albedo from LANDSAT - 5 Thematic Mapper over rugged terrain, in: *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 58, no. 5, S. 551-558
- ECK, T. F.; D. W. DEERING, L. A. VIERLING (1997): Arctic tundra albedo and its estimation from spectral hemispheric reflectance, in: *International Journal of Remote Sensing*, vol. 18, no. 17, S. 3535 - 3549
- EIDENSHINK, J.C. & J. L. FAUNDEEN (1996): The 1-km AVHRR global land data set: First stages in implementation, Internet-Publikation unter: <http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/1KM/paper.html#defn1>, 16 S.
- EL GAROUANI, A.; M. R. BOUSSEMA, M. ENNABLI (2000): Utilisation du systeme d'information géographique (SIG) et des donnees de teledetection pour l'estimation de l'evapotranspiration relle a l'echelle regionale, in: *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, no. 15, S. 2811 - 2830
- EOSAT (1986): LANDSAT Technical Notes, No. 1, 15 S.
- FINSTERWALDER (1996): Accompanying text for the „Hunza-Karakorum 1:100.000“ map, in: *Erdkunde* Bd. 50, H. 3, S. 169-172
- FLOHN, H. (1969): Zum Klima und Wasserhaushalt des Hindukuschs und seiner benachbarten Hochgebirge, in: *Erdkunde*, Band XXIII, S. 205 - 215
- FROUIN, R.; D. W. LINGNER, C. GAUTHIER, K. S. BAKER, R. C. SMITH (1989): A simple analytical formula to compute clear sky total and photosynthetically available solar irradiance at the ocean surface, in: *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, no. C7, S. 9731 - 9742
- FU, P. & P. M. RICH (1999): Design and Implementation of the Solar Analyst: an ArcView Extension for Modeling Solar Radiation at Landscape Scales, WWW-Publikation der University of Kansas unter: <http://www.gemlab.ukans.edu/solaranalyst/index.html>, 32 S.

- FUNK, M. (1983): Berechnung der Globalstrahlung auf der Basis eines digitalen Geländemodells, Geogr. Inst. d. ETH Zürich, Berichte und Skripten, Heft 15, 60 S.
- FUNK, M. & M. HOELZLE (1992): A model of potential direct solar radiation for investigating occurrences of mountain permafrost, in: Permafrost and Periglacial Processes, No. 3, S. 139-143
- GARNIER, B. & A. OHMURA (1968): A method of calculating the direct shortwave radiation income on slopes, in: Journal of Applied Meteorology, no. 7, S. 796-800
- GOODIN, D.G. (1995): Evaluation of a combined modelling-remote sensing method for estimating net radiation in a wetland: a case study in the Nebraska Sand Hills, U.S.A., in: International Journal of Remote Sensing, vol. 16, no. 8, S. 1481 - 1494
- GOUDIE, A. S.; D. BRUNDSSEN, D. N. COLLINS, E. DERBISHIRE, R. I. FERGUSON, Z. HASHMET, D. K. C. JONES, F. A. PERROT, M. SAID, R. S. WATERS, W. B. WALLEY (1984): The geomorphology of the Hunza Valley, Karakorum mountains, Pakistan, in: MILLER, K.-J.: The Great Karakorum Project (Bd. II), S. 359-410
- GRATTON, D. J.; P. J. HOWARTH, D. J. MARCEAU (1993): Using LANDSAT-5 Thematic Mapper and Digital Elevation Data to determine the Net Radiation Field of a Mountain Glacier, in: Remote Sensing of the Environment, No. 43, S. 315-331
- GRAVENHORST, G.; Y. KNYAZIKHIN, J. KRANIGK, G. MIESSEN, O. PANFYOROV, K.-G. SCHNITZLER (1999): Is forest Albedo measured correctly?, in: Meteorologische Zeitschrift, N. F. 8, S. 107 - 114
- GROVER, K. D.; M. D. STEVEN; G. RONDEAUX; J. A. CLARK (2000): Estimating albedo from limited spectral and angular data, in: International Journal of Remote Sensing, vol. 21, no. 1, S. 155-165
- HAKE, G. (1982): Kartographie I, Berlin, 342 S.
- HAKE, G. (1985): Kartographie II, Berlin, 382 S.
- HAN, W.; K. STAMNES; D. LUBIN (1999): Remote Sensing and Cloud Properties in the Arctic from AVHRR Measurements, in: Journal of Applied Meteorology vol. 38, July, S. 989-1012
- HARTMANN, H. (1966): Beiträge zur Kenntnis der Flora des Karakorum, in: Englisches Botanisches Jahrbuch Nr. 85, S. 259-328 und S. 329-409

- HASERODT, K. (1984): Abflußverhalten der Flüsse mit Bezügen zur Sonnenscheindauer und zum Niederschlag zwischen Hindukusch (Chitral) und Hunza-Karakorum (Gilgit), Nordpakistan, in: Mitteilungen der geographischen Gesellschaft München, Heft November, S. 126 - 161
- HENNIG, A. (1992): Vergleich verschiedener Methoden zur Berechnung und Simulation des Bodenwasserhaushaltes - dargestellt am Beispiel von Auenböden bei Hennef/Sieg, in: Bonner Bodenkundliche Abhandlungen, Band 6, Institut für Bodenkunde Bonn, 135 S.
- HEWITT, K. (1989): The altitudinal organisation of Karakoram geomorphic processes and depositional environments, in: Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl. Bd. 76, S. 9- 32
- HEWITT, K. (2001): Catastrophic rockslides and the geomorphology of the Hunza and Gilgit river valleys, Karakoram Himalaya, in: Erdkunde, Bd. 55, S. 72 -93
- HERRERA, F.; F. ROSA; A. GONZALEZ; J.C. PEREZ (1999): Method based on a radiative transfer model to extract the solar component from NOAA-AVHRR channel 3, in: International Journal of Remote Sensing, vol. 20, no. 4, S. 699 - 710
- HÖRSCH, B. (2001): Zusammenhang zwischen Vegetation und Relief in alpinen Einzugsgebieten des Wallis (Schweiz). Ein multiskaliger GIS- und Fernerkundungsansatz (Dissertation), Internet-Publikation unter: http://hss.ulb.uni-bonn.de:90/ulb_bonn/diss_online/math_nat_fak/2001/hoersch_bianca, 214 S.
- HÖRSCH, B., G. BRAUN and U. SCHMIDT (2001): Analysing the Correlation between landform and Vegetation distribution in Alpine Regions on Multiple Scales using Remote Sensing and GIS. In: D. B. Kidner and G. Higgs (Eds.): GIS Research in the UK. GISRUK 2001. 18th - 20th April, University of Glamorgan. P. 63 -70
- HOLMER, B. (1992): A simple operative method for determination of sky view factors in complex urban canyons, in: Meteorolog. Zeitschrift, N.F. 1, Heft Oktober, S.236-239
- HÜGLI, H. (1980): De la synthèse d'images appliquée aux maquettes de terrain numériques, in: Mitteilungen des Instituts für Geodäsie und Photogrammetrie der ETH Zürich, Nr. 28, 104 S.
- HÜGLI, H. & W. FREI (1983): Understanding Anisotropic Reflectance in Mountainous Terrain, in: Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, Vol. 49, No. 5, S. 671-683
- IQBAL, M. (1983): An Introduction to Solar Radiation, Academic Press, Ontario, 390 S.

- ITTEN, K.-I.; P.MEYER; T. KELLENBERGER; E. LEU; S. SANDMEIER; P. BITTER; K. SEIDEL (1992): Correction of the impact of topography and atmosphere on LANDSAT-5-TM forest mapping of alpine regions, in: Remote Sensing Series - University of Zürich, vol. 18, Zürich 1992
- KAKDE, J.R. (1985): Agricultural Climatology, New Delhi, 387 S.
- 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, Wilfried Laurier University Ottawa (unveröff.)
- KNAP, W.H.; C. H. REIJMER; J. OERLEMANS (1999a): Narrowband to broadband conversion of Landsat TM glacier albedos, in: International Journal of Remote Sensing, vol. 20, no. 10, S. 3293-3310
- KNAP, W. H.; B. W. BROCK; J. OERLEMANS; I. C. WILLIS (1999b): Comparison of TM-derived and ground-based albedos of Haut Glacier d'Arolla, Switzerland, in: International Journal of Remote Sensing, vol. 20, no. 17, S. 2091-2110
- KREUTZMANN, H. (1989): Hunza: Ländliche Entwicklung im Karakorum, in: Abhandlungen Anthropogeographie Nr. 44, Berlin, 272 S.
- KREUTZMANN, H. (1994): Habitat conditions and settlement processes in the Hindukush-Karakoram, in: Petermanns Geographische Mitteilungen, Nr. 138, 1994/6, S. 337-356
- KUMAR, L.; A. K. SKIDMORE, E. KNOWLES (1997): Modelling topographic variation in solar radiation in a GIS environment, in: International Journal of Geographical Information Science, vol. 11, no. 5, S. 475 - 497
- KUNZ, S. (1983): Anwendungsorientierte Kartierung der Besonnung in regionalem Maßstab, in: Geographica Bernensia, Heft G 19, Geographisches Institut der Universität Bern, 88 S.
- KUHLE, M. (1988): Die eiszeitliche Vergletscherung West-Tibets zwischen Karakorum und Tarim-Becken und ihr Einfluß auf die globale Energiebilanz, in: Geographische Zeitschrift, 76, Heft 3, S. 135 - 148
- KUHLE, M. (1991): Glazialgeomorphologie, Darmstadt, 213 S.
- KUHLE, M. (1998): Th ice age glaciation of East Pamir (36° 40' - 39° 10' N / 74° 40' - 76° 10' E), in: STELLRECHT, I. (Ed.): Karakorum - Hindukush - Himalaya: Dynamics of Change - Part 1 - S. 29 - 47

- LANG, C.-L. (1995): Kriging Interpolation, Internet-Publikation der Cornell University/NY unter:
<http://www.tc.cornell.edu/Visualization/contrib/cs490-94to95/clang/kriging.html>
- LANG, R.(1982): Quantitative Untersuchungen zum Landschaftshaushalt in der südöstlichen Frankenalb, in: Regensburger Geogr. Schr. Band 18, 280 S.
- LANG, R.(1985): Globalstrahlung und kurzwellige Strahlungsbilanz als Hilfsmittel zur Abgrenzung von Klimatopen, in: Regensburger Geogr. Schr. , 1. Schäfer-Festschrift, S. 557-571
- LEHN, W. H. (1991): A two-band clear sky albedo model for a pine forest, in: Meteorologische Rundschau, no. 43, Juli '93, S. 129 - 139
- LINSLEY, R. K. (1943): A simple procedure for the day-to-day forecasting of runoff from snowmelt, in: Transactions of the American Geophysical Union, Part III, S. 62 - 67
- LISTER, H. & A. PENDLINGTON (1968): Glaciology Report II - Heat Balance at the surface of Mir Samir West Glacier, in: JAMES, A. (ed.): Environmental Research in the Samir Valley of the Hindukush, Afghanistan, Final Technical Report, University of Newcastle upon Tyne, S. 1.8 - 8.9
- LIU, C. H.; A. J. CHEN; G. R. LIU (1994): Variability of the bare soil albedo due to different solar zenith angles and atmospheric haziness, in: International Journal of Remote Sensing, vol. 15, no. 13, S.2531-2542
- LONGLEY, K. & D. MARKS (1991): Supplement to the Image Processing Workbench (IPW), Volume 1.0, U.S. EPA Environmental Research Laboratory, Corvallis
- MAUSER, W. (1989): Die Verwendung hochauflösender Satellitendaten in einem Geographischen Informationssystem zur Modellierung von Flächenverdunstung und Bodenfeuchte, unveröff. Habilitationsschrift Freiburg
- MAXSON, R. W.; M. W. ALLEN; T. L. SZELIGA (1998): Theta - Image Classification by Comparison of Angles created between Multi-Channel Vectors and an empirically selected Reference Vector, Internet-Publikation unter: www.nohrsc.nws.gov/html/papers/theta/theta.html, 7 S.
- MAYEWSKI, P.A.; G.P.PREGENT; P.A. JESCHKE; N. AHMAD (1980): Himalayan and Trans-Himalayan Glacier Fluctuations and the South Asian Monsoon Record, in: Arctic and Alpine Research, vol. 12, no. 2, S.171-182

- McKENNEY, D. W.; B. G. MACKEY, B. L. ZAVITZ (1999): Calibration and sensitivity Analysis of a spatially-distributed solar radiation model, in: International Journal of Geographical Information Science, vol. 13, no. 1, S. 49 - 65
- MEERKÖTTER, R. (1989): Ein Modell zur Simulation von Reflexionsfunktionen heterogen zusammengesetzter Landoberflächen, in: Münchener Universitätsschriften, Meteorologisches Institut, Wissenschaftliche Mitteilungen Nr. 62, 88 S.
- MEINERS, S. (1998): Preliminary Results Concerning Historic to Post-Glacial Stages in the NW-Karakorum (Hispar Muztagh, Batura Muztagh, Rakaposhi Range), in: STELLRECHT, I. (Ed.): Karakorum - Hindukush - Himalaya: Dynamics of Change - Part 1 - S. 49 - 69
- MENZ, G. (1996): Niederschlag und Biomasse in den wechselfeuchten Tropen Ostafrikas - Neuere Methoden zur quantitativen Erfassung klimaökologischer Raumparameter aus digitalen Satellitendaten (Meteosat und NOAA), in: Akademie der Wissenschaften und der Literatur Mainz, Veröffentlichungen der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, Bd. XXXIV, 230 S.
- MENZEL, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre, in: Zürcher Geographische Schriften, Heft 67, Geographisches Institut der ETH Zürich, 128 S.
- MIEHE, G.; M. WINIGER, J. BÖHNER, Z. YILI (2001): The climatic diagram map of high asia - purpose and concepts, in: Erdkunde, Bd. 55, S. 94 - 97
- MONTEITH, J. L. (1978): Grundzüge der Umweltphysik, Darmstadt, 183 S.
- MOULIN, S.; A. FISCHER, G. DEDIEU (1995): Assimilation of short wavelength remote sensing observations within a crop model: Methodological development and interannual field scale study, in: GUYOT, G. (Ed.): Proceedings of the International Colloquium Photosynthesis and Remote Sensing, 28 - 30 August 1995, Montpellier (France), S. 333 -338
- MULLER, E. (1993): Evaluation and correction of angular anisotropic effects in multirate SPOT and Thematic Mapper Data, in: Remote Sensing of Environment, no. 45, S. 295-309
- NICODEMUS, F.E.; J.C. RICHMOND; J.J. HSIA; I.W. GINSBERG; T. LIMPERIS (1977): Geometrical Considerations and Nomenclature for Reflectance, U.S. Department of Commerce, National Bureau of Standards, Technical Note S. 236 - 942, October 1977
- OHMURA, A. (1990): Glacial climate research in the Tianshan, in: Zürcher Geographische Schriften, Nr. 38, 131 S.

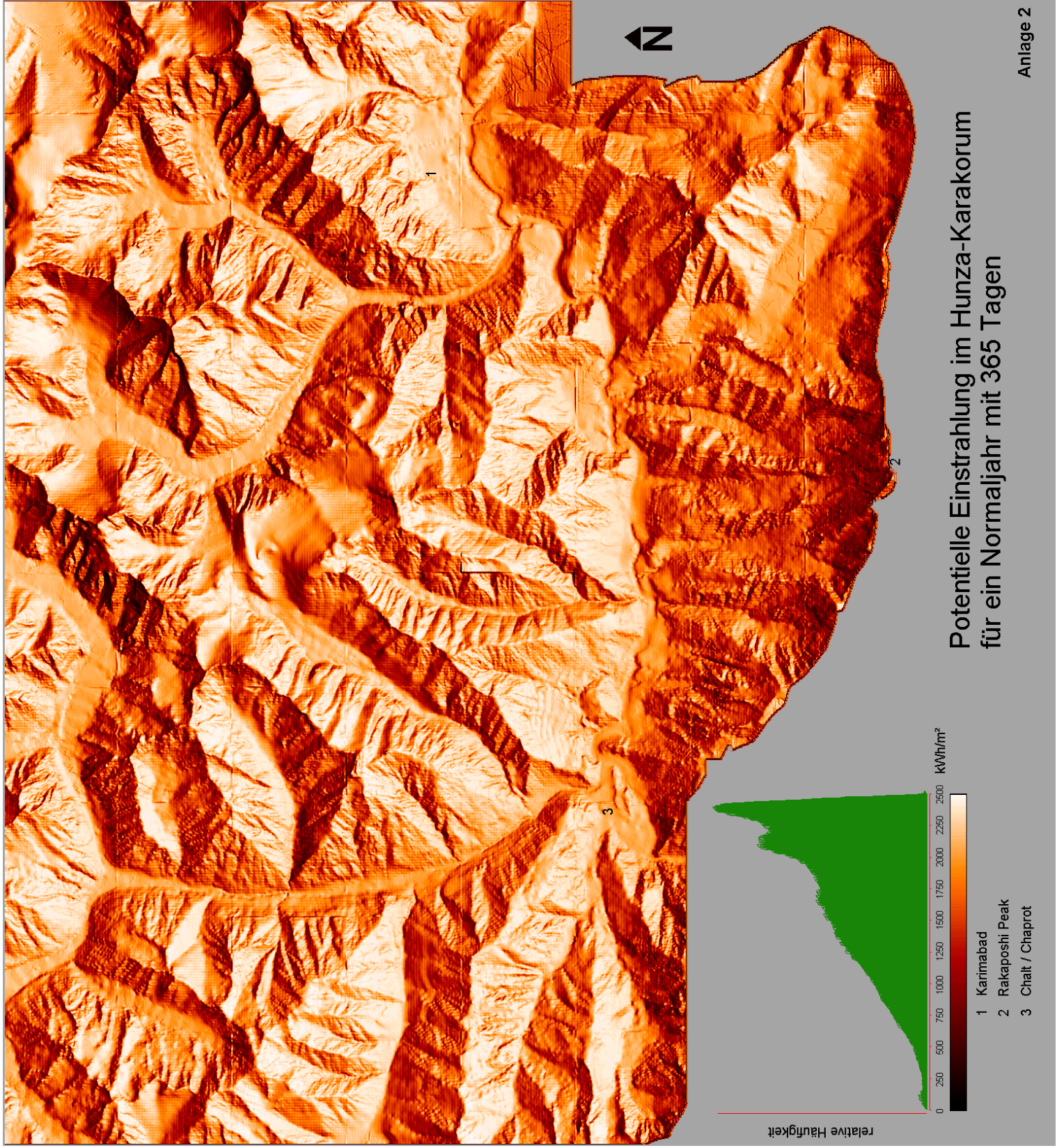
- OKE, T.R. (1987): *Boundary Layer Climates*, London - New York, 435 S.
- OWEN, L.A. (1989): Terraces, uplift and climate in the Karakoram intermontane basin evolution, in: *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement*, Bd. 76, S. 117 - 146
- PAFFEN, K.-H.; W. PILLEWITZER; H.-J. SCHNEIDER(1956): *Forschungen im Hunza-Karakorum*, in: *Erdkunde* Bd. X, Heft 1, S.1-33
- PARLOW, E. (1991): Einstrahlungskorrekturen - eine Anwendung für digitale Geländemodelle in der Satellitenfernerkundung, in: *Freiburger Geographische Hefte*, Heft 34, S. 111 - 118
- PARLOW, E. (1996): Correction of terrain controlled illumination effects in satellite data, in: *Proceedings of the EARSeL-Meeting 1995*, Vorabdruck, 6 S.
- PENMAN, H. L. (1948): Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass, in: *Proceedings of the Royal Meteorological Society, Ser. A.*, S. 120 - 145
- PEYINGHAUS, W. (1974): Eine numerische Berechnung der Strahlungsbilanz und der Strahlungserwärmung der Atmosphäre im Meridional-Vertikalschnitt, in: *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, Heft 22, 66 S.
- PIEKARCZYK, J. (1995): Bidirectional reflectance factors of winter rape crop during the growing season, in: GUYOT, G.(Ed.): *Proceedings of the International Colloquium Photosynthesis and Remote Sensing*, 28 - 30 August 1995, Montpellier (France), S. 231 - 236
- PINKER, R.T. & A. KARNIELI (1995): Characteristic spectral reflectance of a semi-arid environment, in: *International Journal of Remote Sensing*, vol. 16, no. 7, S. 1341 - 1363
- QI, J.; S. MORAN; F. CABOT; G. DEDIEU (1995): Normalization of Sun/View Angle Effects using Spectral Albedo-Based Vegetation Indices, in: *Remote Sensing of Environment*, vol. 52, no. 3, S. 207 - 217
- RANGO, A. & J. MARTINEC (1995): Revisiting the degree-day method for snowmelt computations, in: *Water Resources Bulletin*, American Water Resources Association, vol. 31, no. 4, August 1995, S. 657 - 669
- RASCHKE, E; P. BAUER; H. J. LUTZ (1992): Remote Sensing of Clouds and Radiation Budget over Polar Regions, in: *International Journal of Remote Sensing*, vol. 13, no. 1, S. 13 - 22
- REIMERS, F. (1992): Untersuchungen zur Variabilität der Niederschläge in den Hochgebirgen Nordpakistans und angrenzender Gebiete, in: *Beiträge und Materialien zur regionalen Geographie*, Heft 6, Berlin

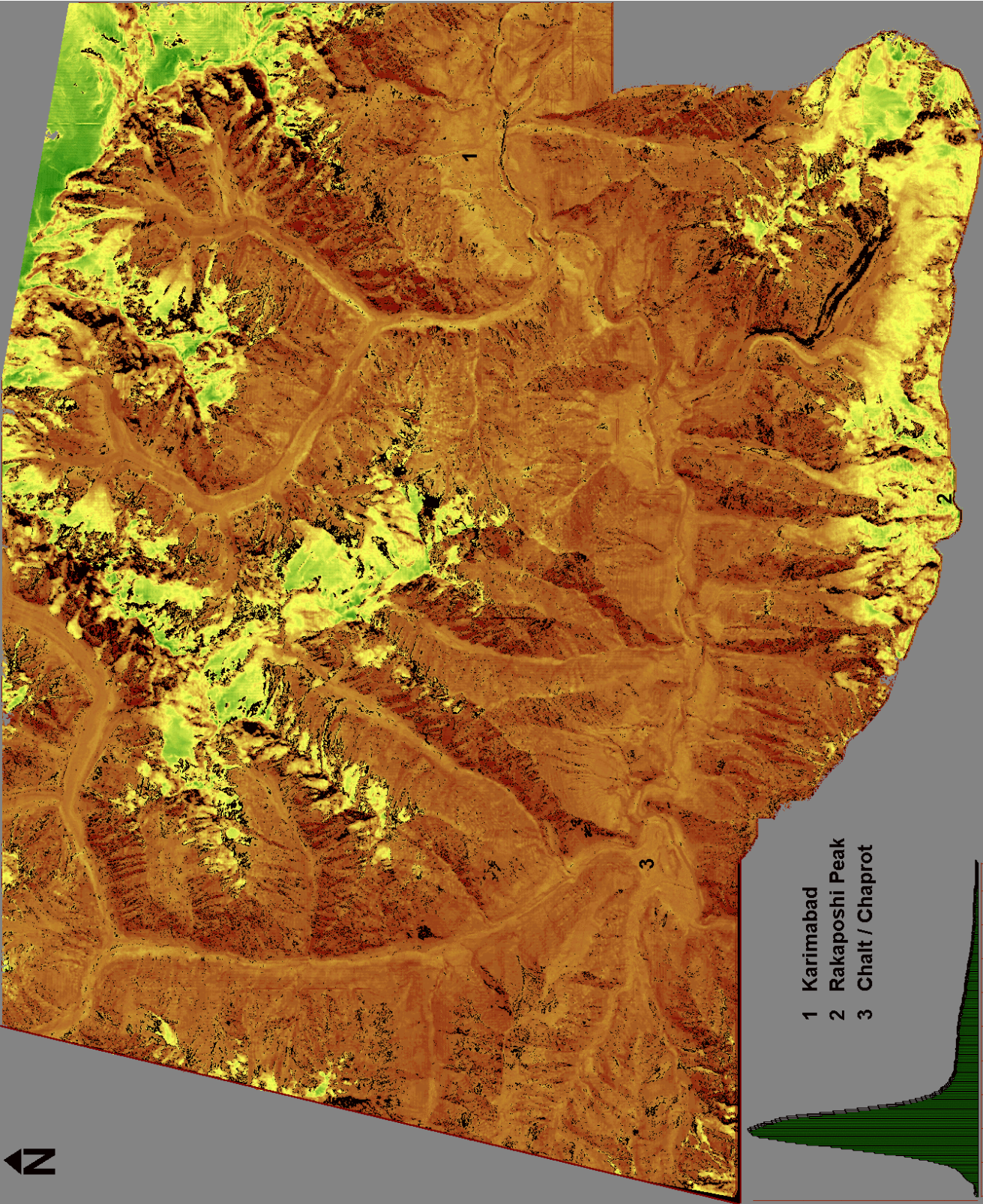
- RICHTER, M; H. PFEIFER; T. FICKERT (1999): Differences in exposure and altitudinal limits as climatic indicators in a profile from Western Himalaya to Tian Shan, in: *Erdkunde*, Band 53, Heft 2, S. 90 - 176
- ROEDEL, W. (1992): *Physik unserer Welt: Die Atmosphäre*, Heidelberg
- ROSSOW, W.B. (1995): International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) - Monthly Cloud Products, unveröff. Erläuterungen, 19 S.
- RUPPERSBERG, H. & R. H. BÜLL (1991): Anisotrope Reflexion im Gebirge: Ihre Bedeutung für die Bestimmung der Absorption solarer Strahlung aus Satellitendaten, Forschungsbericht der Deutschen Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt, Nr. 91-06, 40 S.
- SAID, M. (1992): Natural Hazards of Hunza Valley, in: *CAK -News Letter 2*, Tübingen 1992, S. 9-10
- SAMIMI, C. (1997): Satellitenbildgestützte Modellierung der aktuellen Evapotranspiration und der Bodenfeuchte, in: DOLLINGER, F. & J. STROBL (Hrsg.): *Angewandte Geographische Informationsverarbeitung IX = Salzburger Geographische Materialien*, Heft 26
- SANDMEIER, S.; P. MEYER, K. I. ITTEN (1994): A Shortwave Radiation Model for Radiometric Correction of Optical Satellite Data in Rugged Terrain, in: *Proceedings of IGARSS '94*, Pasadena, CA, S. 53 - 57
- SANDMEIER, S.; D. W. DEERING (1999): Structure Analysis and Classification of Boreal Forests using Hyperspectral BRDF Data from ASAS, in: *Remote Sensing of the Environment*, no. 69(3), S. 281 - 295
- SCHERER, T. (1989): *Entwicklung eines interaktiven graphischen Programms zur Digitalisierung der Ergebnisse einer Bodennutzungserhebung aus der DGK 5 L*, Dipl. Arb. Univ. Bonn (unveröff.)
- SCHNEIDER, T; I. MANAKOS, P. REINARTZ, R. MÜLLER (1999): Anisotropy Information from MOMS-02/PRIRODA Stereo Data Sets - an additional physical Parameter for Land Surface Characterisation, in: *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 32, part 7-4-3, W6, Valladolid, Spain, 3-4 June 1999, 8 S.
- SCHMIDT, U. (1993): *Berechnung der direkten Strahlung auf der Basis eines digitalen Höhenmodells des Hunza-Karakorum (Pakistan)*, Dipl. Arb. Univ. Bonn, 76 S. (unveröff.)
- SCHMIDT, U. (1994): Radiation modelling with digital terrain data in Hunza - an approach to evaluate the impact of radiation-climatic differences on natural vegetation and land use, in: *CAK-Newsletter 3*, S. 23 - 44, Tübingen 1994

- SCHMIDT, U. & G. BRAUN (1995a): Flächenhafte Modellierung der kurzwelligen Strahlung im Hochgebirge, in: BACKHAUS, R. & GRUNWALD, A.(Hrsg.): Umwelt und Fernerkundung, Heidelberg 1995, S. 201 - 210
- SCHMIDT, U. & G. BRAUN (1995b): Topographical modelling of solar irradiation for phytoclimatological applications in high mountain environments, in: GUYOT, G.(Ed.): Proceedings of the International Colloquium Photosynthesis and Remote Sensing, 28 - 30 August 1995, Montpellier (France), S. 477 -486
- SCHMIDT, U. & G. BRAUN (1998): Remote sensing and GIS applications for phytoecological modelling in a high mountain environment (Hunza-Karakorum, Northern Areas of Pakistan), in: STELLRECHT, I. (Ed.): Karakorum - Hindukush - Himalaya: Dynamics of Change - Part 1 - S. 163 - 178
- SCHNEIDER, J.& K. BAUMERT (1968): Die Expeditionskarte Minapin NW-Karakorum 1:50.000, in: Zeitschrift für Vermessungswesen, Nr. 11/1968, S. 446-457
- SCHRÖDTER, H. (1985): Verdunstung - Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden, Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York
- SCHROTT, L. (1994): Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien) , in: Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 94, 201 S.
- SELLERS, P. J.; B.W. MEESON; J. CLOSS; J. COLLATZ; F. CORPREW; F.G. HALL; Y. KERR; R. KOSTER; S. LOS; K. MITCHELL; J.McMANUS; D. MYERS; K.-J. SUN; P. TRY (1995): An overview of the ISLSCP Initiative I data set, Internet-Publikation unter: <http://atiaia.cptec.inpe.br/lba/islscpcd1/acrobat/document/overview.pdf>, 33 S.
- v. SENGBUSCH, P. (1998): Botanik - online, C₃, C₄, und CAM, Regulation der Photosyntheseaktivität, Internet-Publikation der Universität Kiel unter: http://ostracon.biologie.uni-kl.de/b_online/d24/, 22 S.
- SMITH, J. A.; T. J. LIN; K. J. RANSON (1980): The Lambertian assumption and LANDSAT data, in: Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, no. 46, S. 1183 - 1189
- SPOHNER, R.(1993): Auswertung terrestrischer Photographien zur Quantifizierung von Landschaftsveränderungen - exemplarische Auswertung im Hunzatal (Karakorum) 1959 - 1992, unveröff. Diplomarbeit Geogr. Inst. Univ. Bonn

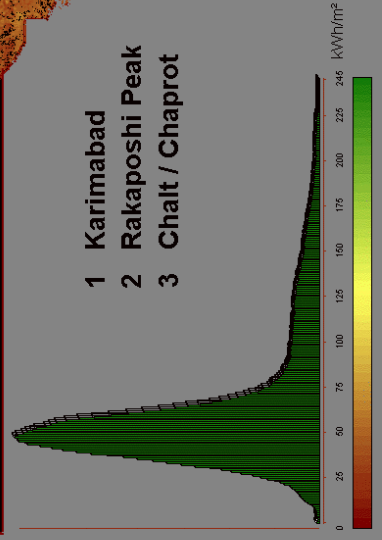
- STANITSKI-MARTIN, D. (1996): Atmospheric and environmental influences on wintertime short-wave radiation, San Juan Mountains, Colorado, U.S.A, in: Mountain Research and Development, vol. 16, no. 3, S. 199 - 210
- STEINWAND, D. R. (1994): Mapping raster imagery to the Interrupted Goode Homolosine Projection, Internet-Publikation des USGS EROS Data Center unter <http://edcdaac.usgs.gov/1KM/goodesarticle.html>, 8 S.
- STÖBER, G.(1993): Transformation der Hauswirtschaft und Landwirtschaft im Yasin-Tal, unveröffentlichtes Manuskript, 1993, 9 S.
- SUTTLES, J. T.; R. N. GREEN; P. MINNIS; G. L. SMITH; W. F. STAYLOR, B. A. WIELICKI; I. J. WALKER; D. F. YOUNG; V. R. TAYLOR; L. L. STOWE (1988): Angular radiation models for earth-atmosphere-systems, vol. I - Shortwave Radiation, NASA Reference Publication 1184, 44 S.
- TANRÉ, D.; M. HERMAN; P. Y. DESCHAMPS; A. DELEFFE (1979): Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties, in: Applied Optics, no. 18, S. 3587 - 3596
- TEILLET, P. M.; N. EL SALEOUS, M. C. HANSEN, J. C. EIDENSHINK, C. O. JUSTICE, J. R. G. TOWNSHEND (2000): An evaluation of the global 1-km AVHRR land data set, in: International Journal of Remote Sensing, vol. 21, no. 10, S. 1987 - 2021
- THOMAS, W. (1995): Die Bestimmung der Reflexionsfunktion orographisch strukturierter Landoberflächen, DLR-Forschungsbericht 95-27, 135 S.
- VEROUSTRAETE, F; PATYN, J. (1995): On the determination of net primary production for the Belgian territory with remote sensing derived FAPAR and a semi-empirical method, in: GUYOT, G.(Ed.): Proceedings of the International Colloquium Photosynthesis and Remote Sensing, 28 - 30 August 1995, Montpellier (France), S. 361 - 370
- VISSER, Ph. C. & J. VISSER-HOOFT (1938): Wissenschaftliche Ergebnisse der niederländischen Expeditionen in den Karakorum und die angrenzenden Gebiete in den Jahren 1922, 1925 und 1929/30, Bd. 2: Glaziologie, Leipzig
- VÖLLGER, C. (1993): Die Bestimmung der spektralen Reflexionsfunktion natürlicher Oberflächen bei Verwendung der Reziprozität, DLR-Forschungsbericht 93-30, 100 S.
- WAKE, C. P. (1987): Spatial and temporal variation of snow accumulation in the central Karakoram, Northern Pakistan, M. A. Thesis, Wilfried Laurier University Ottawa, 121 S. (unveröff.)

- WANG, J.; K. WHITE & G. J. ROBINSON (2000): Estimating surface net solar radiation by use of LANDSAT-5-TM and digital elevation models, in: International Journal of Remote Sensing, vol. 21, no. 1, S. 31 - 43
- WEARE, B. C. (1992): A comparison of ISCCP C1 cloud amounts with those derived from high resolution AVHRR images, in: International Journal of Remote Sensing, vol.13, no. 11, S. 1965 - 1980
- WEIERS, S. (1995): Zur Klimatologie des NW-Karakorum und angrenzender Gebiete, in: Bonner Geographische Abhandlungen, H. 92, 169 S.
- WEIERS, S. (1998): Wechselwirkungen zwischen sommerlicher Monsunaktivität und außertropischer Westzirkulation in den Hochgebirgen Nordpakistans, in: Petermanns Geographische Mitteilungen, no. 142, 1998/2, S. 85 - 104
- WHITEMAN, P. T. S. (1985): Mountain Oases, A technical report of agricultural studies in the Hunza, Ishkoman & Yasin valleys of the Gilgit District, Department of Agriculture / Integrated rural Development, FAO 1985
- WICHE, K. (1959): Klimamorphologische Untersuchungen im westlichen Karakorum, in: Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen Deutscher Geographentag, Berlin 1959, S. 190 - 203
- WINIGER, M. (1975): Bewölkungsuntersuchungen über der Sahara mit Wettersatellitenbildern, in: Geographica Bernensia G1, Bern, 149 S.
- WINIGER, M. (1984): Satellite data in topo-climatology, in: Applied Climatology, 25th International Geographical Congress Symposium No. 18: Applied Geography, Zürich, S. 41 - 52
- v. WISSMANN, H. (1959): Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien, in: Abhandlungen der Wissenschaft und der Literatur in Mainz, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, H. 14, S. 1101 – 1434

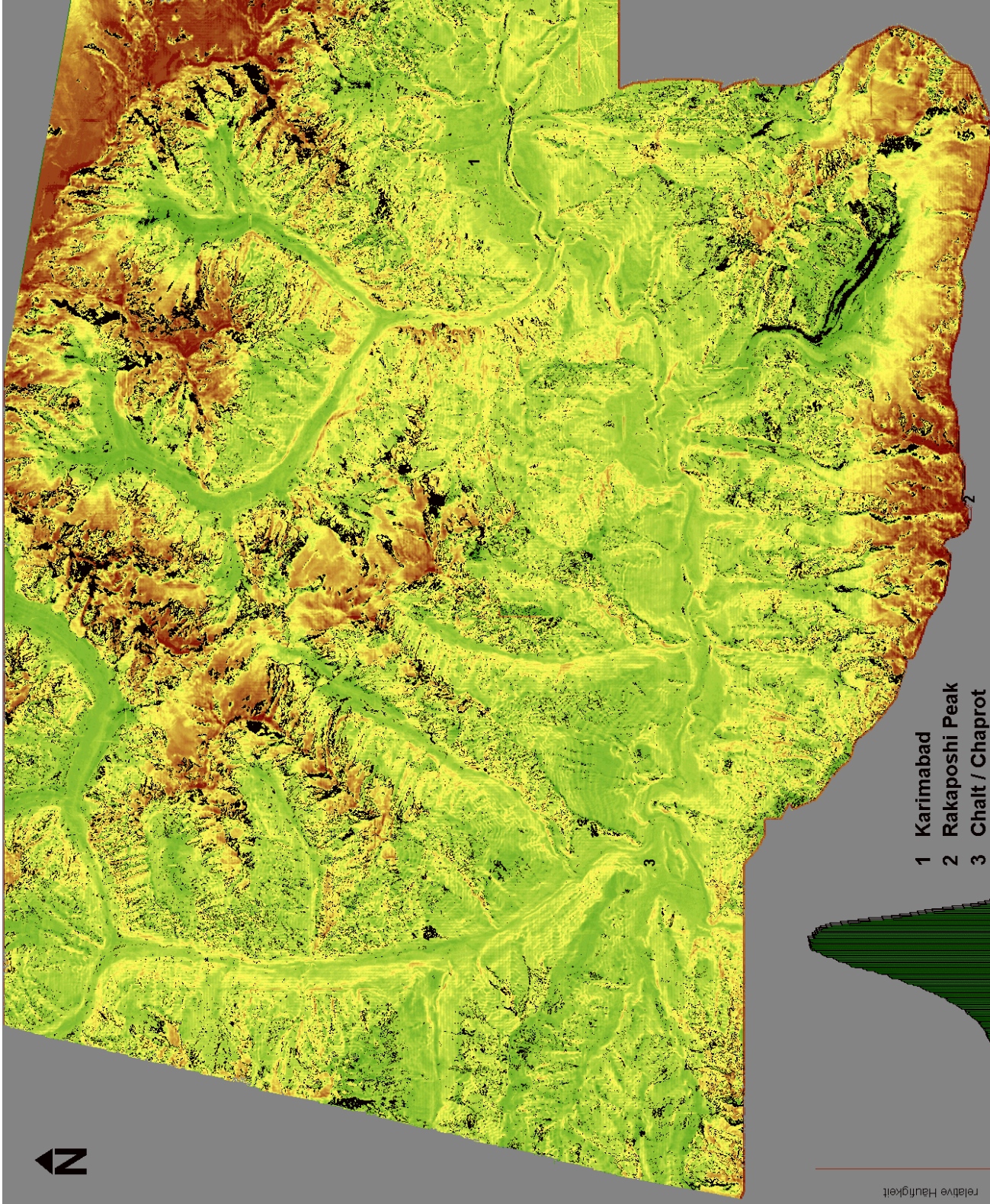




- 1 Karimabad
- 2 Rakaposhi Peak
- 3 Chalt / Chaprot

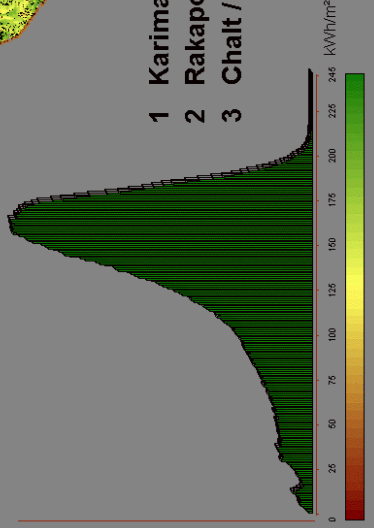


Potentielle kurzweilige Reflexion im Hunza-Karakorum für den Zeitraum 22. Juni bis 20. Juli 1990

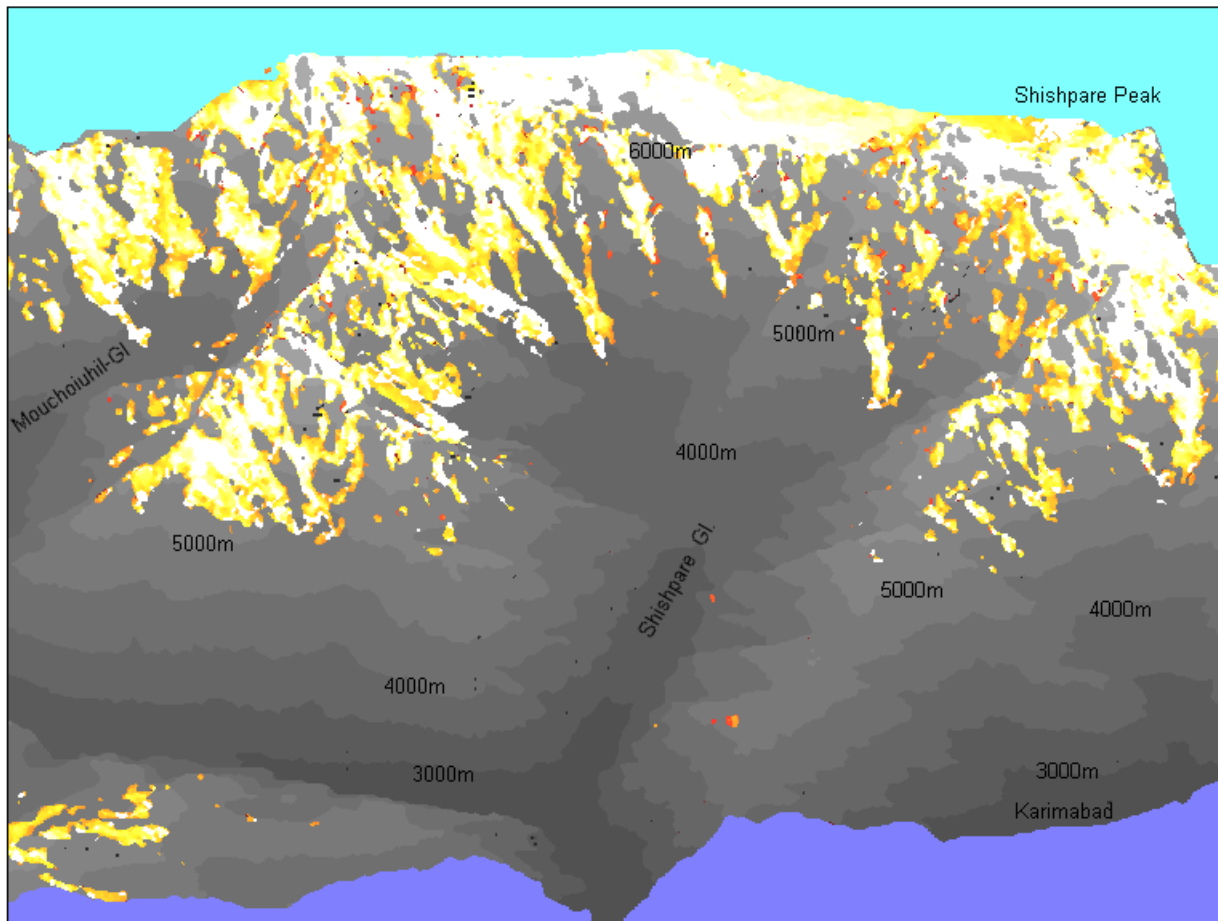


relative Häufigkeit

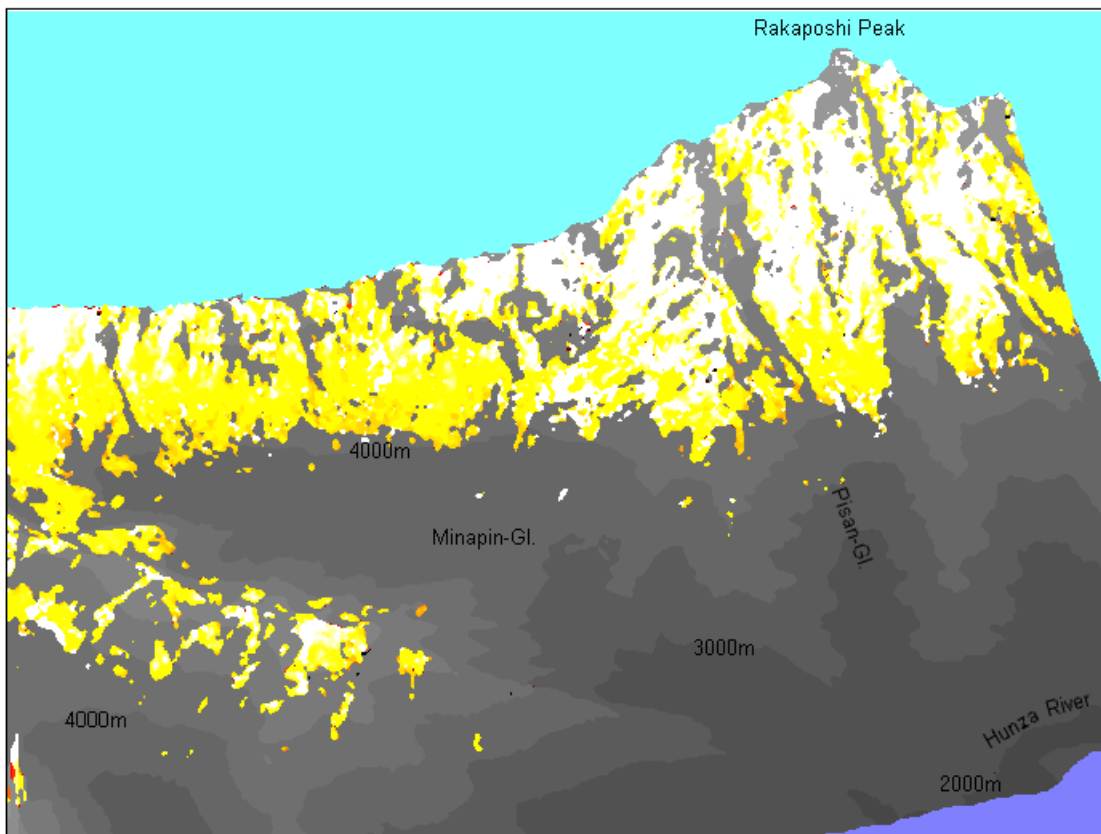
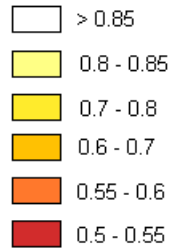
- 1 Karimabad
- 2 Rakaposhi Peak
- 3 Chalt / Chaprot



Potentielle kurzweilige Strahlungsbilanz im Hunza-Karakorum für den Zeitraum 22. Juni bis 20. Juli 1990



Albedowerte



Höhenverteilung von Schnee und Eis mit hoher Albedo (>0,5) in Nordexposition (unten) und Südexposition (oben)

Anlage 5